



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS SISMO-ESTRATIGRÁFICO Y
ESTRUCTURAL DEL ÁREA TAMIL-NAB,
SURESTE DEL GOLFO DE MÉXICO
PROFUNDO”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
I N G E N I E R O G E Ó L O G O

P R E S E N T A :

GUILLERMO PÉREZ DRAGO



DIRIGIDA POR: DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F.

ABRIL, 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
60-I-092

SR. GUILLERMO PÉREZ DRAGO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA TAMIL – NAB, SURESTE DEL GOLFO DE MÉXICO PROFUNDO

	RESUMEN
	INTRODUCCIÓN
I	GENERALIDADES
II	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
III	ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TAMIL - NAB
IV	ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TAMIL – NAB
V	ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA TAMIL – NAB
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta

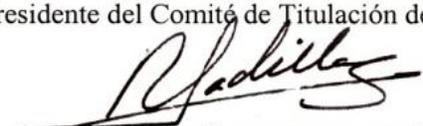
Asimismo, le recuerdo que la ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

CD. Universitaria, D. F. a 5 de Febrero de 2010

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería en Ciencias de la Tierra


DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ

RJPYS*RHL*srs



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

Designación de sinodales de Examen Profesional

A los señores profesores:

Presidente	DR. RICARDO JOSE PADILLA Y SANCHEZ
Vocal	DR. JOAQUIN EDUARDO AGUAYO CAMARGO
Secretario	M.C. EMILIANO CAMPOS MADRIGAL
1o. suplente	ING. JAVIER ARELLANO GIL
2o. suplente	M.I. ALBERTO HERRERA PALOMO

R. Padilla 18/03/10
J. Aguayo 18/03/10
E. Campos 18/03/10
J. Arellano 17/03/10
A. Herrera 18-mar/10

Me permito informar a ustedes que han sido designados sinodales del Examen Profesional del señor PEREZ DRAGO GUILLERMO registrado con número de cuenta 30275326-8 en la carrera de INGENIERÍA GEOLÓGICA quien ha concluido el desarrollo del tema que le fue autorizado.

Ruego a ustedes se sirvan revisar el trabajo adjunto y manifestar a esta Dirección, si es el caso, la aceptación del mismo.

Con el fin de asegurar el pronto cumplimiento de las disposiciones normativas correspondientes y de no afectar innecesariamente los tiempos de titulación, les ruego tomar en consideración que para lo anterior cuentan ustedes con un plazo máximo de **cinco días hábiles** contados a partir del momento en que ustedes **acusen recibo de ésta notificación**. Si transcurrido este plazo el interesado no tuviera observaciones de su parte, se entendería que el trabajo ha sido aprobado, por lo que deberán **firmar e oficio de aceptación del trabajo escrito**.

Doy a ustedes las más cumplidas gracias por su atención y les reitero las seguridades de mi consideración más distinguida.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F. a 17 de Marzo de 2010.

EL DIRECTOR

Mtro. José Gonzalo Guerrero Zepeda

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis está dedicada a mí querida madre, padre y hermana: Laura, Guillermo y Carolina, por haberme dado siempre su apoyo, sabias enseñanzas y cariño, siendo una gran guía y pilar en mi vida y en mi desarrollo profesional. Muchas gracias por todo. También dedico este trabajo, a mi querido tío Cesar y a mi abuelo Rolando, que siempre los recordare en mi corazón con mucho aprecio donde quiera que estén.

- Agradezco a la gente de PEMEX del Activo Integral Holok-Temoa en Cd. del Carmen Campeche y a la Subdirección Técnica de Exploración en Villahermosa Tabasco, por ofrecerme su apoyo y facilitarme el material con el que elabore este trabajo.
- A mi alma Mater, la Universidad Nacional Autónoma de México y a mi país México, que me dieron una carrea profesional de alto nivel, proporcionándome los conocimientos y herramientas necesarias para desarrollarme como profesional y convertirme en un ingeniero.
- A mí querida tía Ligia y a Jaime Urrutia-Fucugauchi, por su enorme e incondicional apoyo y confianza a lo largo de toda mi carrera, muchas gracias.
- A la gente de GYMSA, en especial a Francisco Meneses Garibay y David Jiménez, por sus grandes enseñanzas y afectiva amistad que me han brindado en estos años.
- A mi director de tesis el Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, por su tiempo y dedicación en la asesoría de este trabajo, gracias por su apoyo, confianza y amistad.
- A los integrantes de mi jurado: Dr. Ricardo Padilla y Sánchez, M.C. Emiliano Campos Madrigal, Ing. Javier Arellano Gil y M.I. Alberto Herrera Palomo, por su tiempo y dedicación para la revisión de este trabajo.
- A mi querida Ana Gabriela, que amo y estimo, gracias por su gran apoyo emocional e intelectual, siendo siempre una fuente de inspiración.
- A todos mis amigos y a mis compañeros de la Facultad, gracias por su amistad, fiestas, desveladas, viajes y buenos y divertidos momentos que hemos pasado juntos.
- En general, agradezco a la vida que me ha dado el don de estar vivo, sano y feliz.

*“Hay placer en los bosques sin senderos;
Hay éxtasis en una costa solitaria;
Hay sociedad donde nadie se inmiscuye.
Por la profundidad del océano y la música del rugido,
No amo menos al hombre, pero si más a la naturaleza.”*
-Lord Byron

ÍNDICE

Introducción

Resumen

1. GENERALIDADES	1
1.1. Localización del área de estudio	1
1.2. Planteamiento del Problema	1
1.3. Objetivos	2
1.4. Metas y Alcances	2
1.5. Información Disponible	2
1.6. Metodología y Desarrollo del Trabajo	3
1.7. Antecedentes	5
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1. Fisiografía y Batimetría del Golfo de México	7
2.2. Origen y Evolución Tectono-Estratigráfica del Golfo de México	8
2.2.1. Periodo de Rifting	9
2.2.2. Periodo Tectónico de Margen Pasiva	11
2.2.3. Periodo Tectónico de Compresión	15
2.3. Geología Estructural del Área Marina de Campeche	25
2.3.1. Entorno Tectono-Estructural	25
2.3.2. Estilo Estructural	26
2.3.3. Provincias Tectono-Estructurales	28
2.4. Estratigrafía, Ambientes Sedimentarios y Facies del Área Marina de Campeche	31
2.4.1. Jurásico Inferior (Pre-Calloviano)	31
2.4.2. Jurásico Medio (Calloviano)	33
2.4.3. Jurásico Superior (Oxfordiano)	33
2.4.4. Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	36
2.4.5. Jurásico Superior (Tithoniano)	40
2.4.6. Cretácico	43
2.4.6.1. Cretácico Inferior	43
2.4.6.2. Cretácico Inferior-Medio	46
2.4.6.3. Cretácico Superior	48
2.4.6.4. Unidades de Brecha del Cretácico Superior	50
2.4.7. Paleoceno	51
2.4.8. Eoceno	54
2.4.9. Oligoceno	55
2.4.10. Mioceno	56
2.4.11. Plio-Pleistoceno	57



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TAMIL-NAB	59
3.1. Localización de la Sección de Correlación	59
3.2. Descripción de Unidades Estratigráficas	60
3.2.1. Jurásico	60
3.2.1.1. Jurásico Superior (Oxfordiano)	60
3.2.1.2. Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	62
3.2.1.3. Jurásico Superior (Tithoniano)	63
3.2.2. Cretácico	70
3.2.2.1. Cretácico Inferior	70
3.2.2.2. Cretácico Inferior-Medio	74
3.2.2.3. Cretácico Superior	76
3.2.3. Cenozoico	84
3.2.3.1. Paleógeno	84
3.2.3.2. Neógeno	87
3.2.4. Cuaternario (Pleistoceno)	89
4. ANÁLISIS SISMO-ESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TAMIL-NAB	94
4.1. Introducción	94
4.2. Descripción de Unidades Sismoestratigráficas	98
4.2.1. Secuencia 1	98
4.2.2. Secuencia 2	98
4.2.3. Secuencia 3	101
4.2.4. Secuencia 4	102
4.2.5. Secuencia 5	104
4.2.6. Secuencia 6	106
4.2.7. Secuencia 7	106
4.2.8. Secuencia 8	107
4.2.9. Secuencia 9	110
4.2.10. Secuencia 10	111
4.2.11. Secuencia 11	113
4.2.12. Secuencia 12	116
5. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA TAMIL-NAB	117
5.1. Introducción	117
5.2. Estilo Estructural	119
5.3. Evolución Estructural y Tectono-Sedimentaria	122
5.3.1. Introducción	122
5.3.2. Fase 1	125
5.3.3. Fase 2	128
5.3.4. Fase 3	129
5.3.5. Fase 4	134

BIBLIOGRAFÍA

Lista de Tablas, Anexos y Figuras:

Tabla 1.1.- Diagrama de metodología y desarrollo del trabajo

Tabla 4.1.- Descripción de parámetros sísmicos de secuencias sísmicas interpretadas

Anexo 1.- Sección de correlación de pozos para el Jurásico Superior

Anexo 2.- Sección de correlación de pozos para el Cretácico

Anexo 3.- Sección de correlación de pozos para el Cenozoico

Anexo 4.- Balanceo de sección

Anexo 5.- Sinopsis cronoestratigráfica, paleo-sedimentaria y tectono-estructural del área Tamil-Nab

Fig. 1.1.- Localización del área de estudio

Fig. 2.1.- Mapa provincias fisiográficas

Fig. 2.2.- Disgregación de Pangea durante el Triásico

Fig. 2.3.- Desprendimiento del Bloque de Yucatán en el Jurásico Medio

Fig. 2.4.- Distribución evaporitas durante Jurásico Medio

Fig. 2.5.- Paleobatimetría e isopacas Cretácico Inferior

Fig. 2.6.- Paleobatimetría e isopacas Cretácico Superior

Fig. 2.7.- Paleobatimetría e isopacas Paleoceno

Fig. 2.8.- Colisión Bloque Chortis Cretácico Superior

Fig. 2.9.- Paleobatimetría e isopacas Oligoceno

Fig. 2.10.- Paleobatimetría e isopacas Mioceno

Fig. 2.11.- Colisión Bloque Chortis Mioceno

Fig. 2.12.- Desprendimiento Bloque Chortis Plio-Pleistoceno

Fig. 2.13.- Elementos regionales del Golfo de México

Fig. 2.14.- Morfología estructural del área marina de Campeche

Fig. 2.15.- Provincias tectono-estructurales del área marina de Campeche

Fig. 2.16.- Columnas estratigráficas del sureste del Golfo de México

Fig. 2.17.- Paleoambientes del Oxfordiano Inferior

Fig. 2.18.- Mapa paleoambientes del Oxfordiano Inferior

Fig. 2.19.- Diagrama rampa carbonatada del Kimmeridgiano

Fig. 2.20.- Mapa litofacies del Kimmeridgiano

Fig. 2.21.- Mapa paleoambientes Tithoniano Inferior

Fig. 2.22.- Mapa paleoambientes Tithoniano Superior

Fig. 2.23.- Mapa litofacies Cretácico Inferior

Fig. 2.24.- Mapa paleoambientes Cretácico Inferior

Fig. 2.25.- Mapa litofacies Albiano

Fig. 2.26.- Mapa litofacies Albiano-Cenomaniano

Fig. 2.27.- Mapa litofacies Cretácico Superior

Fig. 2.28.- Modelo paleoambientes Cretácico Superior

Fig. 2.29.- Mapa litofacies Paleoceno

Fig. 2.30.- Mapa paleoambientes Paleoceno

Fig. 3.1.- Localización de pozos y sección de correlación

Fig. 3.2.- Columna estratigráfica Jurásico Superior pozo A-1

Fig. 3.3.- Columna estratigráfica Jurasico Superior pozo B-1
Fig. 3.4.- Columna estratigráfica Jurasico Superior pozo C-1
Fig. 3.5.- Columna estratigráfica Jurasico Superior pozo D-1
Fig. 3.6.- Columna estratigráfica Cretácico pozo A-1
Fig. 3.7.- Columna estratigráfica Cretácico pozo B-1
Fig. 3.8.- Columna estratigráfica Cretácico pozo C-1
Fig. 3.9.- Columna estratigráfica Cretácico pozo D-1
Fig. 3.10.- Columna estratigráfica Cenozoico pozo A-1
Fig. 3.11.- Columna estratigráfica Cenozoico pozo B-1
Fig. 3.12.- Columna estratigráfica Cenozoico pozo C-1
Fig. 3.13.- Columna estratigráfica Cenozoico pozo D-1
Fig. 4.1.- Sección sísmica Tamil-Nab
Fig. 4.2.- Interpretación de facies sísmicas S1 y S2
Fig. 4.3.- Interpretación de facies sísmicas S1 y S2
Fig. 4.4.- Interpretación de facies sísmicas S3 y S4
Fig. 4.5.- Interpretación de facies sísmicas S3 y S4
Fig. 4.6.- Interpretación de facies sísmicas S3 y S4
Fig. 4.7.- Interpretación de facies sísmicas S5 y S6
Fig. 4.8.- Interpretación de facies sísmicas S5 y S6
Fig. 4.9.- Interpretación de facies sísmicas S6, S7, S8 y S9
Fig. 4.10.- Interpretación de facies sísmicas S8, S9 y S10
Fig. 4.11.- Interpretación de facies sísmicas S8, S9 y S10
Fig. 4.12.- Interpretación de facies sísmicas S9, S10, S11 y S12
Fig. 4.13.- Interpretación de facies sísmicas S9, S10, S11 y S12
Fig. 5.1.- Mapa estructural cima Cretácico del área Tamil-Nab
Fig. 5.2.- Modelo de evolución de masas salinas
Fig. 5.3.- Sección geológica interpretada
Fig. 5.4.- Interpretación estructural zona occidental
Fig. 5.5.- Interpretación estructural zona oriental
Fig. 5.6.- Balanceo de sección
Fig. 5.7.- Diagrama halokinesis por flotación
Fig. 5.8.- Diagrama movilidad de la sal por deslizamiento gravitacional
Fig. 5.9.- Interpretación sísmica de estratos de crecimiento
Fig. 5.10.- Diagrama movilidad de la sal por carga diferencial
Fig. 5.11.- Modelo evolutivo de pliegues interpretados
Fig. 5.12.- Modelo de estratos de crecimiento
Fig. 5.13.- Interpretación sísmica de estratos de crecimiento
Fig. 5.14.- Interpretación sísmica de estratos de crecimiento

ANÁLISIS SISMO-ESTRATIGRÁFICO Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA TAMIL-NAB, SURESTE DEL GOLFO DE MÉXICO PROFUNDO

Resumen

En este trabajo se presenta la interpretación estratigráfica, sismo-estratigráfica y estructural del sector denominado Tamil-Nab, localizado en la porción noroccidental del área marina de Campeche y sur oriental de la cuenca Salina del Golfo, en aguas profundas del sureste del Golfo de México. Sus principales objetivos, son determinar la evolución tectono-estratigráfica, sedimentaria, paleoambiental y estructural de las secuencias estratigráficas del Mesozoico y Cenozoico en el área, para una posible aplicación en la prospección de hidrocarburos. Con este propósito, se realizaron tres tipos de análisis: 1) estratigráfico, 2) sismoestratigráfico y 3) estructural.

El análisis estratigráfico consistió en la integración e interpretación de informes de Pemex para elaborar columnas estratigráficas y secciones de correlación, utilizando información de 4 pozos exploratorios: A-1, B-1, C-1 y D-1, perforados en tirantes de agua que oscilan entre los 500 y 1000 m de profundidad. Se determinó la litología, evolución paleoambiental, distribución de litofacies y biofacies, discordancias, continuidad lateral y acuñamientos de las unidades lito y crono estratigráficas, así como, asignar los intervalos de rocas generadoras, almacenadoras, productoras y sellos de hidrocarburos. Los paleoambientes iniciaron con rampa interna-externa en el Oxfordiano y posteriormente variaron a ambientes de cuenca con condiciones reductoras durante el Kimmeridgiano-Tithoniano. Durante el Cretácico predominaron paleoambientes de cuenca, con algunas variaciones cíclicas a plataforma externa-interna. Para el Paleógeno, se reportaron paleobatimetrías de batial inferior a medio; y durante el Neógeno, de batial medio-superior a nerítico externo.

En el análisis sismoestratigráfico, se interpretó una línea sísmica que pasa por los cuatro pozos de exploración, con dirección preferencial NE-SW, longitud aproximada de 85 km y tiempo de registro de 5500 milisegundos. La metodología utilizada fue la estratigrafía sísmica; la cual consiste en la interpretación de perfiles sísmicos de reflexión, subdividiendo paquetes con reflexiones concordantes, separados por superficies de discontinuidad; interpretadas como límites de secuencias que limitan a una secuencia depositacional, o su relativa concordancia lateral. Así mismo, se realizó el análisis de facies sísmicas para describir la configuración interna de cada secuencia y determinar sistemas y elementos depositacionales, así como, la estimación de sus litofacies de forma indirecta. Durante este análisis se identificaron 12 secuencias sísmicas correspondientes a facies de: desbordo, canal, lóbulos turbidíticos, derrumbes, deslizamientos y hemipelágicas. Estas facies corresponden a sistemas depositacionales de abanico submarino (Slope Fan Complex), depositados predominante sobre el talud, en condiciones de nivel bajo del mar (Low Stand Systems Tracts).

El análisis estructural tuvo como objetivo identificar: fases y tiempo de la deformación, secuencias involucradas durante cada fase (tectonosecuencias), estilos estructurales, respuesta e influencia de la tectónica salina, acortamiento de la sección y mecanismos de deformación; todo esto con el fin de crear un modelo geológico que permita entender la evolución tectono-sedimentaria y estructural del área de estudio. Se elaboró un balanceo de sección, en el cual se corrigió geoméricamente a la sección deformada, para restaurarla a un estado no deformado o con menor deformación en un tiempo determinado. Se interpretaron estratos de crecimiento de secuencias sintectónicas, con el fin de determinar las principales fases de deformación, así como la evolución cinemática del fallamiento y levantamiento.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Se identificaron 4 fases de deformación, cada una correspondiente a una tectonosecuencia: Fase 1, tectonosecuencia de margen pasivo (Jurásico Superior-Cretácico Superior), inducida por los mecanismos de halokinesis por flotación y de deslizamiento gravitacional; Fase 2, tectonosecuencia de antifosa (Paleoceno Inferior-Mioceno Medio), controlada por los mecanismos de halokinesis por carga diferencial y de deslizamiento gravitacional; Fase 3, tectonosecuencia de cinturón plegado (Mioceno Superior-Plioceno Medio Temprano), influenciada por los efectos tectónicos de subducción, en la margen del Pacífico, entre el Bloque Chortis y la Sierra de Chiapas, al propagarse los esfuerzos hacia el norte; y Fase 4, tectonosecuencia de margen isostáticamente levantada (Plioceno Medio-Pleistoceno-Reciente), inducida por los mecanismos de halokinesis por carga diferencial y halokinesis de expansión por gravedad.

Los resultados de esta tesis podrán servir como una fuente de información o referencia, para futuros estudios que se realicen en el área de aguas profundas del sureste del Golfo de México, relacionados con la estratigrafía, sedimentología y geología estructural, así como, un apoyo para evaluar los elementos del sistema petrolero, como son: roca generadora, roca almacén, trampas, roca sello, migración y sincronía.

Introducción

En décadas recientes, Pemex Exploración y Producción, ha realizado estudios de exploración geológica y geofísica en aguas profundas del sureste del Golfo de México; esto debido a la necesidad de incrementar las reservas y la producción de hidrocarburos del país. El principal problema, es que se conoce poco de la geología del subsuelo de esta área, localizada en el talud continental y cuenca del Golfo, en tirantes de agua que rebasan los 500 m de profundidad. El nuevo reto es extender los conocimientos y modelos geológicos que se tienen del subsuelo en aguas someras, para aplicarlos a zonas inexploradas, en aguas profundas. Uno de los puntos más importantes es entender la estratigrafía, sedimentología, evolución paleoambiental y tectono-estructural en la parte profunda del Golfo, a partir del análisis y evaluación de modelos geológicos y geofísicos, que sean aplicables en el desarrollo de la industria de la exploración petrolera.

Para poder elaborar un estudio de esta magnitud, es necesario contar con las herramientas adecuadas y la interpretación correcta, que permita estudiar al subsuelo de forma directa e indirecta. Para este trabajo se utilizó información de pozos, registros eléctricos, datos bioestratigráficos y sísmica de reflexión, amablemente proporcionados por Pemex Exploración y Producción con su debida autorización. A partir del análisis e integración de esta información, es posible hacer interpretaciones del subsuelo que nos brinden hipótesis o teorías sobre la evolución de la cuenca en el tiempo y espacio. Conjuntamente, para contar con un marco de referencia general, se analizó la información estratigráfica, tectónica y estructural del sureste Mexicano y área marina de Campeche, obtenida a partir de varias publicaciones y tesis, sustentadas con informes de Pemex y del IMP, para determinar las diferencias y similitudes estratigráficas, sedimentarias y estructurales que existen en relación con las del área de estudio.

Capítulo 1. GENERALIDADES

1.1. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en aguas territoriales sobre el talud continental del sureste del Golfo de México, en tirantes de agua que oscilan entre 500 y 1000 metros de profundidad (Fig. 1.1). Se ubica frente a las costas de Tabasco y Campeche a una distancia de 160 km al noroeste de Ciudad del Carmen, 235 km al oeste de la ciudad de Campeche y 250 km al noreste de Coatzacoalcos. Geológicamente se sitúa dentro de la Cuenca Salina del Golfo, en las cercanías del área marina de Campeche, a aproximadamente a 100 km al NW del campo petrolero Cantarell.

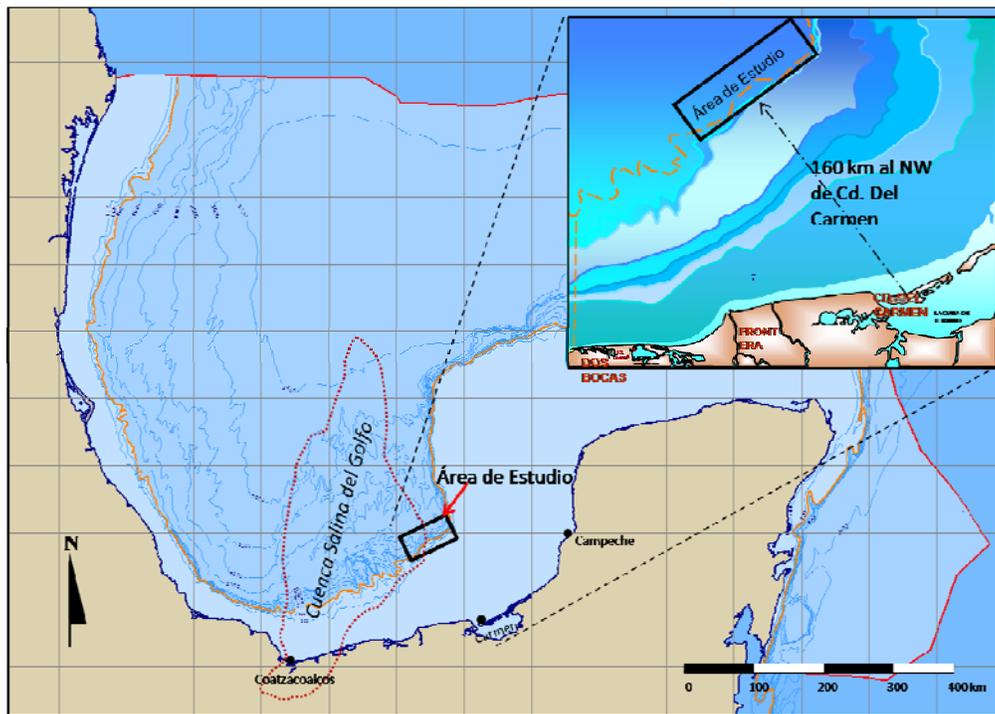


Fig. 1.1.- Localización del área de estudio en el sureste del Golfo de México Profundo (Modificada de Base de datos de PEP).

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Actualmente en México existe la necesidad de explorar y obtener mayor información del subsuelo en el Golfo de México profundo en tirantes de agua mayores a los 500 m. Es necesario extender los conceptos y modelos geológicos, que actualmente se conocen de la plataforma continental, para aplicarlos en aguas profundas en zonas no exploradas en el talud y cuenca; esto con el fin de entender la geología del subsuelo del área marina de Campeche e incorporar más recursos energéticos que sirvan para el desarrollo del país. Un aspecto importante es, entender la estratigrafía a detalle en la parte profunda del Golfo, a partir de la identificación de sus unidades estratigráficas, sus posibles correlaciones a nivel regional y local, sistemas depositacionales,



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

paleoambientes de sedimentación, variación de las facies y sus condiciones de depósito; así como, su evolución penecontemporánea tectónica y la deformación estructural en el área de estudio.

1.3. OBJETIVO

El objetivo fundamental del trabajo es establecer la evolución estratigráfica, paleosedimentaria, paleoambiental y tectono-estructural, de una región del Golfo de México en aguas profundas, llamada Tamil-Nab, a partir del reconocimiento de las unidades sismoestratigráficas, litoestratigráficas, bioestratigráficas y del análisis estructural; esto con el propósito de crear un modelo geológico estratigráfico, estructural y tectono-sedimentario, para su posible aplicación en la prospección de hidrocarburos en rocas del Mesozoico y Cenozoico.

1.4. METAS Y ALCANCES

Se dan a conocer las características estratigráficas, depositacionales y estructurales, de las unidades del Terciario y del Mesozoico, tales como: condiciones de depósito, litofacies, distribución areal y temporal, espesor, configuración, continuidad y terminación estratigráfica; para interpretar, la evolución estructural y tectónica del área de estudio, entre otras. Los resultados de esta tesis servirán como una fuente de información o referencia, para otros estudios de exploración petrolera que se realicen en el área profunda del Golfo de México, en el área Tamil-Nab.

1.5. INFORMACIÓN UTILIZADA

El estudio se realizó a partir de la interpretación de cuatro diferentes fuentes de información primordiales, proporcionadas por Pemex, las cuales se describen a continuación:

- 1) Reportes Litológicos: Se obtuvieron reportes litológicos de los pozos: A-1, B-1, C-1 y D-1. Constan de reportes e informes de pozos referentes a la composición litológica de muestras de canal y núcleos de cada pozo. De forma megascópica y microscópica se describen las muestras, indicando su composición litológica, profundidad del intervalo, minerales accesorios y edad relativa.
- 2) Reportes Micropaleontológicos: Se obtuvieron reportes micropaleontológicos de los pozos: A-1, B-1, C-1 y D-1. Consisten en reportes en donde se identifican a detalle los fósiles índice que definen cada piso estratigráfico; indican la cima y la base con la primera y última aparición de fósiles índices, edad relativa de las unidades y pisos estratigráficos, profundidad del intervalo bioestratigráfico; interpretación del ambiente y paleobatimetría, biozonas, abundancia de fósiles, breve descripción litológica y número de muestra.
- 3) Registros Geofísicos de Pozo: Para la interpretación, se utilizaron únicamente dos tipos de registros geofísicos por cada pozo: a) Rayos Gamma (GR), el cual mide la radioactividad natural y la arcillosidad de la formación, y b) el registro de Resistividad (R), que mide la saturación de fluidos en la formación. Con fines de interpretación y correlación; el registro

de Rayos Gamma (GR) se modificó duplicando la imagen del registro en forma de espejo y se colocó en el carril izquierdo de color verde en una escala de 0 a 150 API°; mientras que en el carril derecho, se colocó el registro de Resistividad (R) de color rojo, en una escala logarítmica.

- 4) Secciones Sísmicas: Se utilizó una sección sísmica compuesta, integrada por tres segmentos sísmicos obtenidos de tres volúmenes sísmicos diferentes, los cuales estuvieron sujetos a un proceso de migración preapilamiento en tiempo (PSTM). La sección sísmica es una línea arbitraria que pasa por los cuatro pozos de exploración con una dirección preferencial NE-SW, una longitud aproximada de 90 km y longitud en tiempo de 5540 milisegundos.

1.6. METODOLOGÍA Y DESARROLLO DE TRABAJO

La parte interpretativa de este trabajo se dividió en tres fases principales: 1) análisis estratigráfico, 2) análisis sismoestratigráfico y 3) análisis estructural. El siguiente diagrama de flujo define la estrategia y metodología con las que se realizaron los análisis (Tabla 1.1):

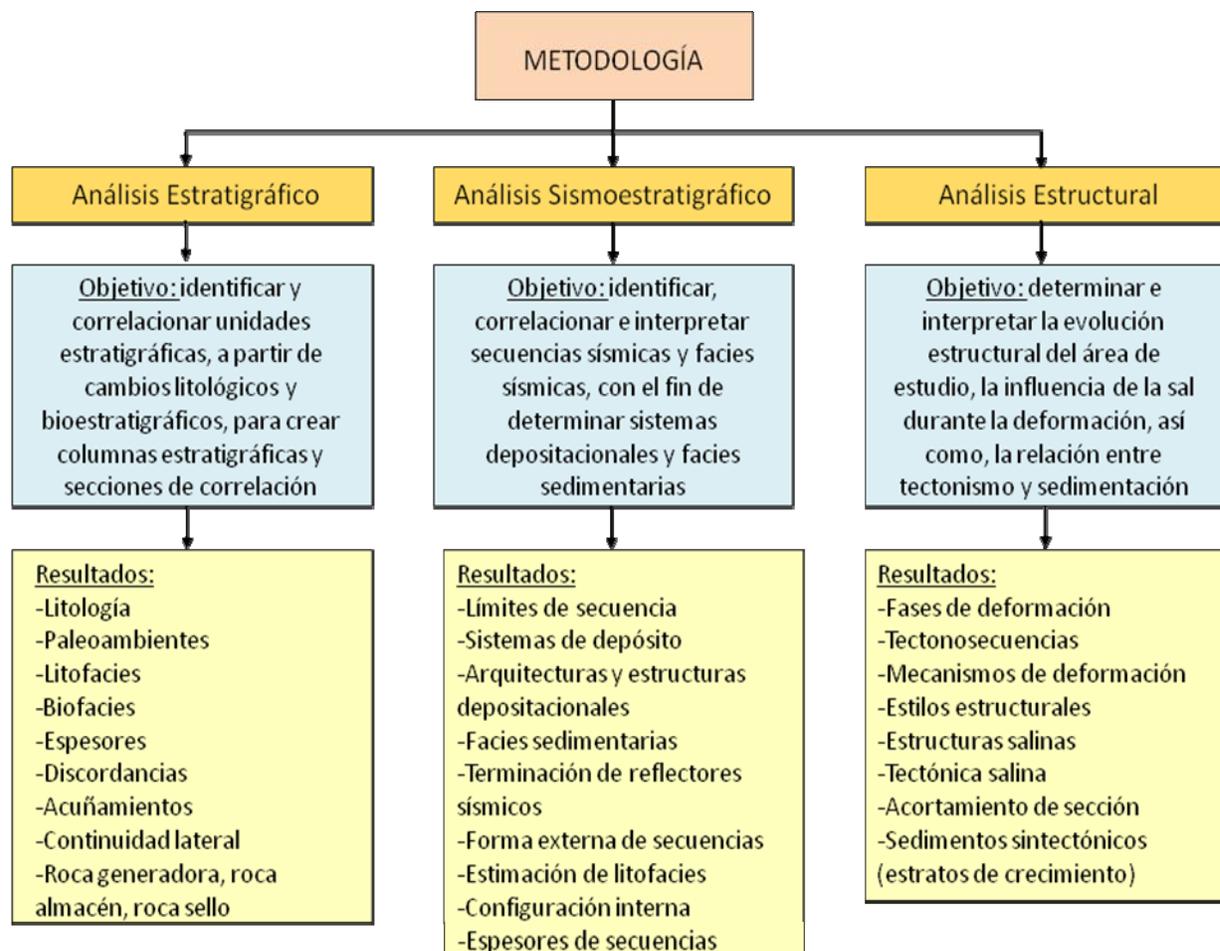


Tabla 1.1. Diagrama que muestra objetivos y resultados de metodología aplicada

La interpretación se realizó en un ambiente de estación de trabajo con el software StratWorks y SeisWorks de Landmark con el sistema operativo Linux, en las instalaciones del Activo Integral Holok-Temoa, Pemex Exploración y Producción, en Ciudad del Carmen, Campeche. A continuación se describe paso a paso el desarrollo y la metodología empleada durante cada fase del trabajo:

I. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

- ✓ Establecimiento de Unidades Cronoestratigráficas: Consistió en identificar las cimas y bases en profundidad, de las unidades cronoestratigráficas presentes en cada pozo, a partir de la información descrita en los reportes micropaleontológicos y la obtenida durante la etapa de perforación del pozo. Posteriormente, se sobrepusieron las cimas y bases de cada unidad al registro geofísico de pozo.
- ✓ Descripción de Unidades Litoestratigráficas: A partir de los reportes litológicos y las respuestas eléctricas de los registros geofísicos de pozo, se elaboraron descripciones y columnas litoestratigráficas de cada pozo, y con la información de los reportes micropaleontológicos se asignó el paleoambiente de depósito. Así mismo, se determinaron los posibles intervalos de roca generadora, almacén, productora y sello de hidrocarburos.
- ✓ Correlación de Pozos: Se realizó la correlación estratigráfica entre todos los pozos. Se correlacionaron las unidades con el fin de determinar eventos estratigráficos que indiquen: presencia o ausencia de unidades estratigráficas por adelgazamiento o acuñamiento; variaciones en espesor, variaciones de litofacies y biofacies, secciones condensadas y superficies de erosión o de no depósito.

II. ANÁLISIS SISMO-ESTRATIGRÁFICO

- ✓ Establecimiento y correlación de Unidades Cronoestratigráficas: El primer paso consistió en sobreponer las cimas de las unidades cronoestratigráficas de cada pozo a la sección sísmica; para ello se requirió de una conversión profundidad-tiempo, utilizando una función de velocidades sísmicas proporcionada por Pemex y obtenida a partir del registro sísmico y de check shots. Posteriormente se realizó la correlación de las unidades cronoestratigráficas a lo largo de la sección sísmica, respetando la continuidad de eventos y patrones de reflexión sísmicos.
- ✓ Identificación de Secuencias Sísmicas: Consistió en subdividir a la sección sísmica en paquetes concordantes de reflectores sísmicos, separados por superficies de discontinuidad, utilizando la metodología de Mitchum y Vail (1977). Cada secuencia sísmica corresponde a paquetes de roca con reflectores concordantes cuyos límites, inferior y superior, son superficies de discontinuidad, o su relativa concordancia lateral, interpretándolos como límites de una secuencia sísmica. La interpretación se hizo a partir de la observación de los límites de las secuencias sísmicas, tomando como base la continuidad y la terminación de los reflectores sísmicos.

- ✓ *Interpretación de Facies Sísmicas:* Consiste en la descripción interna de los patrones sísmicos de reflexión dentro de cada secuencia sísmica, analizando la configuración interna, continuidad, amplitud, frecuencia y velocidad de intervalo de los reflectores sísmicos internos de cada secuencia sísmica. Esta metodología es una de las herramientas más útiles para el reconocimiento y correlación lateral de depósitos sedimentarios, interpretación de sistemas depositacionales y ambientes sedimentarios y la estimación de sus litofacies de forma indirecta.

III. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

- ✓ *Identificación del Estilo Estructural:* Se identificaron rasgos estructurales a lo largo de la sección, tales como, anticlinales, sinclinales, fallas inversas y fallas normales, a partir de los cambios en la horizontalidad y continuidad de los reflectores sísmicos, con el fin de determinar el estilo estructural del área. En el estilo estructural se describe la geometría, forma, distribución y orientación del paquete sedimentario afectado por las condiciones mecánicas.
- ✓ *Evolución Estructural:* Consistió en identificar en la sección sísmica las fases y tiempo de la deformación; secuencias involucradas durante cada fase (tectonosecuencias); intensidad de la deformación; geometría de las estructuras generadas; estilos estructurales; respuesta e influencia de la tectónica salina; acortamiento de la sección; mecanismos de deformación; y la evidencia sismoestratigráfica y tectono-sedimentaria de secuencias sintectónicas.

Conjuntamente, para contar con un marco de referencia general, se analizó la información estratigráfica, tectónica y estructural del sureste Mexicano y área marina de Campeche, obtenida a partir de varias publicaciones y tesis, soportadas con informes de Pemex y del IMP, para determinar las diferencias y similitudes estratigráficas, sedimentarias, estructurales y tectónicas que existen en comparación con las del área de estudio.

1.7. ANTECEDENTES

Se han desarrollado varios trabajos de investigación de geología y geofísica en las provincias de Chiapas-Tabasco-Campeche y su continuidad hacia el Golfo de México, con diversos objetivos y con enfoques tectónicos, estructurales, estratigráficos, paleo-sedimentarios y geoquímicos, que han sido reportados por diversos autores desde hace varias décadas; aquí solamente se destacan algunos de ellos:

(1) Tectónico-estructurales: Dengo y Bohnenberger (1969); Viniegra (1971); Sánchez-Montes de Oca (1978); Burkart (1978); Meneses de Gyves (1980); Meneses-Rocha (1986 y 1987); Burkart et

al. (1987); Bartok (1989 y 1993); Vélez-Scholvink (1990); Ángeles-Aquino et al.(1994); Padilla y Sánchez, (2007), entre otros. (2) Estratigráficos y paleo-sedimentarios: Aguayo (1966); Weyl (1974); Olivas-Ramírez (1975); Castro-Mora et al.(1975); Flores-Vargas y Baro-Santos (1977); Aguayo et al. (1985a y 1985 b); Basañez y Brito (1987); Ángeles-Aquino (1988); Alencáster y Michaud (1990); Herrera y Estavillo (1991). (3) Geoquímicos: Holguín (1985); Guzmán y Mello (1999); entre otros relacionados con el origen y la caracterización geoquímica de los hidrocarburos.

Los proyectos de investigación geofísica han sido fundamentales para definir geométricamente a las estructuras geológicas y a las secuencias sísmo-estratigráficas en el subsuelo profundo de la región; Camargo y Quezada (1991) reportan que Petróleos Mexicanos exploró en 1948 y 1949 la zona costera marina del Sur del estado de Veracruz y la de Tabasco, configurando gravimétricamente los domos salinos y delimitándolos detalladamente con sísmica de reflexión continua. Desde 1950 a 1971, se perforaron los pozos exploratorios: Tortuguero-1, Rabón Grande-1, Santa-Ana-239 y Marbella-1, estableciéndose la columna estratigráfica del Terciario-Cuaternario de la región costera. A partir de 1971, se intensificaron los estudios de geofísica marina con apoyo de la información geológica-geofísica terrestre, identificándose los sistemas estructurales mayores en la región del Cañón de Campeche; y entre 1974 y 1976, se perforó el pozo Chac-1 y otros más en el campo Cantarell, definiéndose la columna estratigráfica y los atributos paleo-sedimentarios de la provincia marina. Entre 1974 y 1983, continuó el estudio sísmico hasta la isóbata de 500 metros; desde 1979 a la fecha, se enmarcan las estructuras geológicas del subsuelo marino con métodos sísmicos tridimensionales de alta resolución; la estratigrafía y los paleo-ambientes sedimentarios se interpretan con sísmoestratigrafía de secuencias y con el estudio de las muestras colectadas de los pozos que se perforan, lo cual permite interpretar la evolución tectono-sedimentaria y eustática en la provincia geológica marina.

En la planicie costera del Sureste de México y su extensión hacia el Golfo de México los estudios de investigación tectónica-estructural y estratigráfica-sedimentológica del Cuaternario en la región de estudio son escasos, comparativamente con los del Mesozoico y del Terciario que son estratégicos para la exploración petrolera. Sandoval-Ochoa et al.(1999), proponen un modelo de bloques corticales del basamento, con relación a su morfología y a la tectónica del Suroeste del Golfo de México; Aguayo et al.(1999), estudian la velocidad de progradación sedimentaria holocénica en la llanura costera del sistema fluvial deltáico Grijalva-Usumacinta, con relación a los sistemas neotectónicos de fallamiento lateral izquierdo; Aguayo et al. (2001), enfatizan sobre los procesos oceanográficos y tectónicos y los relacionan con el tipo y distribución de los sedimentos del fondo marino, asociados con el diapirismo salino marino superficial y sub-superficial, con implicaciones en la exploración petrolera en el subsuelo del Suroeste del Golfo de México.

Capítulo 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. FISIOGRAFÍA Y BATIMETRÍA DEL GOLFO DE MÉXICO

Geográficamente, el Golfo de México limita al norte con los Estados Unidos, al este con Cuba y al sur y oeste con la región continental de México. Tiene un área aproximada de 1,810,000 km², se extiende unos 1770 km de este a oeste y unos 1300 km de norte a sur. Se une con el Atlántico por el angosto estrecho de Florida y con el mar Caribe a través del canal de Yucatán.

La cuenca del Golfo de México se caracteriza por ser una mega estructura de forma concéntrica y escalonada en los taludes, en cuyo centro la zona más profunda es mayor a los 3600 m de profundidad, correspondiente a las llanuras abisales de Sigsbee. Desde su origen la fisiografía del Golfo de México ha evolucionado y ha sido modificada por procesos geológicos a través del tiempo. Las provincias fisiográficas son sectores del Golfo de México que quedan delimitados debido a ciertos rasgos estructurales, tectono-sedimentarios y batimétricos del fondo marino.

Diversos autores como Antoine (1972), Uchupi (1975) y Salvador (1987, 1991a) han estudiado la fisiografía y batimetría del Golfo de México, con diferentes nomenclaturas. Una de ellas consiste en subdividir al Golfo de México en 8 provincias fisiográficas principales (Fig. 2.1):

- I. Plataforma de Yucatán-Campeche
- II. Salina de Campeche
- III. Plataforma y Talud Continental del Este de México
- IV. Talud del Río Bravo o Grande
- V. Plataforma y Talud Continental de Texas-Louisiana
- VI. Abanico del Río Mississippi
- VII. Plataforma de Florida
- VIII. Llanuras Abisales de Sigsbee

El área de estudio se localiza en la parte más suroriental de la provincia Salina de Campeche (Fig. 2.1), la cual está delimitada al noreste y este por el Cañón de Campeche, separando la sedimentación carbonatada proveniente de la Plataforma de Yucatán; al sureste y sur por la plataforma carbonatada de Campeche; y al oeste por el Cañón de Veracruz, que separa los depósitos provenientes de las Cordilleras Mexicanas, localizadas dentro de la provincia del Talud Continental del Este de México. La provincia Salina de Campeche es una de las provincias controlada por tectónica salina. Ésta se caracteriza por tener una superficie batimétrica de tipo hummocky o irregular, debido a la gran actividad de la tectónica salina en el subsuelo. Se cree que el centro de la provincia es la cresta de un diapiro salino de gran magnitud y que está linealmente relacionada con el diapirismo salino en el Istmo y los Sigsbee Knolls (Garrison y Martin, 1973).



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

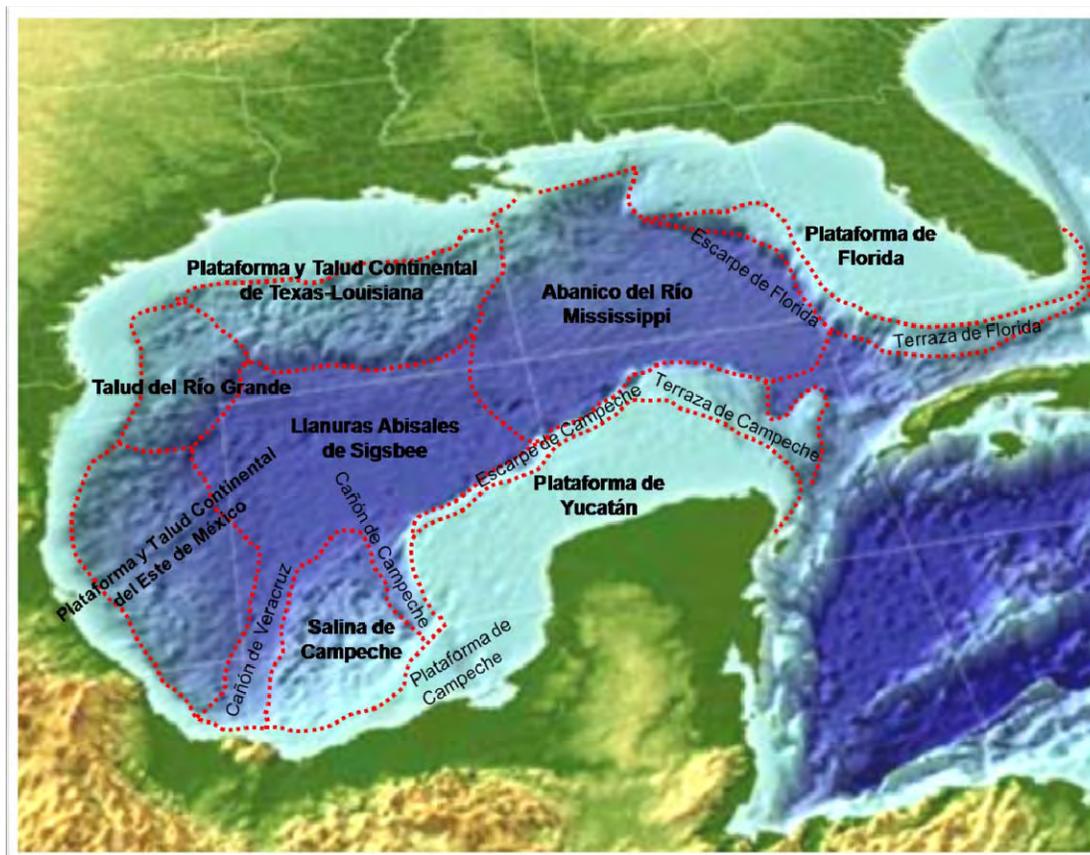


Fig. 2.1.- Mapa de las provincias fisiográficas del Golfo de México (Modificada de <http://www.gulfbase.org/facts.php>)

2.2. ORIGEN Y EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DEL GOLFO DE MÉXICO

En esta sección se abordará, desde un punto de vista regional, la evolución geológica del sureste Mexicano y su relación con la apertura del Golfo de México. Aunque el tema de tesis se enfoca en la parte noroccidental del área marina de Campeche, en aguas profundas, es de vital importancia mencionar los antecedentes tectono-estructurales y sedimentológico-estratigráficos regionales que influyeron en la evolución geológica de la mega cuenca del Golfo de México.

Dentro del marco tectónico se tienen diversos elementos regionales que jugaron un papel muy importante en la evolución y apertura del Golfo de México, como son: Bloque de Chortis, Macizo Granítico de Chiapas, Sierra de Chiapas, Bloque de Yucatán, entre otros. De forma general la historia tectónica del sureste de México, durante el Mesozoico y Terciario, se divide en tres periodos:

- ✓ Periodo de Rifting (Triásico Superior- Jurásico Medio)
- ✓ Periodo Tectónico de Margen Pasiva (Jurásico Superior-Cretácico Superior)
- ✓ Periodo Tectónico de Compresión (Cretácico Superior-Reciente)

2.2.1. Periodo de Rifting

Triásico Superior - Jurásico Inferior

Debido a la falta de información geológica del Golfo de México, muchos de los autores coinciden en explicar que el verdadero origen del Golfo ocurrió en un número distinto de fases relacionadas a la apertura del Tethys durante el Triásico, y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico (Van der Voo et al., 1976). Durante esta época (hace 227 Ma) se interpreta que la placa de Norteamérica comenzó a separarse de las placas de África y Sudamérica en un proceso de rifting durante la disgregación de Pangea. La disgregación causó la apertura del mar de Tethys y dio origen a un proto-océano Atlántico y Golfo de México a partir del Jurásico (Van der Voo et al., 1976) (Figura 2.2). Se crearon grabens y medios grabens con un desarrollo extensional y transtensional a lo largo del frente los cinturones orogénicos Apalachianos y Alegenianos alrededor de la periferia del Golfo de México (Pindell y Dewey, 1982). Los grabens quedaron rellenos con lechos rojos continentales y material volcánico desde el Triásico Superior hasta el Jurasico Inferior. En el norte del Golfo de México estos depósitos son conocidos como la Formación Eagle Mills con un espesor de hasta 600 m; mientras que en el oeste del Golfo de México en la región de Tamaulipas los depósitos llegan a ser de 2000 m de espesor y tiene el nombre de Formación Huizachal; y en el suroeste del Golfo de México se lo conoce como Formación Todos Santos.

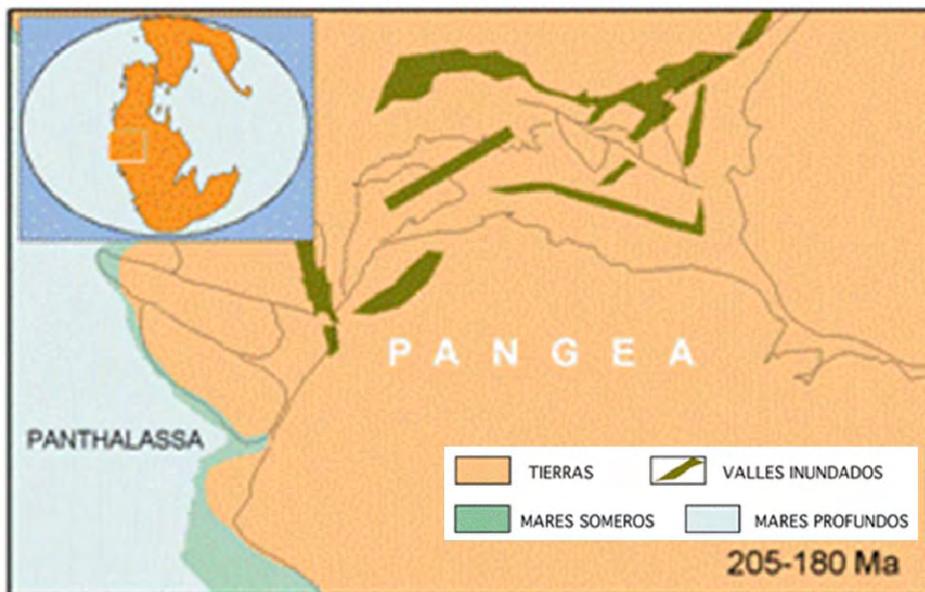


Fig. 2.2.- Proceso de rifting durante la disgregación de Pangea durante el Triásico Superior a Jurasico Inferior (Stanley, 2002)

Jurásico Medio - Jurásico Superior

Fue hasta el Jurasico Medio cuando un brazo del rift se separó distensivamente y migró hacia el oeste, separando África y Sudamérica de Norteamérica. Durante esta separación el mecanismo que dio origen a la apertura del Golfo fue el desprendimiento del bloque de Yucatán (Pindell, 2001). Algunos autores coinciden en explicar que se desprendió desde la margen noroccidental de

la costa del Golfo en los Estados Unidos y se trasladó con una tendencia hacia el sureste a su posición actual, como se muestra en la Figura 2.3. Una de las hipótesis indica que el movimiento del bloque de Yucatán tuvo en sus márgenes nororientales y suroccidentales (Península de Florida y Tampico – Misantla) movimientos de fallas transcurrentes, dando una curvatura con movimiento contrario al de las manecillas del reloj con una rotación de 18° (Pilger, 1981; Meneses, 1990; Salvador, 1991c).

En contraste hay otros autores (Quezada, 1990) que creen que el bloque de Yucatán se desprendió durante el Paleozoico Tardío del lado oriental de México, lo que se conoce como la Paleopenínsula de Tamaulipas, y migró hacia el sureste a la posición actual; dando lugar al aulacógeno de Huayacocotla, en el Triásico-Jurásico Inferior y posteriormente al de Sabinas-Coahuila en el Jurásico Tardío.

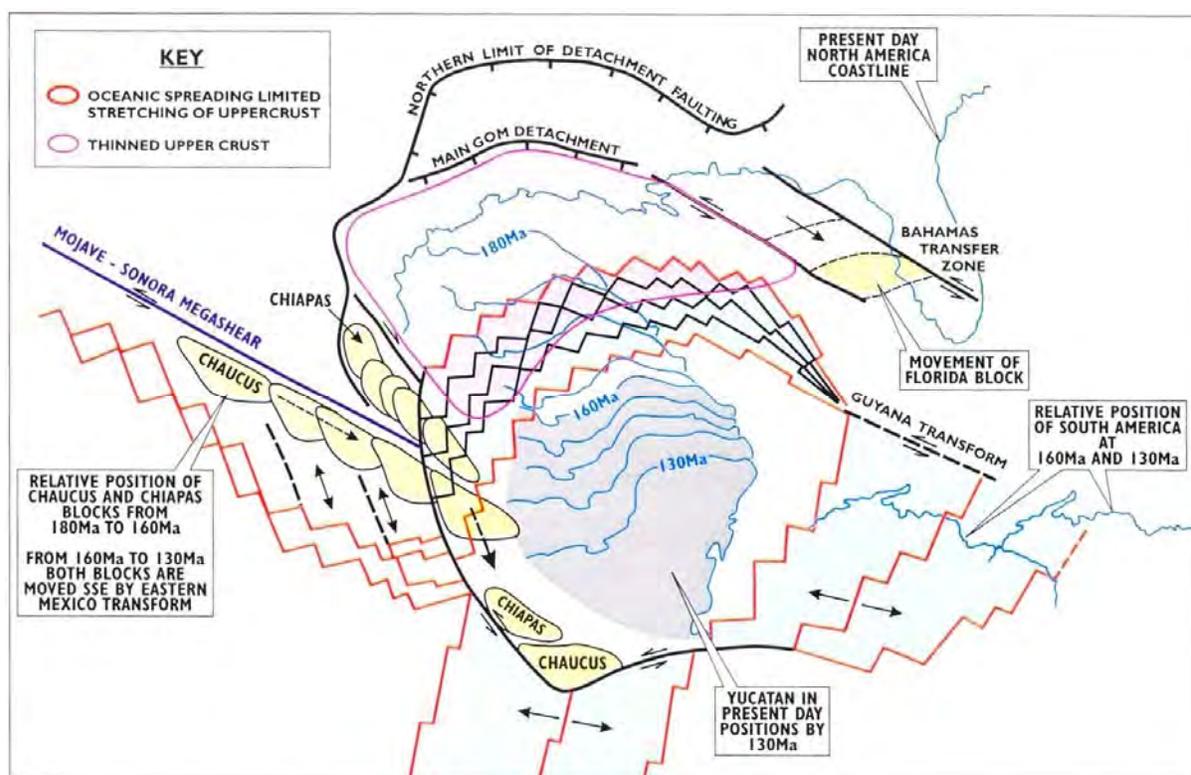


Fig. 2.3.- Desprendimiento del Bloque de Yucatán desde la margen noroccidental de la costa del Golfo en los Estados Unidos hacia el sureste durante el Jurásico Medio (Pindell, 2002).

A finales del Jurásico Medio (Calloviano), ocurrió una significativa atenuación de la corteza continental, produciendo levantamientos en el basamento, formando rifts en el norte del Golfo de México, con dirección de la extensión orientada hacia el noroeste-sureste. Con base a estudios sedimentológicos, paleontológicos y evidencia estructural se interpreta que durante esta época, el flujo de las corrientes superficiales fue proveniente principalmente del Océano Pacífico al interior del Golfo de México (Cantú-Chapa, 2001); debido a su temprana apertura y a la existencia de un clima árido, prevalecieron condiciones favorables para la formación de grandes espesores de evaporitas que actualmente se ubican en el subsuelo del Golfo de México, en las provincias del

norte y sur (Sal de Louann y Cuenca Salina del Golfo) (Figura 2.4). Así mismo, las plataformas de Yucatán y Florida emergieron formando una barrera que mantenía restringida la circulación del agua, aumentando el depósito de grandes espesores de sal.

Según Salvador (1987, 1991b) los depósitos evaporíticos de la Cuenca Salina del Golfo y del norte del Golfo de México (Sal de Louann), fueron depositadas durante un solo evento en una cuenca con lenta subsidencia, y posteriormente fueron separados por expansión del piso oceánico. Otros autores argumentan que el depósito de la sal no fue delimitado por altos estructurales, ya que con evidencia de perfiles sísmicos, en la región sur del escarpe de Sigsbee, se determinó que la sal se adelgaza y se acuña mucho antes de llegar a un alto estructural. Lo mismo ocurre en el oeste de la Cuenca de Florida, donde la sal se adelgaza hasta llegar a cero, antes de alcanzar el límite de la corteza oceánica (Dobson L.M. y Buffler R.T., 1997). El último depósito de la sal autóctona fue hasta principios del Oxfordiano, donde se cree que fue dentro de una cuenca oceánica parcialmente abierta (Salvador, 1987, 1991b).

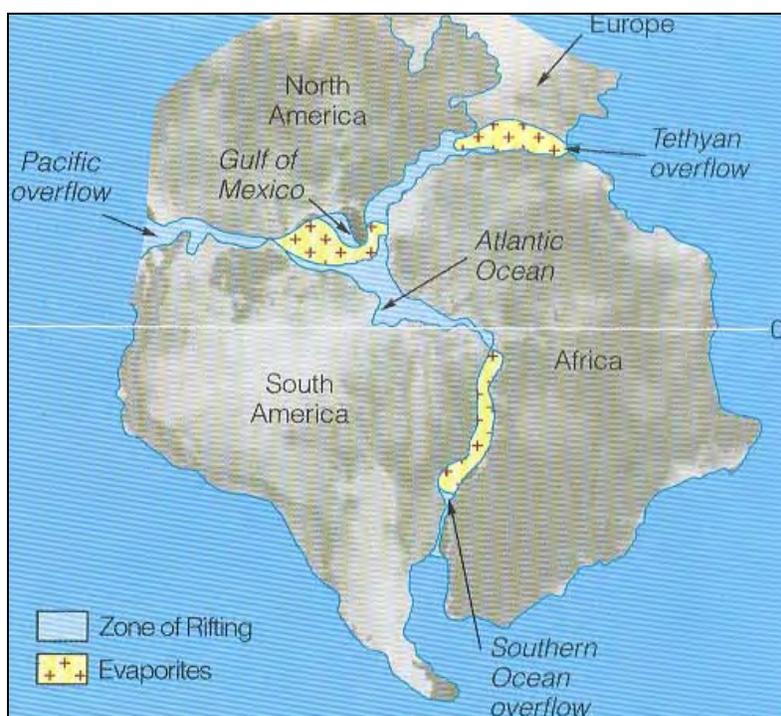


Fig. 2.4.- Distribución de las evaporitas durante la temprana apertura del Golfo de México durante Jurásico Medio, Calloviano (Stanley, 2002).

2.2.2. Periodo Tectónico de Margen Pasiva

Jurásico Superior - Cretácico Inferior

Fue hasta principios del Jurásico Superior, hace 160 Ma en el Oxfordiano Inferior, cuando la expansión cesó, formándose márgenes pasivas y subsidencia en la parte central del Golfo de México (Salvador, 1991c). La subsidencia se debe primeramente al enfriamiento termal del piso

oceánico y posteriormente a la carga litostática de depósitos de gran espesor provenientes del noroeste, norte y sur que se acumularon sobre las márgenes del Golfo. La subsidencia dio como resultado una transgresión marina. Así mismo, durante el Oxfordiano Medio, las condiciones de evaporación cesaron y se suspendió el depósito de evaporitas, prevaleciendo condiciones de mares semirestringidos y mares abiertos.

La subsidencia relacionada con el enfriamiento de la corteza dio origen un rápido desarrollo de condiciones marinas, formando una plataforma somera o rampa en el límite de la corteza oceánica y la corteza transicional. Prevalcieron depósitos de sedimentos clásticos en aguas someras, convirtiéndose lateralmente a carbonatos de aguas profundas. Hubo extensas barras oolíticas en los bordes de plataforma (Salvador, 1991b; Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas y Hurley, 2001) que en conjunto formaron asociaciones litológicas de bandas concéntricas muy bien definidas en los bordes del Golfo de México (Salvador, 1991b), condiciones que prevalecieron hasta finales del Kimmeridgiano. Fue durante esta época, debido a la carga litostática, que comenzó el movimiento temprano de la sal depositada durante el Calloviano. La movilización ocurrió en un flujo gravitacional hacia el interior de la cuenca, cercano al límite entre la delgada corteza transicional y la corteza oceánica.

De acuerdo a las litofacies del Tithoniano se interpreta una amplia trasgresión de tal modo que el ambiente pelágico se extendió hacia el Oriente y al Sur del bloque Chiapas; se incrementa al mismo tiempo la rotación del bloque Yucatán debido a que cesa en el noreste de México el rifting; sin embargo, en algunas partes del sureste de la plataforma de Yucatán y en la Sierra de Chiapas hay evidencia de que el Rifting continuó activo durante todo el Jurásico Tardío (Quezada Muñeton, 1992). La sedimentación del Tithoniano se caracterizó por el depósito de delgados estratos de lutitas y carbonatos con un significativo aumento en el contenido de organismos. Fue en este entonces, cuando la proliferación de vida se vio favorecida, dando lugar al depósito de lutitas con alto contenido de materia orgánica y delgadas intercalaciones de carbonatos, que actualmente constituyen las rocas generadoras de la mayor parte de los yacimientos de hidrocarburos que existen en el Golfo de México. Hacia fines del Tithoniano, al occidente de México, se incrementó la actividad volcánica, como lo indica la presencia de numerosas capas de bentonita y pedernal negro en capas, lentes y nódulos en el norte de Veracruz (Viniestra, 1966).

Cretácico Inferior

Fue hasta el Valanginiano cuando el bloque de Yucatán alcanza la posición que actualmente guarda con respecto a Norteamérica (Angeles Aquino et al., 1987; Sawyer et al., 1991). Durante esta época prevalecieron predominantemente depósitos de carbonatos de plataforma y evaporitas, con algunos depósitos continentales y clásticos de aguas someras en el norte y noroeste de la cuenca, donde el nivel de aporte de lutitas fue disminuyendo. El Golfo de México era una cuenca con márgenes estables donde el único efecto que la modificó, y que la sigue modificando actualmente, fue por subsidencia. Del mismo modo, el Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y la Plataforma de Yucatán continuaban con su lenta subsidencia, mientras el nivel del mar avanzaba hacia el continente.

La velocidad de subsidencia variaba con respecto a la posición de la cuenca y con los diferentes tipos de corteza. En la corteza oceánica se tenía el valor más elevado el cual disminuía hacia la corteza transicional y corteza continental, respectivamente. Debido a las diferencias de subsidencia, dependiendo de los diferentes tipos de corteza, se formaron grandes escarpes. Los más notables ocurrieron en las plataformas carbonatadas de Yucatán y Florida, en el límite de la corteza transicional y continental, se depositaron 2000 y 4000 m de espesor de sedimentos de plataforma, respectivamente. En la Figura 2.5 se muestra un mapa de la paleobatimetría y el espesor de los depósitos, en donde se observan los mayores espesores en las plataformas de Yucatán y Florida.

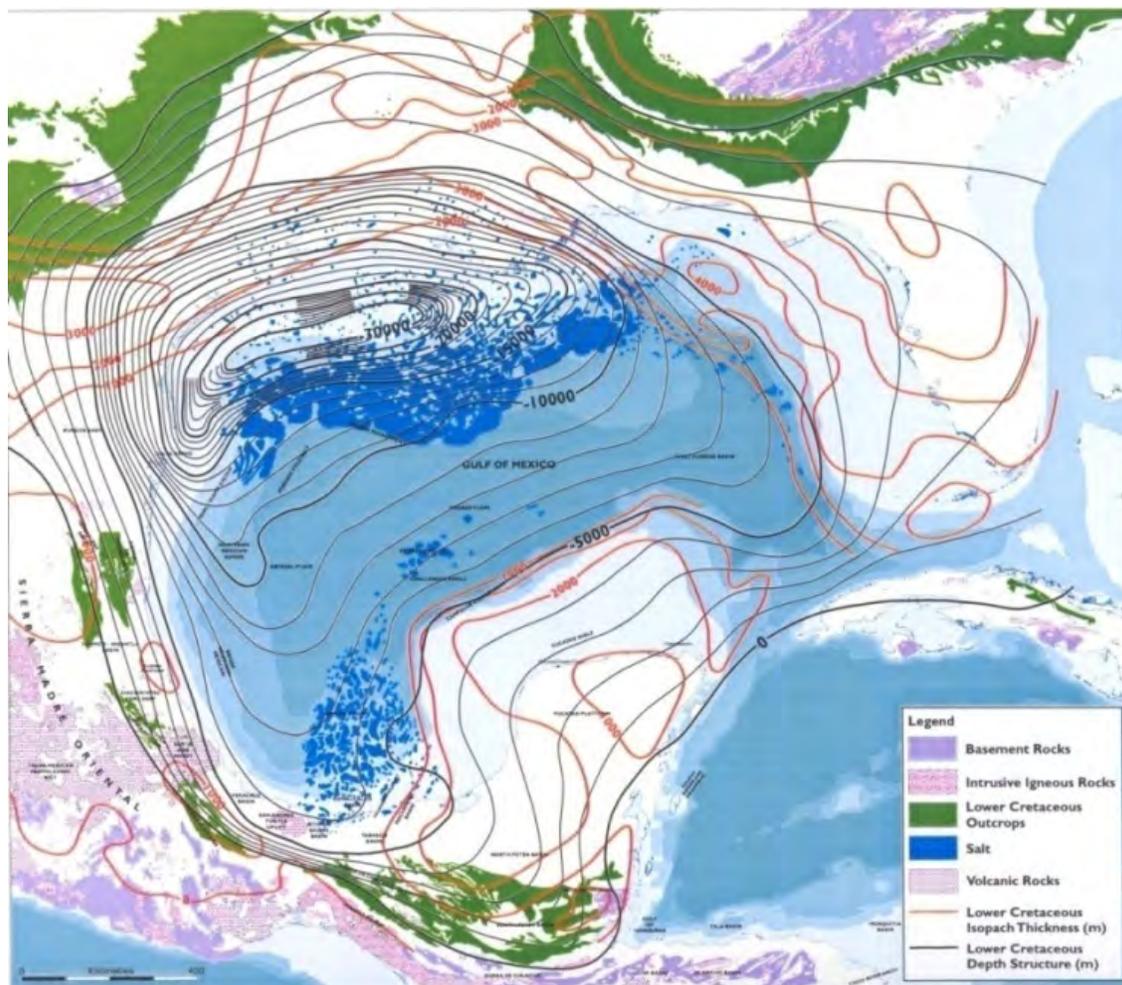


Fig. 2.5.- Mapa de la paleobatimetría y espesor de depósitos para el Cretácico Inferior en el Golfo de México. Las isopachos de mayor espesor corresponden al límite entre la corteza continental y transicional en las plataformas de Yucatán y Florida (Jakobsson *et al.*, 2003).

Durante este tiempo, el archipiélago de Tamaulipas fue totalmente cubierto por aguas oceánicas y solo quedaron emergidos los bloques altos de basamento de la Isla de Coahuila, el Macizo de Chiapas y parte del bloque de Yucatán, en cuyos litorales continuó la sedimentación terrígena y carbonatada.

Después de un período de 23 millones de años de subsidencia continua y progresiva en la que se depositaron más de 2,000 m de carbonatos, correspondientes a las formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior, se inició el depósito de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos al inicio del Aptiano, que según Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001), fue causado por una rápida elevación del nivel del mar. En el sureste mexicano, existen también episodios transgresivos que dieron lugar al depósito de sedimentos arcillosos y calcáreo-arcillosos de esta edad.

Cretácico Superior

Desde finales del Cretácico Inferior (Albiano) y principios del Cretácico Superior (Cenomaniano), continuó la subsidencia central del Golfo de México a una velocidad constante en la mayor parte de la cuenca, lo que permitió que una transgresión marina invadiera parte del continente y diera paso a la formación de grandes cadenas de barreras arrecifales sobre los bordes de los altos del basamento de las paleoislas de Coahuila, Valles-San Luis Potosí y de las plataformas de Tuxpan y de Córdoba. Un cambio importante durante el Turoniano fue en los patrones de sedimentación en el interior del Golfo de México, en donde se presentó un decremento en el aporte de sedimentos carbonatados en la parte occidental y noroccidental de la cuenca, mientras que en la parte meridional prevalecieron los depósitos de carbonatos casi hasta finales del Cretácico Superior. Durante esta época, en las plataformas se depositaron capas delgadas de calizas y lutitas dando lugar a las formaciones Indidura y Guzmantla, mientras que en la cuenca se depositaban calizas con abundantes nódulos y capas de pedernal en las formaciones Agua Nueva y Maltrata.

Durante el Coniaciano y el Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México y dio lugar al depósito de capas delgadas de calizas y lutitas con abundantes horizontes intercalados de bentonita, abarcando todas las plataformas del borde occidental y meridional del Golfo, mientras que en la cuenca, continuaba el depósito de carbonatos con bandas y nódulos de pedernal con delgadas intercalaciones de bentonita (Salvador 1991b).

Para el fin del Período Cretácico, durante el Campaniano y el Maestritchiano, aumentó el aporte de sedimentos terrigenos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez. En general, a finales del Cretácico Superior (Figura 2.6) el aporte de los sedimentos provino del noroeste, formando espesos paquetes de sedimentos que se depositaron en el interior de la cuenca, donde los de mayor espesor se localizan en la Cuenca de Burgos y el Río Bravo (2000 m), y en el suroeste y la plataforma de Yucatán se tiene en promedio un espesor de 1500 a 1000 m.

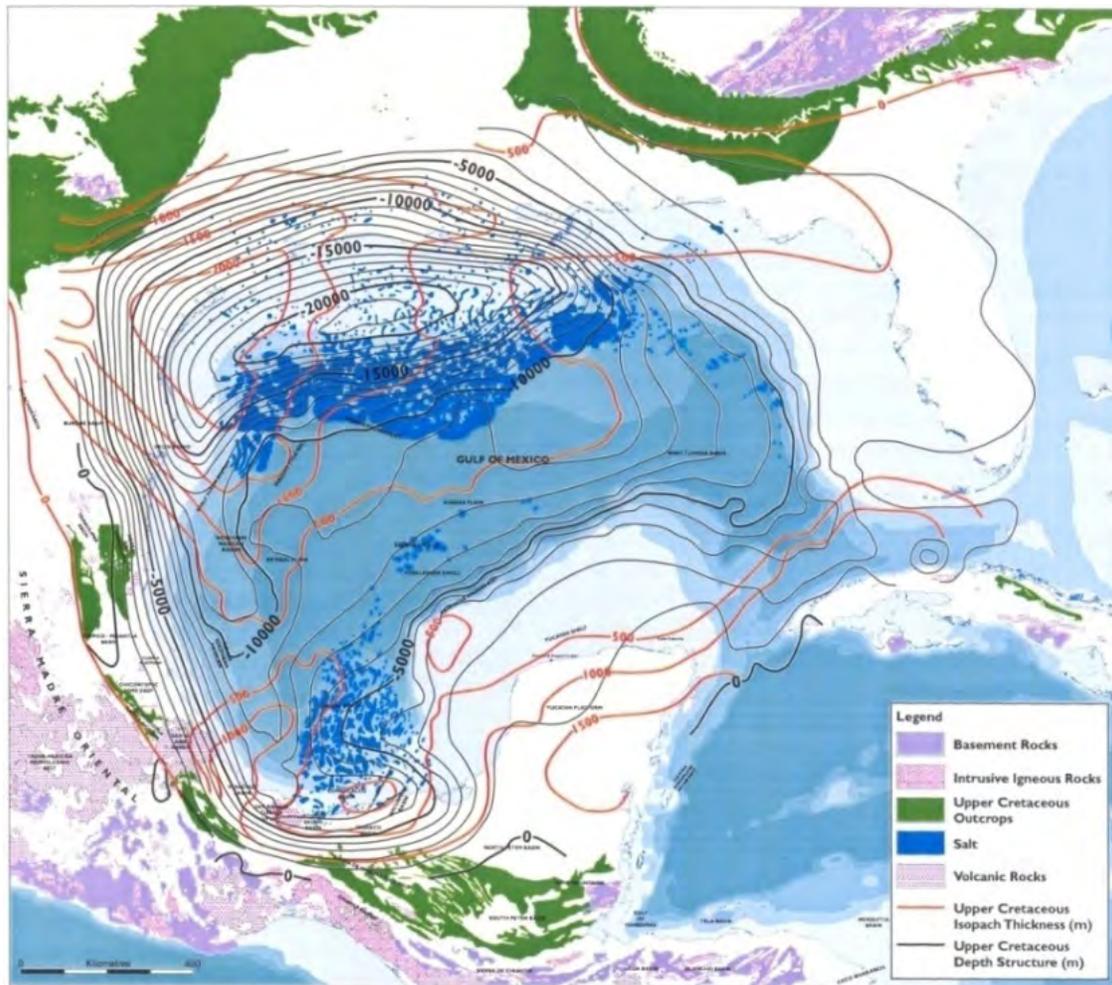


Fig. 2.6.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Cretácico Superior en el Golfo de México. Las isopachos de mayor espesor se localizan en la Cuenca de Burgos y el Río Grande (2000 m), y para el suroeste y la plataforma de Yucatán se tiene en promedio de 1500 a 1000 m (Jakobsson *et al.*, 2003).

2.2.3. Periodo Tectónico de Compresión

Un evento de vital importancia, en el marco tectónico-estructural que inició en el Cretácico Tardío, fue el cambio que sufrieron las márgenes pasivas al convertirse en activas en el sur de México, debido a un cambio en el ángulo de subducción de las placas en la dirección del movimiento de la margen del Pacífico, dando como resultado los primeros efectos compresivos en el área. Se cree que la margen del Pacífico estaba bordeada por un gran número de micro placas móviles e independientes (Sedlock *et al.*, 1993) y una de ellas conocida como Bloque de Chortis, colisionó con el Bloque de Chiapas, dando como resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas (Carfantan, 1981). El levantamiento tectónico provocó el descenso del nivel del mar ocasionando que en las zonas expuestas ocurriera una fuerte erosión de las plataformas previamente desarrolladas, con lo que se originó karstificación, brechamiento y colapso gravitacional en varios sectores de las plataformas.

Otro evento importante que se postula que ocurrió en el límite del Cretácico Tardío y el Paleoceno fue el evento del Chicxulub; un cuerpo extraterrestre que impactó el norte de la plataforma carbonatada de Yucatán, que se le considera responsable de la extinción masiva de muchos organismos, entre los cuales estaban los dinosaurios y amonitas (Alvarez et al., 1992). Al impacto del Chicxulub también se le relaciona con el depósito masivo de brechas sedimentarias en gran parte del sureste de México, principalmente en las provincias de Akal donde llegan a medir hasta 700 m de espesor. Hay varias hipótesis al respecto: Se cree que pudieron haberse formado por el impacto de un meteorito al momento de entrar en contacto con la superficie de la plataforma de Yucatán (Grajales-Nishimura et al., 2000); por condiciones de karsticidad debido a la exposición subaérea de carbonatos en la zona de intermarea; otra hipótesis considera que las brechas son el resultado de una serie de derrumbes submarinos de fragmentos provenientes del borde de la plataforma, depositados al pie del talud del Escarpe de Campeche y que con el impacto sufrieron un movimiento de masa inducido por gravedad (Ángeles-Aquino et al., 1992; Limón-González et al., 1994).

Paleoceno

El Golfo de México durante el inicio de la Era Cenozoica puede quedar dividido en cuatro principales provincias tectono-estratigráficas:

- Plataforma norte y noroccidental del Golfo de México, con alta sedimentación y progradación de la plataforma.
- Occidente y Sur del Golfo de México, afectada por la Orogenia Laramide y el movimiento del Bloque de Chortis, respectivamente.
- Plataformas carbonatadas del este y sureste del Golfo de México.
- Zona batial y abisal del centro del Golfo de México.

Región Norte y noroccidental del Golfo de México (1):

La región está caracterizada por una alta subsidencia y altas tasas de sedimentación, lo que permitió la acumulación de inmensos volúmenes de depósitos terrígenos clásticos con espesores de hasta 2500 m, como se muestra en la Figura 2.7, dando como resultado una regresión marina. La cantidad de sedimentos fue lo suficientemente grande para que se extendieran hacia el interior de la cuenca depositándose en numerosos lóbulos o abanicos turbidíticos. Los sedimentos aportados durante el Paleoceno incluyen los depósitos de la cuenca de Burgos, partes del suroeste de Louisiana, el sur de Texas y el Río Bravo.

Occidente y Sur del Golfo de México (2):

Los sedimentos depositados durante el Mesozoico en el occidente del Golfo de México quedaron fuertemente afectados por un efecto compresivo, debido a un cambio en la geometría y dirección de las placas a lo largo de la margen del Pacífico. Esto fue el resultado de la subducción de la Placa de Farallón por debajo de la Placa de Norteamérica, en la que el fragmento de corteza oceánica que subdujo con un ángulo muy bajo, causando una deformación a una distancia mayor de la zona de trinchera, elevando una porción considerable en el este de México. Este levantamiento dio lugar a la formación de la Sierra Madre Oriental, en lo que se conoce como el evento de la

Orogenia Laramide. El plegamiento y fallamiento compresivo dio lugar al levantamiento de los cuerpos estratificados del Mesozoico, que al quedar expuestos al intemperismo y erosión crearon una gran fuente de aporte de sedimentos hacia el interior de la cuenca del Golfo de México (Weidie et al., 1972; Sohl et al., 1991; Salvador, 1991c).

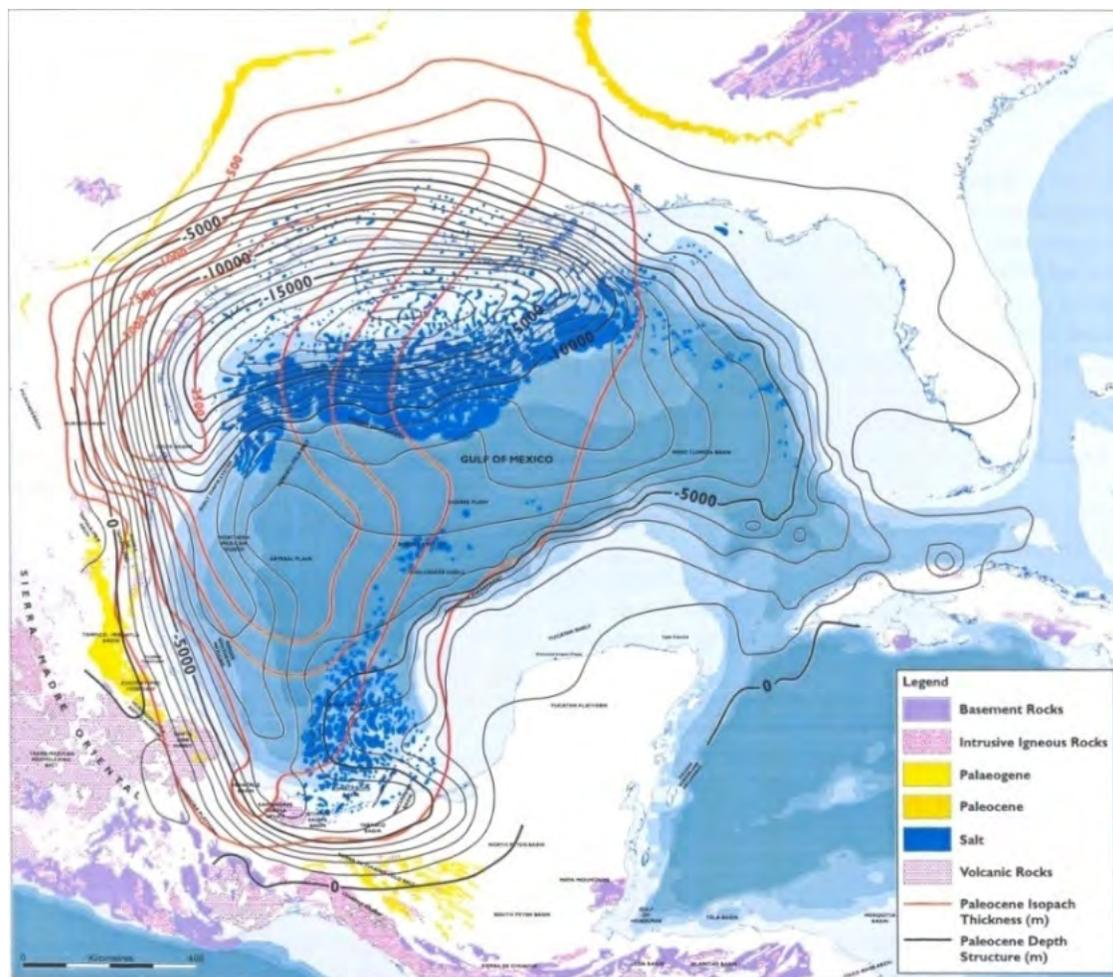


Fig. 2.7.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Paleoceno en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor se localizan en la cuenca de Burgos, partes del suroeste de Louisiana, el sur de Texas y el Río Grande (Jakobsson et al., 2003).

Así mismo durante todo el Paleógeno, para el sur de México, el Bloque de Chortis migra progresivamente al Este a lo largo del lado sur del Macizo de Chiapas y Guatemala continuando el empuje y levantamiento del Macizo de Chiapas (Figura 2.8) con una compresión incipiente y estimulando el desarrollo de antifosas. Con el levantamiento del Macizo de Chiapas se erosiona la cubierta sedimentaria exponiéndose el basamento cristalino y parte de la secuencia sedimentaria depositada durante el Mesozoico. La erosión desarrollada abastece de abundantes arenas, arcillas y brechas, siendo muy importantes y de potentes espesores los depósitos de turbiditas acumuladas en aguas profundas a consecuencia del aporte de sedimentos del basamento emergido. La influencia del Bloque Chortis en la evolución tectónica del Sur de México ha jugado un papel muy importante en la generación de levantamientos, pliegues y fallas en rocas

carbonatadas del Mesozoico y del basamento, el cual ha sido la fuente principal de terrígenos que se han depositado en gruesos espesores en las cuencas del Sureste de México.

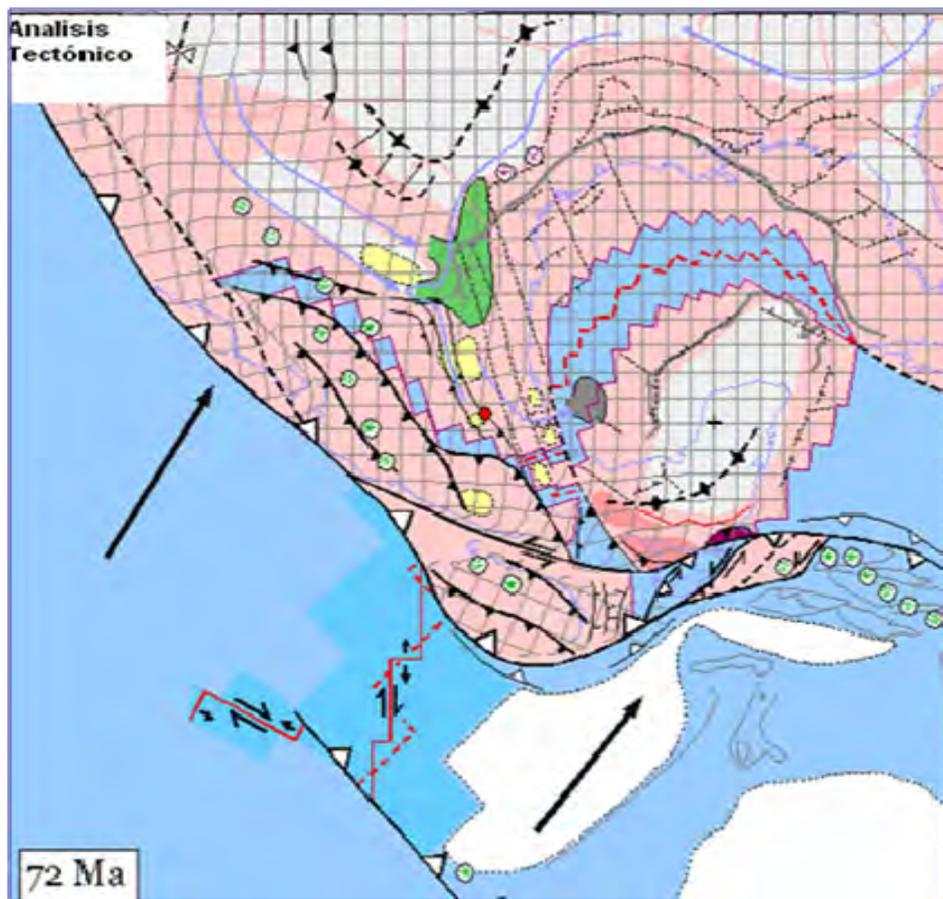


Fig. 2.8. Colisión del Bloque de Chortis sobre la margen del Pacífico durante el Cretácico Superior-Paleógeno (Pindell, 2002).

Plataformas carbonatadas del este y sureste del Golfo de México (3):

Con lo que respecta para las plataformas de Yucatán y Florida durante el Paleoceno, fueron caracterizadas por una constante pero baja tasa de sedimentación de carbonatos y evaporitas, alcanzando espesores de hasta 2000 m durante todo el Cenozoico, con una tectónica estable de baja subsidencia.

Zona batial y abisal del centro del Golfo de México (4):

La mayor parte de la cuenca profunda de la parte abisal del Golfo de México, quedó restringida a depósitos de baja energía de turbiditas con altos contenidos de lodo y sedimentos hemipelágicos y pelágicos. Únicamente en el oeste de la cuenca, los aportes de la Sierra Madre Oriental durante los efectos de la Orogenia Laramide, fueron lo suficientemente abundantes para llegar a ser depositados en las partes profundas de la cuenca transportados a través del Río Bravo a la Cuenca de Burgos en forma de abanicos turbidíticos (Galloway et al., 1991; Salvador, 1991c; Feng y Bufler, 1994).

Eoceno

Durante esta época los efectos de la Placa de Farallón en la Margen del Pacífico continuaron actuando en la orogénesis Laramídica, que como consecuencia, los depósitos sedimentarios al interior de la cuenca siguieron siendo notorios en el oeste y noroeste. Los depocentros siguieron siendo los mismos que los del Paleoceno, pero los aportes y espesores de sedimentos fueron mayores durante el Eoceno. Los depósitos de mayor espesor se tuvieron en las cercanías del Río Bravo, Cuenca de Burgos y sur de Texas, donde alcanzaban espesores hasta de 4000 m. Así mismo, en la parte profunda de la cuenca continuaron los depósitos de turbiditas de baja energía y de materiales hemipelágicos y pelágicos.

A partir del Eoceno Superior se empezaron a desarrollar grandes fallas lítricas normales asociadas a depocentros en las cuencas de antepaís. Fue durante este tiempo que se depositaron gruesos espesores de arenas gruesas en los taludes continentales del occidente del Golfo de México, en las cuencas de Tampico-Misantla y Veracruz, al tiempo que los sedimentos más finos se desplazaban hacia las partes más profundas (Goldhammer, 1999). Debido al gran aporte sedimentario al interior de la cuenca, la sal y la arcilla de la parte meridional del Golfo de México, empezó a moverse formando una topografía en el piso oceánico con diapiros, lenguas, canopies y “salt rollers”.

Del mismo modo, para finales del Eoceno el arco submarino que se instaló entre Norteamérica y Sudamérica, formando las Antillas Mayores, cambió su polaridad chocando contra Florida; colisión que tuvo lugar al final de la Orogenia Laramide (Dickinson, 1980 y Coney, 1983, en Quezada, 1990). Este evento da origen a la placa del Caribe, la cual se considera como un elemento tectónico que al interactuar con la placa de Norteamérica imprime una rotación en sentido contrario al de las manecillas del reloj al Bloque de Chortis, el cual sigue migrando progresivamente al este a lo largo del lado sur del Macizo de Chiapas y Guatemala.

Oligoceno

El aporte de sedimentos durante el Oligoceno al interior de la cuenca fue excesivamente mayor que los anteriores, particularmente en el norte y noroeste del Golfo, en donde los espesores llegaron a ser de hasta 6000 m. Un evento importante durante el Oligoceno fue la migración que tuvieron los distintos depocentros, desplazándose hacia el este, en dirección al centro de la cuenca. Esta migración se cree que fue causada por la influencia del levantamiento tectónico de la cuenca de drenaje del Río Mississippi y Río Bravo, con el consecuente descenso del nivel del mar; ocasionando una regresión regional y provocando el desarrollo de deltas en las márgenes continentales hacia el interior de la cuenca del Golfo de México (Galloway et al., 1991; Salvador, 1991c). Así mismo, durante el Oligoceno, de manera regional, ocurrió un levantamiento termal y volcánico que ocasionó el levantamiento en la parte noroccidental del Golfo de México (Galloway, 1989). En la región de Tampico-Misantla y cuenca de Veracruz, para esta época, se tuvo un significativo depósito de sedimentos terrígenos provenientes de la Sierra Madre Oriental (Figura 2.9).

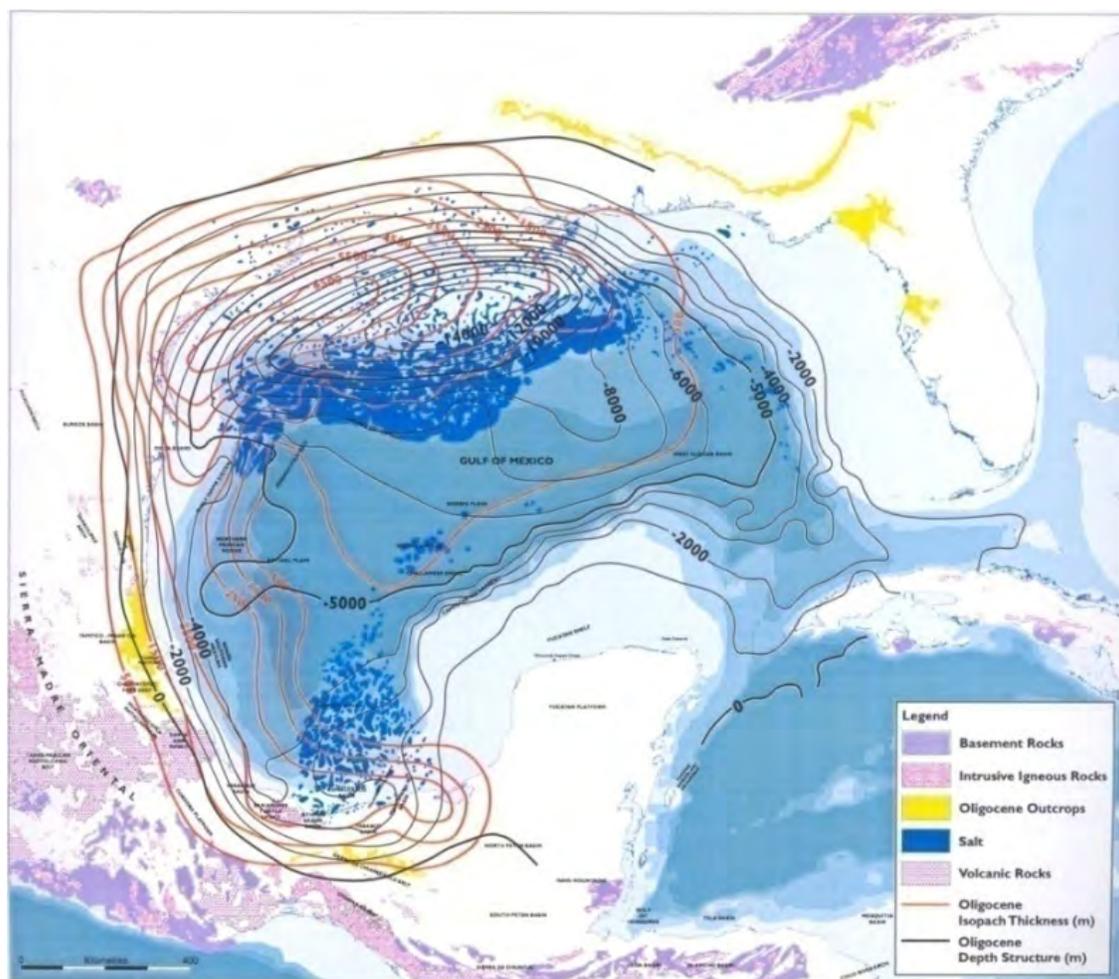


Fig. 2.9.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Oligoceno en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor se localizan en el norte y noroeste del Golfo, en donde los espesores llegaron a ser de hasta 6000 m (Jakobsson *et al.*, 2003).

Así mismo, durante el Oligoceno se formó el Cinturón Plegado Perdido, localizado en el límite de las fronteras de México y Estados Unidos, el cual se caracteriza por una serie de anticlinales simétricos y asimétricos en dirección NE-SW, interpretados como pliegues de despegue (“detachment”) sobre la sal autóctona del Jurásico Medio de Louann Salt (Wu *et al.*, 1990; Weimer y Buffler, 1992; Wu, 1990; Peel *et al.*, 1995; Trudgill *et al.*, 1995; Rowan, 1995).

Mioceno

La migración de los depocentros sedimentarios continuó hacia el este de la cuenca del Golfo de México. Los mayores espesores de sedimentos se encuentran al sur y sureste de la costa de Texas y Louisiana, y en la cuenca de Veracruz con espesores de hasta 6000 y 4000 m, respectivamente (Figura 2.10). Se interpreta que la migración de los depocentros es debido, a la reactivación del levantamiento de las Montañas Rocallosas, la Meseta de Colorado y los Apalaches (Galloway *et al.*, 1991), que como consecuencia continuaron el movimiento de la margen continental y el desarrollo de cuerpos deltaicos hacia el interior de la cuenca. El aporte de sedimentos a la cuenca fue menor comparado con los espesores de sedimentos del Paleoceno y Eoceno; sin embargo, en

las cuencas del sureste de México el grueso depósito de terrígenos fue debido al levantamiento del Macizo de Chiapas durante el Oligoceno Superior o Mioceno Inferior (Cruz et al., 1977; Salvador, 1991c).

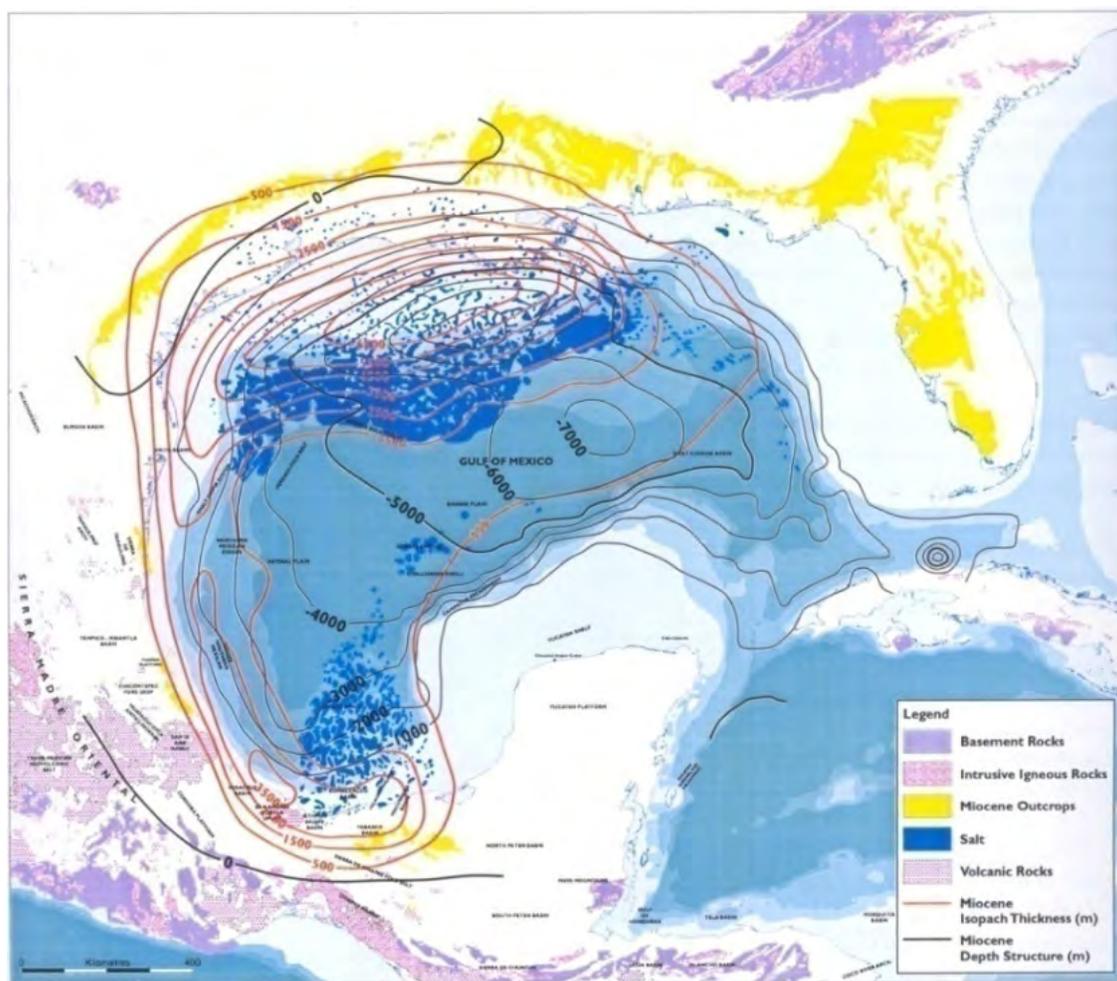


Fig. 2.10.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Mioceno en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor están al sur y sureste de la costa de Texas y Louisiana con 6000 m y en la cuenca de Veracruz con 4000 m de espesor (Jakobsson et al., 2003).

En el noroeste del Golfo de México el Cinturón Plegado Perdido continuó controlando la distribución de terrígenos hacia el interior de la cuenca, y fue hasta el Mioceno cuando en el oeste del Golfo de México, en las costas de Tampico-Misantla y Veracruz, se desarrollaron unas series de estructuras plegadas llamadas Cordilleras Mexicanas. Estas consisten en series de levantamientos batimétricos en el fondo marino formados por plegamientos de anticlinales paralelos entre sí y a la línea de costa, cuya extensión longitudinal es de hasta 96 km (Bryant et al., 1968). La topografía de las Cordilleras Mexicanas en el fondo marino dio como resultado que el transporte de sedimentos al interior de la cuenca en el oeste del Golfo de México haya quedado parcialmente restringido. Las Codilleras Mexicanas son muy parecidas en cuanto a su morfología al Cinturón Plegado Perdido, pero difiere en su origen debido a que las Cordilleras Mexicana no están controladas por el movimiento de la sal en el subsuelo, solo por deslizamientos

gravitacionales de rocas sedimentarias sobre superficies de despegue (Garrison y Martin, 1973) de bajo ángulo que ocurre sobre sedimentos con alto contenido de arcilla del Oligoceno-Mioceno Inferior.

Desde el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior, la placa de Farallón se separó en dos para formar la de Cocos y la de Nazca. La placa de Cocos al subducirse por debajo de las de Norteamérica y Caribe, provocó que la placa del Caribe se moviera, con respecto a las placas de Norte y Sudamérica, en dirección este franco. Fue durante el Mioceno Medio, que el Bloque de Chortis empujó con mayor fuerza a la Sierra de Chiapas (Figura 2.11) causando su máxima etapa de deformación plegando y cabalgando las rocas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal, con una basculamiento hacia el norte, como consecuencia del movimiento sobre una superficie de despegue sobre evaporitas del Jurásica Medio (Calloviano). Esta zona de fallamiento y plegamiento compresional con tendencias NW-SE, se extiende desde la Sierra de Chiapas, noreste del área de Villahermosa hasta mar adentro en la Sonda de Campeche. Sánchez-Montes de Oca (1980) denominó a esta orogenia como “Evento Chiapaneco”. Durante este evento el Macizo de Chiapas también se acortó, por lo que García-Molina (1994) considera que existe otro nivel de despegue profundo dentro del bloque de basamento.

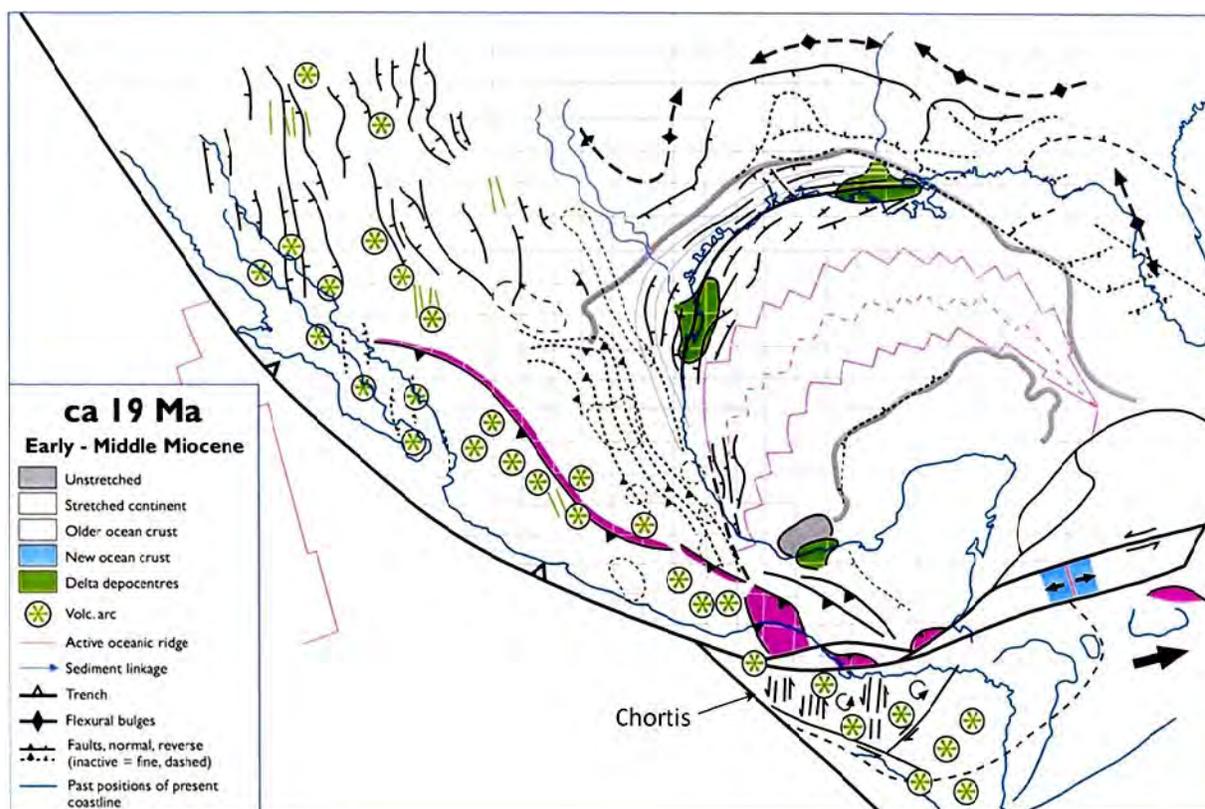


Fig. 2.11.- Colisión oblicua del Bloque de Chortis contra la margen del Pacífico durante el Mioceno (Pindell, 2002).

El efecto isostático del peso del Bloque de Chortis, inclinó hacia abajo y con dirección suroeste a la margen continental, mientras que hacia el norte en la región marina, este basculamiento solo provocó ligero levantamiento. La subducción en la margen del Pacífico y la colisión entre el bloque

de Chortis y el sureste de México fue oblicua. Este movimiento se vio acompañado de una combinación de un cabalgamiento hacia el noreste en la Sierra de Chiapas y fallamiento transcurrente a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas, lo que ocasionó una reactivación magmática y rocas milonitizadas dentro del Macizo. Posteriormente a finales del Mioceno e inicio del Plioceno, después de la etapa compresiva del Evento Chiapaneco, inicio el desplazamiento de la cadena Chiapas-Reforma-Akal con un basculamiento hacia el norte debido al desalojo de la sal calloviana.

Plioceno-Pleistoceno

Durante el Plioceno hubo cambios bruscos en la fluctuación del nivel del mar que controlaron los depósitos en las costas de Texas. Ocurrió una regresión haciendo que los depósitos deltaicos progradaran y, a su vez, formaran abanicos submarinos en la parte proximal del talud, en el norte del Golfo de México. La migración de los depocentros continuó hacia el este como respuesta a los cambios en el drenaje del Río Mississippi en el norte del golfo, depositándose más de 4500 m de espesor de sedimentos en las costas del sureste de Texas y Louisiana.

En el este del Golfo, el aporte de sedimentos disminuyó significativamente debido al crecimiento de fallas cercanas a las costas y a las Cordilleras Mexicanas. Solo en Veracruz se mantuvo el aporte de sedimentos a la cuenca por medio de flujos turbidíticos de “bypass” a través del Cañón de Veracruz. La cuenca profunda siguió controlada por depósitos de turbiditas de baja densidad y sedimentos pelágicos y hemipelágicos.

Durante el Plioceno-Pleistoceno en el sureste del Golfo de México, el Bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este, alejándose cada vez más del Macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo la margen del Pacífico se vio disminuida, por lo que la margen emergió liberada del peso que la hundía (Figura 2.12); dando como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur del área de estudio, combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia la parte norte, provocando una de las fases principales de evacuación salina de canopies iniciados durante el Paleógeno.

Estos depósitos provenientes del Macizo de Chiapas generaron depósitos de kilómetros de espesor cuya sobrecarga comenzó a crear sistemas de fallamiento en dirección NE-SW sobre superficies de despegue. Estos fallamientos son visibles en las cuencas de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo, perpendiculares a los plegamientos de Chiapas-Reforma-Akal. En las cuencas de Comalcalco y Salina del Istmo las superficies de despegue desalojaban la sal calloviana (Ricoy, 1989), mientras que en la cuenca de Macuspana, la superficie de despegue se encontraba desalojando arcilla (Ambrose et al., 2003).

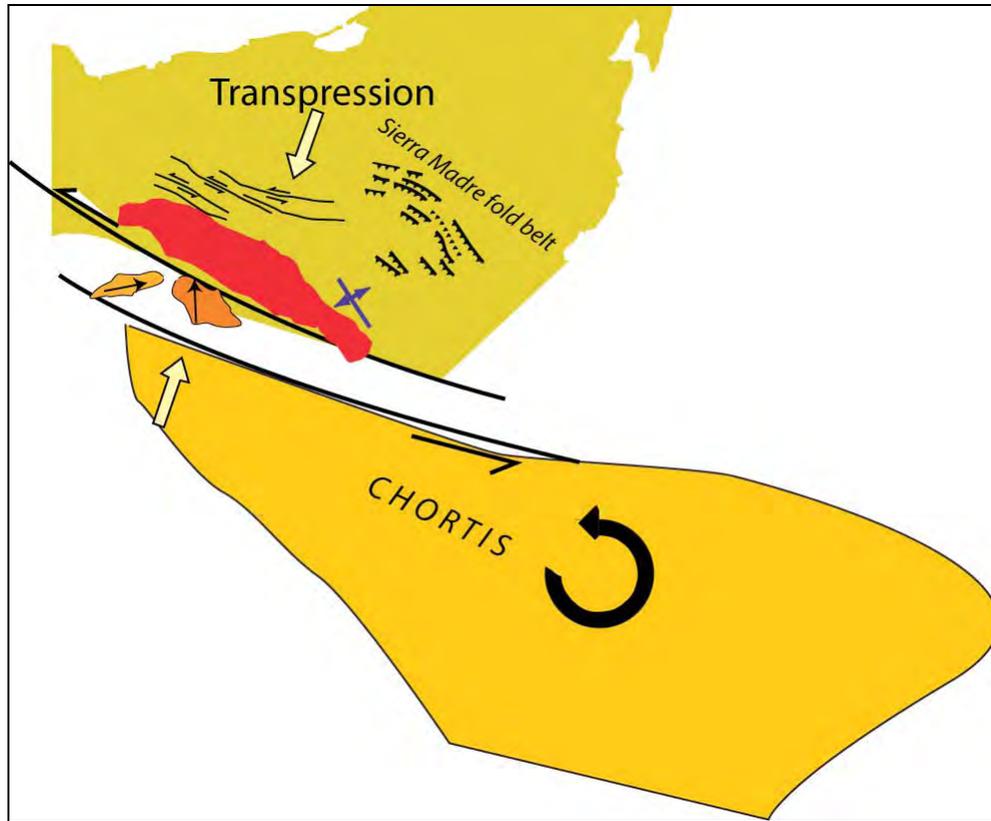


Fig. 2.12.- Desprendimiento del bloque de Chortis y el levantamiento de la margen del Pacífico durante el Plio-Pleistoceno (<http://www.geociencias.unam.mx/paleomagnetismo/Proyectos.htm>).

Durante el Pleistoceno continuó la migración de los depocentros hacia el este con depósitos provenientes del Río Mississippi, acumulándose más de 3000 m de espesor de sedimentos. Se interpreta que en el este de México, la sedimentación al interior del Golfo de México quedó suspendida debido a que cesó el levantamiento del Bloque de Chiapas y por el poco movimiento tectónico en la Sierra Madre Oriental. Así mismo, continuó el desarrollo de las Cuencas Terciarias del Sureste del Golfo de México. Finalmente la cuenca del Golfo de México quedó influenciada por las glaciaciones, caracterizadas por el depósito cíclico de sedimentos.

2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA MARINA DE CAMPECHE

2.3.1. Entorno Tectono-Estructural

El entorno local del sureste Mexicano se encuentra controlado principalmente por tres elementos que constituyen el Golfo de México y el sureste mexicano, como son: La Plataforma de Yucatán, la Sierra de Chiapas y las Cuencas Terciarias del Sureste. Estos elementos tectono-sedimentarios son producto de diferentes eventos tectónicos, sedimentológicos, estratigráficos y estructurales relacionados con la evolución del Golfo de México y particularmente del área de estudio. A continuación se describen brevemente cada uno de estos elementos.

El Bloque de Yucatán ha sido un paleóelemento que ha jugado un papel importante en la apertura del Golfo de México; su dinámica ha permitido delimitar los depósitos de sal durante el Calloviano-Oxfordiano, además de actuar como un contrafuerte en los procesos de deformación ocasionados por los esfuerzos compresivos que han actuado desde el Cretácico Superior al reciente. Actualmente la Plataforma de Yucatán se considera como un extenso banco carbonatado con una extensión máxima hacia el norte de 240 km y se reduce hacia el este (Figura 2.13) iniciando su desarrollo desde el Jurásico. Se encuentra delimitado al oeste por el Cañón de Campeche y hacia el norte por el Escarpe y las Terrazas de Campeche.

La Sierra de Chiapas está localizada al sur de la Plataforma de Yucatán y consiste de cadenas montañosas que se extiende aproximadamente unos 280 km por el sur del estado de Chiapas y Oaxaca, atravesando paralelamente la costa del Pacífico hasta alcanzar la frontera con Guatemala (Figura 2.13). Se considera como un elemento tectónico formado durante el Neógeno, y es el resultado del plegamiento y fallamiento (inverso y de corrimiento lateral) de rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas sobre una superficie de despegue, relacionado con la subducción de las placas del Caribe y Norteamérica. Estos estilos estructurales se extendieron hacia el norte deformando también las secuencias sedimentarias de la zona marina de Campeche y del área de estudio. El Macizo de Chiapas es otro elemento importante dentro del marco geológico regional; se ubica al sur de las Sierra de Chiapas y consiste de una compleja serie de rocas metaplutónicas, metasedimentarias y plutónicas proterozoicas a paleozoicas tardías.

Las Cuencas Terciarias del Sureste constituyen grandes depresiones, que fueron rellenados durante el Neógeno con sedimentos terrígenos por efecto de subsidencia y evacuación de sal, dando lugar a fallamiento normal regional y contra-regional con despegue en rocas arcillosas del Mioceno Medio y Oligoceno.

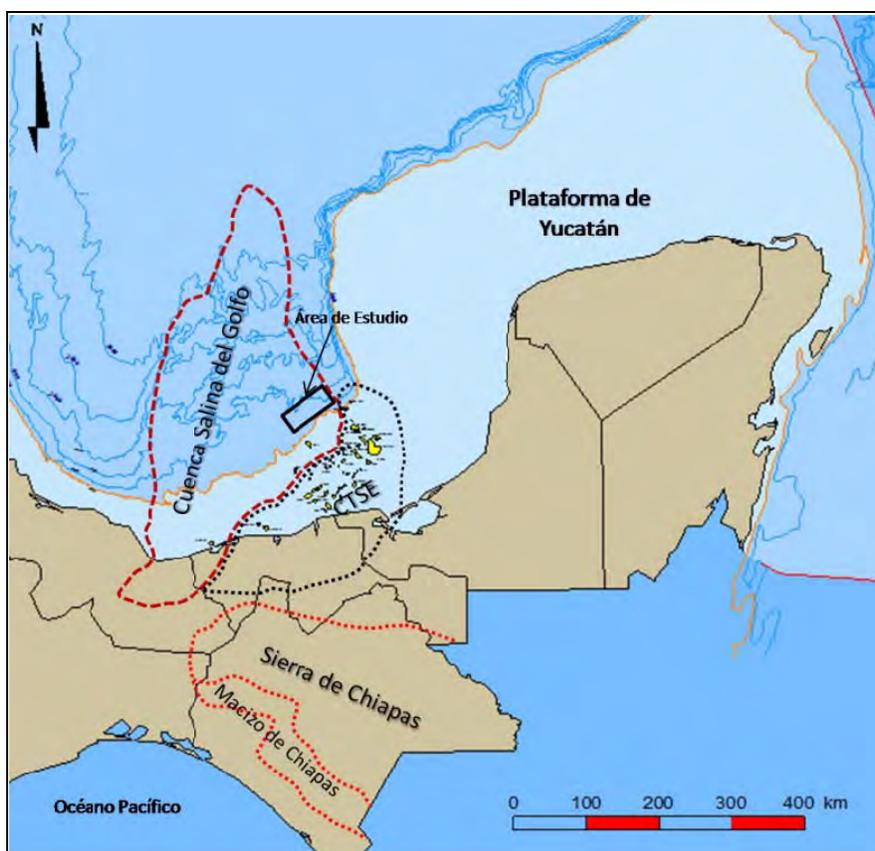


Fig. 2.13.- Elementos regionales que constituyen el Golfo de México y sureste mexicano: Plataforma de Yucatán, Sierra de Chiapas, Cuencas Terciarias del Sureste (CTSE), (Modificada de Base de datos de PEP).

2.3.2. Estilo Estructural

En el área de estudio y en general en el sureste mexicano y área marina de Campeche se reconocen cuatro estilos estructurales principales:

- 1) El primero, como consecuencia de esfuerzos que dieron origen a la apertura del Golfo de México, causando deformación con extensión, durante el Triásico-Jurásico Medio generando fallas normales con dirección norte-sur en toda la región.
- 2) El segundo, ocasionado por esfuerzos de compresión durante el Cretácico Tardío-Terciario Inferior que provocó el basculamiento de bloques, fallamiento inverso y plegamiento.
- 3) El tercero, llevado a cabo durante el Oligoceno-Pleistoceno que ocasionó deformaciones intensas con dirección NW-SE, enmascarando en ocasiones a los estilos estructurales anteriores y favoreciendo la deformación de cuerpos salinos que inyectaron la sal a niveles superiores, formando domos, diapiros y canopies, además fallas normales radiales y fracturamiento en bloques.

- 4) Como última etapa, durante el Plioceno-Pleistoceno, ocurrió un periodo de relajamiento de la cubierta sedimentaria más reciente dando lugar a una gran cantidad de fallas normales, lístricas y de crecimiento que generaron entre otras, cuencas de depósito sedimentario como lo son las de Macuspana, Salina del Istmo y Comalcalco. Esto generó una topografía y batimetría irregular, controlando a los depósitos que constituyen los yacimientos petroleros del Terciario Tardío.

Angeles-Aquino (1983) realizó una clasificación de la morfología del área marina de Campeche, dividiéndola en seis Provincias Morfoestructurales (Figura 2.14), estas son:

- Zona de Domos Salinos: Corresponde a la extensión marina de la Cuenca Salina del Istmo, localizada en la porción más occidental del área marina de Campeche constituida principalmente por domos e intrusiones salinas. El área de trabajo de esta tesis se localiza dentro de dicha provincia, en lo que se denomina geológicamente como la Cuenca Salina del Golfo, en aguas profundas.
- Fosa de Le-Acach: Es la prolongación de la Cuenca de Comalcalco hacia el mar delimitando al occidente por la Zona de Domos Salinos (Cuenca Salina del Golfo) y al oriente por el Pilar de Akal. La constituyen principalmente rellenos terrígenos del Terciario Tardío.
- Pilar de Akal: Se localiza en la porción central del área marina de Campeche, delimitado al occidente por la Fosa de Le-Acach y al oriente por la Fosa de Macuspana. Esta provincia es la principal productora de hidrocarburos en rocas del Mesozoico.
- Fosa de Macuspana: Es la prolongación de la Cuenca de Macuspana al mar. Delimita al occidente con el Pilar de Akal y al oriente con la Plataforma de Yucatán. Está constituida por rellenos terrígenos del Terciario Tardío.
- Zona de Talud: Es la zona de transición entre la cuenca y la antigua plataforma de Yucatán, la constituyen principalmente brechas de talud.
- Antigua Plataforma de Yucatán: Se localiza en la porción más oriental de la Sonda de Campeche y al norte de la Sierra de Chiapas, la constituyen principalmente carbonatos de plataforma.

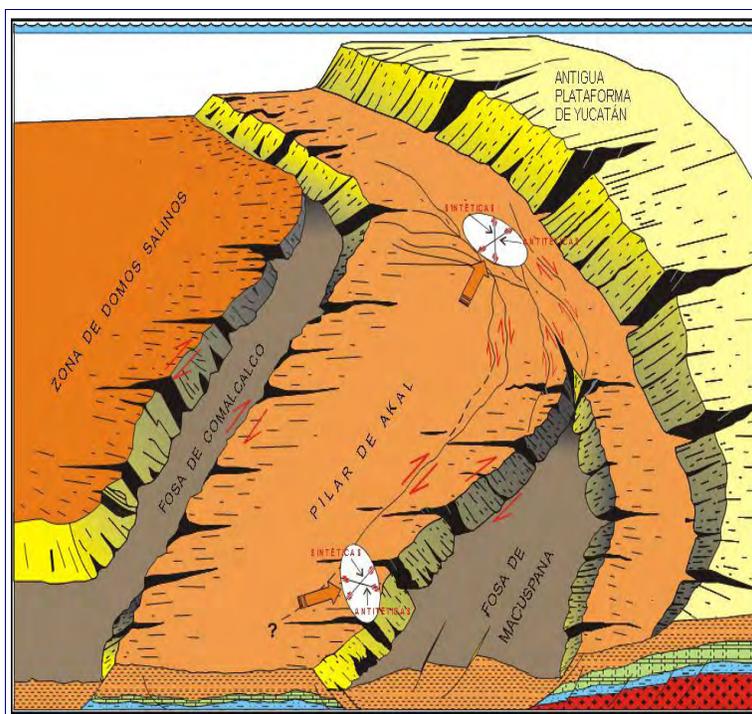


Fig. 2.14.- Esquema de la morfología estructural del área marina de Campeche (Ángeles-Aquino, 1983).

2.3.3. Provincias Tectónicas Estructurales del Área Marina de Campeche

Se ha confirmado la presencia de cuatro elementos tectono-estructurales que interactuaron en la evolución tectónica del área marina de Campeche (en Cárdenas-Veneces, 2008): Cinturón Plegado Chuktah-Tamil, Cinturón Plegado Akal, Cuenca de Macuspana Marina y Cuenca Le-Acach (antes de Comalcalco Marina) (Fig.2.15). A continuación se describen sus principales características:

Cinturón Plegado Chuktah-Tamil (1):

Se localiza en la porción noroeste del área marina de Campeche y corresponde al área de estudio en este trabajo de tesis (Figura 2.15). Es considerado como un sistema compresivo que involucra toda la columna del Mesozoico hasta el Mioceno Medio y se caracteriza por un estilo estructural de pliegues asimétricos nucleados por sal, con vergencias al NW-SE, que evolucionaron como pliegues por propagación de fallas inversas con despegue desde el nivel de la sal autóctona profunda; además, existen algunas estructuras tipo “pop-up” o pliegues expulsados por la combinación de dos fallas inversas con vergencias opuestas. Este cinturón plegado termina al noreste con el alineamiento estructural Tunich-Nox-Hux, el cual es el frente tectónico del sistema, que se encuentra más adelantado del alineamiento Ku-Maloob-Zaap, por efecto de una probable falla lateral. El rango de edad de formación estimado para este cinturón va de 11.7 hasta 3.58 Ma (Mioceno Superior-Plioceno Inferior).

También se interpretaron cuerpos de sal alóctona que durante su evolución, terminan emplazándose dentro de las secuencias sintectónicas del Mioceno Superior y Plioceno Inferior en

el extremo oriental del área Chuktah-Tamil. Hacia la porción occidental del área Chuktah-Tamil, se interpretaron otros cuerpos de sal alóctona que se identificaron dentro de las secuencias del Plioceno Inferior y Plioceno Superior-Pleistoceno. Estos emplazamientos de sal son contemporáneos a la actividad tectónica extensional que formó la Cuenca Le-Acach; por lo que se considera que esta actividad salina se debió a procesos de carga y del desalojo de sal consecuentemente en la Cuenca Le-Acach, movilizándose lateralmente hacia zonas de menor presión, en este caso al occidente.

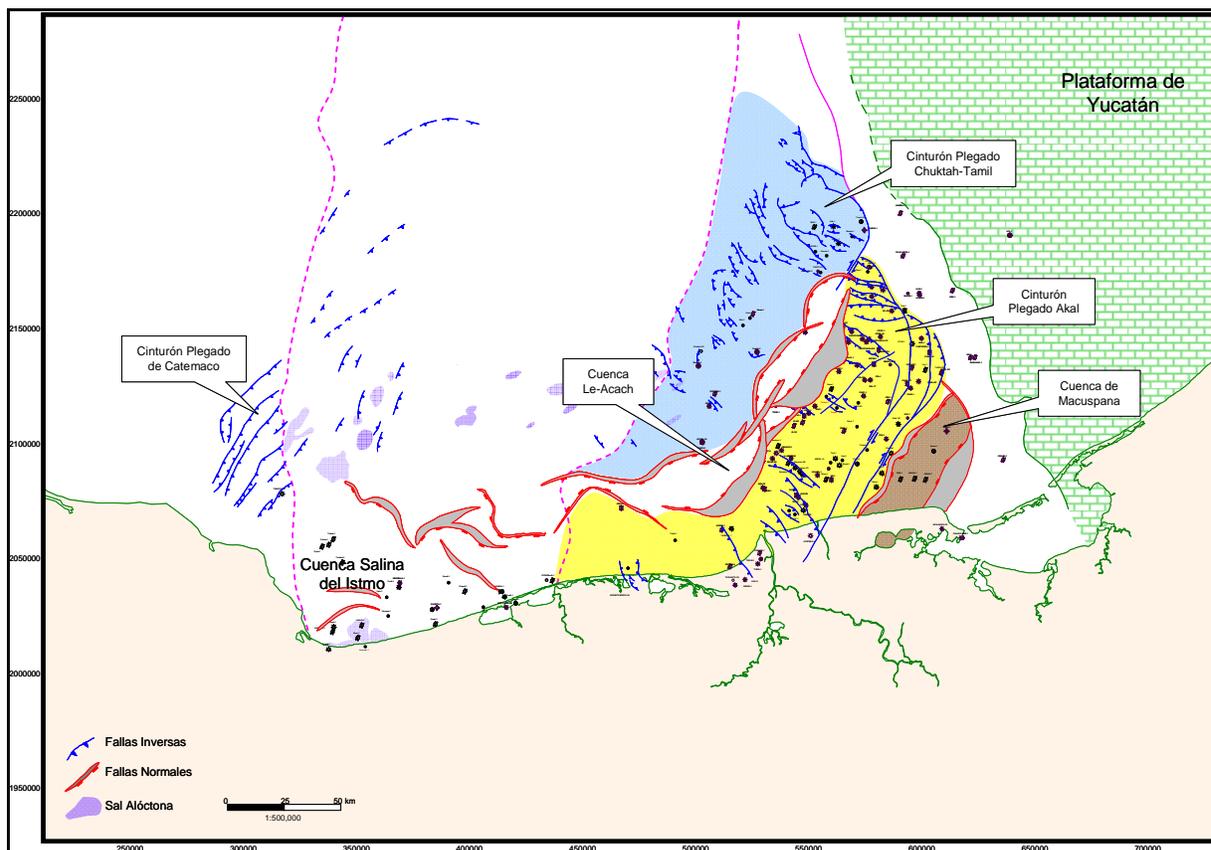


Fig. 2.15.- Mapa de las Provincias tectónicas estructurales del área marina de Campeche (PEMEX, 2004, en Cárdenas-Vences, 2008).

Cinturón Plegado Akal (2):

Se localiza en la porción central del área marina de Campeche, delimitado al occidente por la Cuenca de Le-Acach y al oriente por la Cuenca de Macuspana. Se caracteriza por un estilo de pliegues asimétricos con vergencias al NW-SE, con fallas inversas en sus flancos, en ocasiones formando bloques expulsados o tipo “pop-up” por la combinación de dos fallas inversas en ambos flancos, con emplazamiento de sal en el núcleo de la estructura. El nivel de despegue de este sistema compresional lo constituye la sal autóctona jurásica, que permite la movilización tectónica al noreste de la columna sedimentaria y el desarrollo del frente tectónico transpresivo Cantarell-Ku-Maloob-Zaap.

Hacia la porción oriental del Cinturón Plegado de Akal, se interpreta que las fallas normales del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, fueron reactivadas como fallas de desplazamiento lateral derecho durante la deformación compresional del Mioceno Superior-Plioceno Inferior. Se considera que este sistema de fallas laterales, desplazó más hacia el norte el bloque de Ku-Maloob-Zaap que el de Cantarell. El rango de edad de formación estimado para el cinturón va de 11.7 a 3.58 Ma (Mioceno Superior - Plioceno Inferior). Sobre el cinturón plegado y en las secuencias del Mioceno y Plioceno, se ha interpretado principalmente, un sistema extensional de fallas normales con polaridad de desplazamiento hacia el occidente, que tiene un despegue en las secuencias arcillosas plásticas del Oligoceno. El tiempo de actividad de este sistema, tiene una edad que varía en tiempo y espacio de Plioceno Inferior a Plioceno Medio en una dirección de oriente a poniente

Cuenca de Macuspana Marina y Cuenca Le-Acach (3):

Se localizan en la parte oriental y occidental del Cinturón Plegado Akal, respectivamente y se caracterizan por ser rasgos tectónicos delimitados por fallas normales en ambos lados orientadas NE-SW. Se considera que bajo la columna terciaria de la Cuenca de Macuspana Marina no existen rocas mesozoicas, debido a que fueron desprendidas y desplazadas hacia el occidente a partir del borde de la plataforma carbonatada cretácica, por medio de rampas tectónicas que resbalaron sobre el nivel de la sal jurásica autóctona. La actividad tectónica originó estructuras extensionales con fallas normales en el borde oriental de la cuenca, desde el Mioceno Superior al Plioceno Inferior. Así mismo, forma parte de un sistema contraregional que tubo actividad en el borde occidental durante el Plioceno Medio; generando el levantamiento de las secuencias Mioceno-Plioceno en el centro de la cuenca. En el extremo occidental del Cinturón Plegado de Akal, se tienen grandes fallas normales que permitieron el crecimiento y desarrollo de gruesos espesores de sedimentos siliciclásticos, formando la cuenca de Le-Acach durante el Plioceno Tardío-Pleistoceno.

Cuenca Salina del Istmo (4):

Esta cuenca se caracteriza por gruesos espesores de sal alóctona en forma de “canopies”, de diapiros evolucionados y despegados, emplazados dentro de las secuencias del Jurásico al Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. Esta cuenca corresponde a la extensión hacia el mar del corredor salino conocido en Tierra como Sal Somera. Por otra parte, hacia la porción suoriental y norte del Proyecto Coatzacoalcos a nivel del Neógeno, se reconoce un estilo estructural caracterizado por un sistema de fallas normales regionales, que está ligado con la evolución tectónica de la sal alóctona y el desarrollo de subcuencas dentro de la Cuenca Salina del Istmo. Este sistema tectónico sedimentario, es la continuación hacia el mar, del mismo sistema que formó la Cuenca de Comalcalco durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y que alcanzó el área marina durante el Plioceno Medio, avanzando en tiempo y espacio hacia aguas más profundas en el Plioceno Tardío-Pleistoceno con la formación de cuencas por desalojo de sal, una de ellas definida como la Cuenca de Pescadores. Estas cuencas evolucionaron sobre una “canopy” en forma de lengua de sal, que tuvo un movimiento lateral a niveles más someros como respuesta a la carga litostática.

2.4. ESTRATIGRAFÍA, FACIES SEDIMENTARIAS Y PALEOAMBIENTES DEL ÁREA MARINA DE CAMPECHE

Este capítulo tiene como objetivo dar a conocer de manera integral la estratigrafía regional del área marina de Campeche, así como, los aspectos sedimentológicos y sus implicaciones en términos de facies sedimentarias, paleoambientes de depósito y sus procesos sedimentarios asociados. La descripción, se realizó a partir de la integración de información obtenida de trabajos de tesis de licenciatura y maestría (Cárdenas-Vences, 2008; Hernández-Juárez, 2008; Adán-González y Jiménez-Bernal, 2008; Monroy-Santiago, 1996), los cuales utilizaron informes y estudios de Pemex.

La información del subsuelo del área marina de Campeche fue obtenida a través de pozos de exploración, sísmica de reflexión continua y registros geofísicos de pozo; demostrando que los depósitos que constituyen la columna sedimentaria desde el Mesozoico Tardío al Terciario son principalmente carbonatos y terrígenos. Los carbonatos están presentes principalmente durante todo el Mesozoico y los terrígenos predominan en la columna del Terciario, donde las fuentes principales de sedimento fueron la Plataforma de Yucatán y la Sierra de Chiapas, respectivamente.

En este trabajo se utilizó la clasificación estratigráfica de Angeles-Aquino, Reyes, Quezada, Meneses (1994), así como trabajos de Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001), Cantú-Chapa (2001), Cantú-Chapa y Landeros-Flores (2001), los cuales clasificaron a las secuencias sedimentarias, definiendo la estratigrafía del subsuelo de la plataforma continental de Campeche. Las columnas estratigráficas típicas del área marina de Campeche se ilustran en la Figura 2.16. A continuación se describen las unidades estratigráficas del área marina de Campeche:

2.4.1. Jurásico Inferior (Pre-Calloviano)

El pre-Calloviano está constituido por el basamento metamórfico y por lechos rojos. El conocimiento que se tiene del basamento, de edad pre-triásica en el área del Golfo de México y sus alrededores, es escaso y está basado en afloramientos de la Sierra de Chiapas. Consiste de un complejo de rocas metasedimentarias del Precámbrico Superior al Paleozoico Inferior (Sedlock et al., 1993), intrusionadas por granitos, granodioritas y tonalitas, que afloran en la Sierra de Chiapas y en el Macizo de Chiapas. También, se han encontrado rocas del basamento en el núcleo 36 del pozo Yucatan-4, localizado al este de la península de Yucatán, compuesto principalmente de cuarzo metamórfico cuarcita (Pérez-Drago et al., 2008).

Posteriormente, se depositaron Lechos Rojos a mediados del Jurásico y se distribuyeron en gran parte de la República Mexicana, denominados localmente en el sur de México como formación Todos Santos. Estos están compuestos por terrígenos continentales, constituidos principalmente por conglomerados y alternancias de areniscas y lutitas; los conglomerados consisten de fragmentos del tamaño de gravas de rocas ígneas intrusivas y extrusivas así como calizas con fusilínidos y dolomías paleozoicas.

Michaud (1987) menciona que los lechos rojos descansan discordantemente sobre el basamento paleozoico y, según los reportes de pozos de Pemex (Ixhuatlan-38, Tonalapa-1 y Trinitaria-2), el contacto superior es concordante con la sal del Calloviano. Sin embargo, en el pozo Villa Allende-1 se encontraron evaporitas descansando discordantemente sobre el basamento, mientras que el pozo Trinitaria-1 cortó a las evaporitas por debajo de los lechos rojos, indicando cierta discrepancia. Esto hace pensar que posiblemente los depósitos de los lechos rojos y las evaporitas del Calloviano fueron en algún momento contemporáneos.

2.4.2. Jurásico Medio (Calloviano)

Litología: Corresponde a evaporitas constituidas mayormente de halita (NaCl), conocidas como Sal Ístmica, según Angeles-Aquino (1994).

Edad: Se considera que son las rocas sedimentarias más antiguas, pero no se sabe con certeza la edad debido a la falta del registro fósil. Se cree que probablemente ocurrieron desde el Calloviano (Salvador, 1987) hasta antes del Oxfordiano Superior (Cantú-Chapa, 2001), en una posición geográfica mucho más al norte de donde se encuentran ahora.

Distribución: Tienen una amplia distribución en el área marina de Campeche, depositados desde la Sierra de Chiapas hasta la Cuenca Salina del Golfo y las Cuencas Terciarias del Sureste. Su distribución varía de mayor a menor espesor desde el centro de la cuenca del Golfo de México hasta las márgenes del paleocontinente (Salvador, 1987).

Espesor: Su espesor total no ha sido establecido, aunque se infiere un grueso depósito salino original de más de 2000 m, según los datos de los diferentes pozos perforados en el área.

Relación Estratigráfica: Estratigráficamente su contacto inferior no ha sido determinado dentro del área de estudio, pero probablemente sea discordante con el basamento o normalmente, con los Lechos Rojos (Triásico-Jurásico); su contacto superior es normal y concordante con los sedimentos del Jurásico Superior (Oxfordiano).

2.4.3. Jurásico Superior (Oxfordiano)

Litología: Está representada por secuencias terrígenas, evaporitas y carbonatos donde los depósitos se caracterizan por variaciones laterales de facies y de ambientes. Consisten principalmente de areniscas y limolitas con algunas intercalaciones de bentonita de color gris olivo, acompañadas con intercalaciones delgadas y aisladas de anhidritas, calizas arcillosas y delgados lentes de pedernal. Por sus características litológicas, a las secuencias del Oxfordiano Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) las han subdividido en tres unidades litoestratigráficas:

- ✓ **Miembro Inferior:** Está caracterizado por calizas arenosas que gradúan a areniscas calcáreas con anhidrita. La cima de este miembro contiene capas de anhidrita que varían de 5 a 200 m de espesor. Su edad corresponde a la parte inferior del Oxfordiano Inferior.
- ✓ **Miembro Medio:** Está constituido por una alternancia rítmica de areniscas calcáreas, limolitas y lutitas bentoníticas. Algunas arenas gradúan hacia la cima a areniscas

conglomeráticas o conglomerados arenosos pobremente consolidados. Su edad corresponde a la parte superior del Oxfordiano Inferior.

- ✓ **Miembro Superior:** Está representado por wackestone-packstone de peloides color olivo, lutitas y areniscas con cuarzo cementado e intercalaciones de evaporitas, que gradúan hacia el este, a mudstone bentoníticos. Su edad corresponde al Oxfordiano Superior.

Equivalencia: Para el resto de la República Mexicana las rocas del Oxfordiano, son equivalentes a las formaciones Zuloaga, La Gloria y Olvido en el noreste del país; a la Formación Santiago en la Sierra Madre Oriental, entre los estados de Hidalgo y Veracruz; y en la región de Tampico-Misantla a las formaciones Tepexic y San Andrés.

Edad: La edad de estas rocas se ha determinado por asociaciones paleontológicas determinadas con los géneros *Ochetoceras sp* y *Discophinctes* (Cantu Chapa, 2001). El miembro Inferior y Medio corresponden al Oxfordiano Inferior, mientras que el Miembro Superior corresponde al Oxfordiano Superior (Angeles-Aquino, 1988).

Distribución: La distribución es muy amplia, como se ha demostrado a través de la perforación de diversos pozos que las han cortado. Sin embargo, es notable la variación en espesores y facies de pozo a pozo, debido a la presencia local de altos paleogeográficos controlados por el movimiento temprano de la sal.

Espesor: Las rocas cortadas pertenecientes a esta unidad estratigráfica llegan a alcanzar 440 m de espesor y en algunos sectores no están presentes.

Relación Estratigráfica: En la porción oriental de la Sonda de Campeche, las rocas del Oxfordiano subyacen concordantes a las secuencias terrígenas del Kimmeridgiano; la parte inferior de esta unidad no ha sido alcanzada por los pozos perforados.

Facies Sedimentarias: Las facies del Oxfordiano han sido divididas en tres miembros: 1) parte inferior del Oxfordiano Inferior, 2) parte superior del Oxfordiano Inferior y 3) Oxfordiano Superior.

1) Para la parte inferior del Oxfordiano Inferior se interpretan tres tipos de ambiente (Fig. 2.17) representados por: rampa interna; rampa interna somera; y ambiente continental y de dunas costeras. A continuación se describen las características litológicas distintivas de estos ambientes:

- **Rampa Interna:** Se compone de litofacies de caliza con terrígenos y lutita intercaladas con limonitas; corresponde al ambiente más profundo y se localiza hacia la parte más occidental del área marina de Campeche.
- **Rampa Interna Somera:** Se caracteriza por una secuencia de areniscas de color gris claro de grano medio a grueso, ligeramente calcárea, con intercalaciones de lutita gris oscuro y gris, también ligeramente calcárea, se encuentra pobremente cementadas con anhidrita y dolomita.
- **Ambiente continental y de dunas costeras:** Este ambiente está representado por una secuencia terrígena de areniscas, limolitas y lutitas, distribuidas al oriente del área marina de Campeche.

2) La parte superior del Oxfordiano Inferior se caracteriza por el depósito de anhidritas con intercalaciones de lutitas y limolitas en un ambiente de sabkha y que desde el punto de vista petrolero constituye una buena roca sello. Este ambiente se tiene bien diferenciado en toda el área de estudio, como se ilustra en la Figura 2.18.

3) Durante el Oxfordiano Superior se presenta la primera transgresión marina en el área marina de Campeche, en donde las facies terrígenas/sabkha son cubiertas por una secuencia de carbonatos arcillosos, carbonatos de ooides, intraclastos y bioclastos, y carpetas de algas con influencia terrígena, lo que propició el desarrollo de una rampa interna.

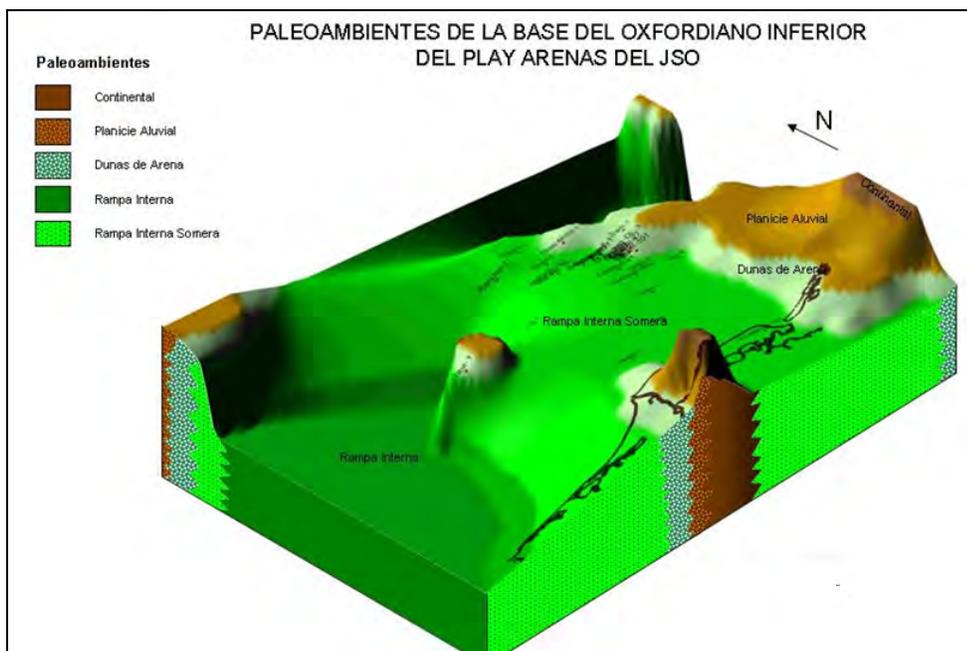


Fig. 2.17.- Paleoambientes de la base del Oxfordiano Inferior en el área marina de Campeche (PEMEX, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

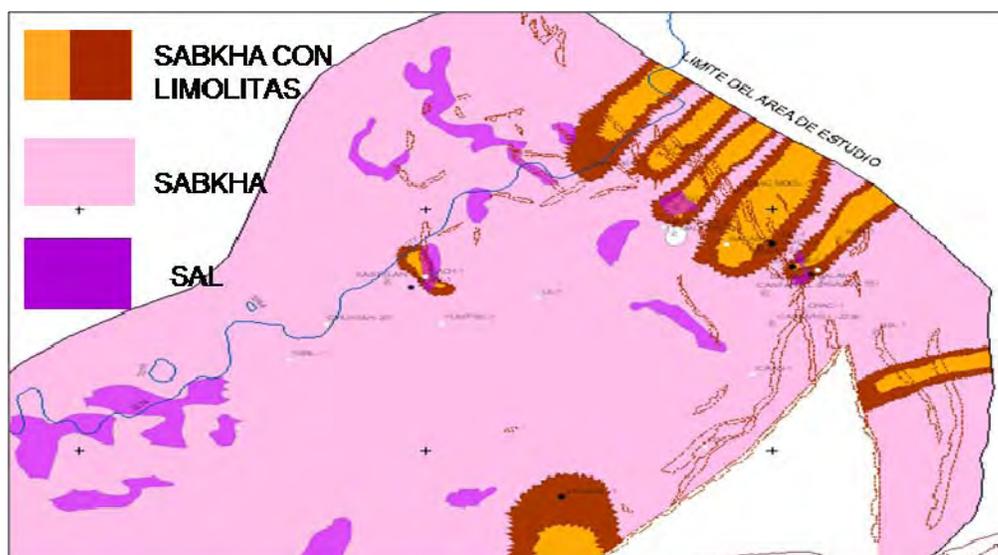


Fig. 2.18.- Mapa de paleoambientes de la parte superior del Oxfordiano Inferior, en el área marina de Campeche (Pemex, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

2.4.4. Jurásico Superior (Kimmeridgiano)

Litología: Se compone de rocas carbonatadas y terrígenas, caracterizadas por calizas oolíticas parcialmente dolomitizadas, lutitas algáceas y mudstone bentonítico, así como horizontes de areniscas y limolitas, que cambian lateralmente de facies. Dada su importancia y sus diferentes litofacies a los depósitos del Kimmeridgiano se les ha dividido en cuatro unidades, designadas como: “B”, “C”, “D”, “E” (Angeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001):

- ✓ **Miembro Terrígeno Inferior “B”:** Está constituido principalmente por limolitas y lutitas arenosas bentoníticas, con ocasionales intercalaciones de areniscas y microdolomías bentoníticas con anhidrita. Se encuentra en la porción oriental del área marina de Campeche, y hacia la occidental, tiende a cambiar lateralmente a facies de carbonatos. Presenta espesores que varían de 75 a 408 m. Suprayace de modo concordante a los depósitos del Oxfordiano y subyace al miembro calcáreo “C”. Su edad es del Kimmeridgiano Inferior, con base en amonites de los géneros *Nebrodités* y *Taramelliceras* encontrados en el pozo Chac-1 (Cantú-Chapa, 1977).
- ✓ **Miembro Calcáreo Inferior “C”:** Lo conforman rocas carbonatadas, representadas por microdolomías a dolomías mesocristalinas, packstone de peletoides con dolomitización incipiente y algunas intercalaciones de limolitas y lutitas. Se distribuye en la porción central del área marina de Campeche, con espesores que varían desde 37 hasta 267 m. Suprayace concordantemente al miembro terrígeno inferior “B” y, subyace también concordantemente al miembro terrígeno superior “D”. Su edad es del Kimmeridgiano Inferior con base en la presencia de los géneros de amonites *Nebrodités* y *Taramelliceras*, así como a la presencia de *Rhaxella sorbyana* y a la Biozona de *Pseudocyclammina lituus-Acicularia elongata elongata* del Kimmeridgiano (Ornelas-Sánchez et al., 1992).

- ✓ **Miembro Terrígeno Superior “D” (Algáceo):** Lo constituyen principalmente terrígenos arcillosos con escasas intercalaciones de carbonatos. Los terrígenos son limonitas y lutitas arenosas con abundante material algáceo. Su cima está marcada por capas de anhidrita que varían de 5 a 200 m de espesor. Se distribuye mayormente en la porción oriental del área marina de Campeche, con espesores que varía desde 23 hasta 387 m. Estratigráficamente se encuentra confinado entre los miembros calcáreos “C” y “E” del Kimmeridgiano. Su edad es del Kimmeridgiano Inferior por la presencia de *Rhaxella sorbyana*.
- ✓ **Miembro Calcáreo Superior “E” (Oolítico):** Está constituido por dolomías mesocrystalinas y microcrystalinas, que originalmente fueron packstones y grainstones de ooides y pelletoides, y que posteriormente se dolomitizaron; otros estratos fueron de mudstones y wackestones de pelletoides. Tiene una amplia extensión, cubriendo parcialmente el área de marina de Campeche, sobre aéreas con altos paleogeográficos modificados por el movimiento temprano de la sal. Su espesor es variable y oscila entre 37 y 267 metros. Estratigráficamente suprayace concordantemente a los miembros “D” y subyace discordantemente al miembro “F” del Tithoniano. No se han encontrado fósiles índice, por lo que la edad inferida por posición estratigráfica correspondería a la parte superior del Kimmeridgiano.

Equivalencia: En el resto de México secuencias sedimentarias marinas del Kimmeridgiano están representadas por la Formación La Casita, al norte del país; por las formaciones Tamán y San Andrés en la porción centro oriental; y al sur por la Formación Chinameca.

Edad: La edad de estas rocas se ha determinado por asociaciones paleontológicas las cuales fueron determinadas con los géneros de amonites *Nebrodités*, *Taramelliceras* y *Rhaxella sorbyana* del Kimmeridgiano Inferior y Superior.

Distribución: En las cuencas hacia el sur del Golfo de México, los sedimentos del Kimmeridgiano están presentes bordeando la parte norte del Macizo de Chiapas (Salvador, 1991). Al igual que en el Oxfordiano, la distribución, espesores y facies están controladas por altos paleogeográficos, producto del movimiento temprano de la sal.

Espesor: En el área marina de Campeche 18 pozos han penetrado hasta este nivel estratigráfico, cortando espesores que varían desde 95 m hasta 1260 m (Angeles-Aquino, 2006).

Relación Estratigráfica: Los depósitos del Kimmeridgiano subyacen concordantemente al Miembro Superior del Oxfordiano; sin embargo, en los altos paleogeográficos, estos depósitos descansan discordantemente sobre depósitos más antiguos. Del mismo modo, las rocas del Tithoniano descansan concordantemente con la parte superior del Kimmeridgiano.

Facies Sedimentarias: El movimiento temprano de la sal calloviana jugó un papel muy importante en la formación, distribución y acumulación de los sedimentos; dando origen a altos estructurales, con una topografía ondulada, que favorecía la acumulación de sedimentos de grano grueso formando barras oolíticas. El modelo de depósito inicia con: facies de laguna, facies de laguna

restringida, continúa con facies de la parte interna del banco, luego con facies de banco de ooides, facies del frente de banco, rampa interna, rampa externa y cuenca (Figs. 2.19 y 2.20).

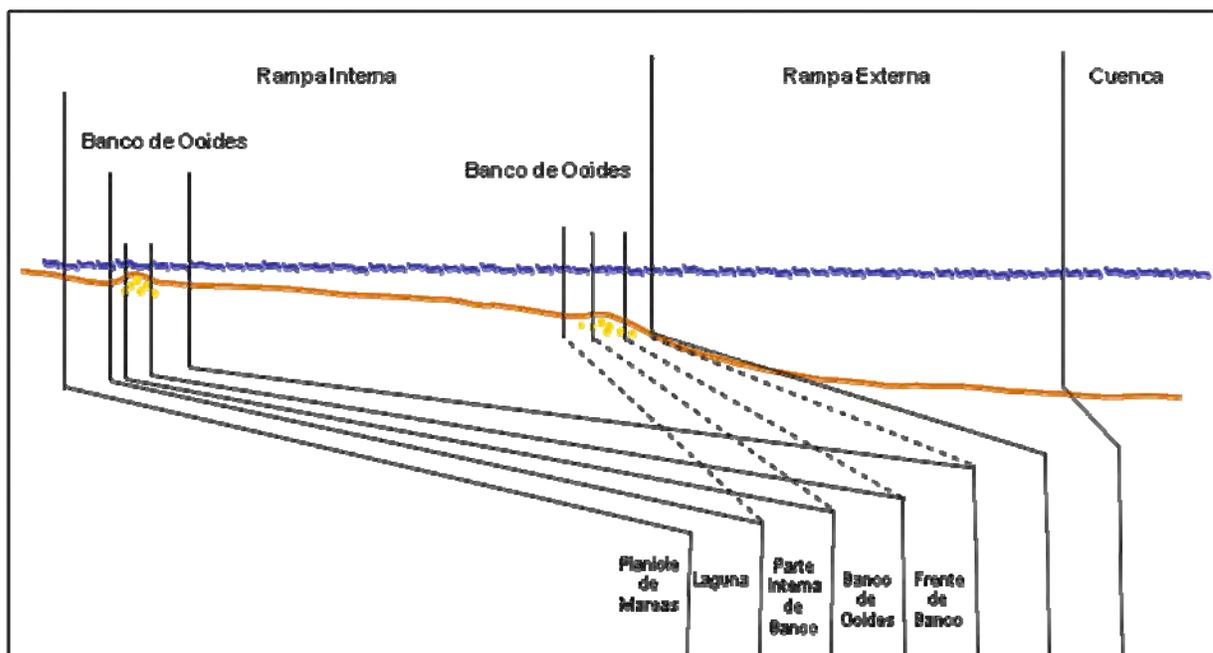


Fig. 2.19.- Perfil diagramático de la rampa carbonatada del Kimmeridgiano en el área marina de Campeche (Modificada de CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

A continuación se describen las características litológicas de cada facies:

- **Laguna:** Está representada por depósitos de dolomías, lutitas ligeramente calcáreas en partes limolíticas con intercalaciones de limolitas arenosas, así como areniscas de gran fino con intercalaciones de lutitas. Su distribución se restringe a la parte oriental del área marina de Campeche.
- **Laguna restringida:** Las facies están representadas por mudstone a wackestone de bioclastos, intraclastos y peloides con intercalaciones de limolitas arenosas, así como, lutitas calcáreas con intercalaciones de limolitas. Su distribución es pobre y solo se encuentra al oriente del área marina de Campeche.
- **Rampa Interna:** El mayor desarrollo que se tiene de los bancos oolíticos, es en las facies de carbonatos de la rampa interna en aguas someras. De acuerdo a la litología es posible diferenciar facies de bancos carbonatados, frente de banco y borde Interno del banco; la diferencia entre ellas es la presencia de arcillas o dolomía y su posición hacia mar adentro o hacia la línea de costa. Se distribuyen principalmente hacia la parte central y occidental del área marina de Campeche
- **Facies de banco oolítico:** Se caracteriza por tener litologías compuestas de packstone-grainstone de ooides y dolomías con trazas de ooides; representan las facies de mayor energía y es donde se tiene la mayor generación de componentes calcáreos. La intensa

dolomitización en estas facies, sugiere exposición a diagénesis subaérea. Parecen haberse formado como una barrera lineal en dos ejes: el eje principal tiene una longitud de aproximadamente 100 km y muestra una orientación NE-SW, mientras que el segundo eje, tiene una orientación NW-SE, con una longitud aproximada de 80 Km.

- Facies de frente y borde interno de banco: Las facies de frente de banco, compuestas por wackstone-packstone de peloides e intraclastos ligeramente dolomitizado con intercalaciones de lutitas; y de borde interno del banco con litofacies compuestas de wackstone-packstone de ooides con intercalaciones de lutitas, areniscas y limolitas; corresponden a los flancos de los bancos oolíticos de menor energía. Algunas de estas litofacies posiblemente correspondan a flujos de escombros con atractivos potenciales como rocas almacenadoras de hidrocarburos.
- Rampa Externa: Las facies de rampa externa están representadas por, mudstone y calizas arcillosas, con lutitas calcáreas y se ubican en la parte más occidental del área.

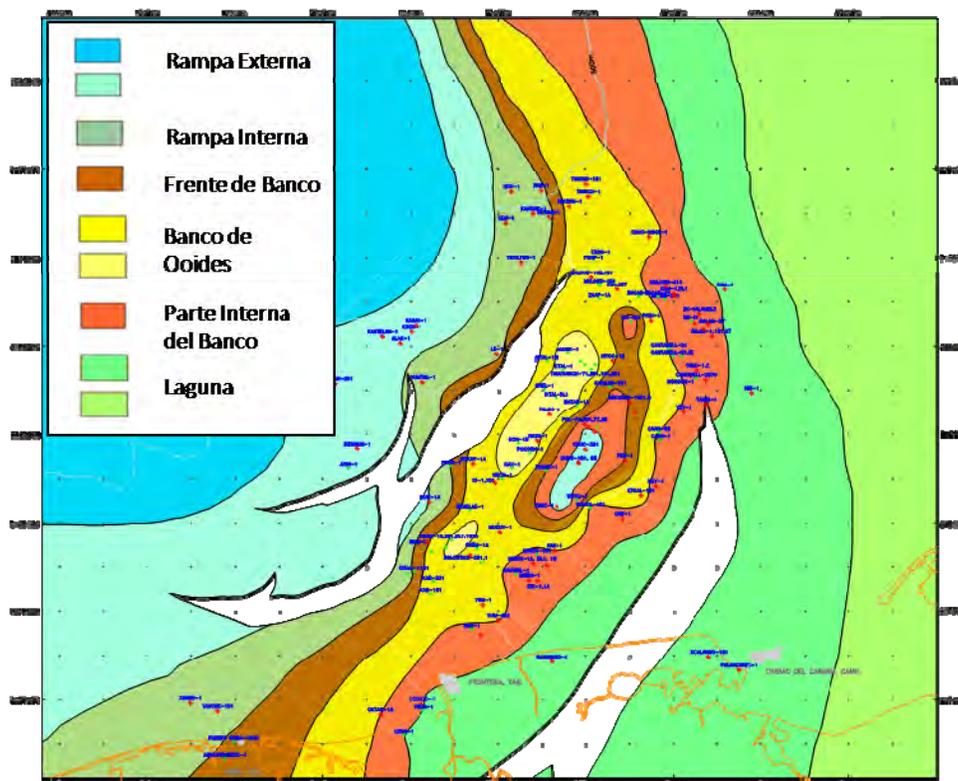


Fig. 2.20.- Mapa de litofacies del Kimmeridgiano, en el área marina de Campeche (PEMEX, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

2.4.5. Jurásico Superior (Tithoniano)

Litología: Se compone de calizas arcillosas color oscuro con intercalaciones de lutitas bituminosas ligeramente calcáreas; en algunas partes son carbonosas, ya que contienen abundante materia orgánica vegetal; gradúan lateralmente de mudstone a caliza arcillosa bentonítica, son de color negro olivo y algunos horizontes son de anhidrita de color gris blanquizca. Desde el punto de vista petrolero, esta unidad es una de las unidades más importantes, dado que se considera la principal roca generadora del área marina de Campeche.

Angeles-Aquino y Cantu Chapa (2001) dividieron a los contrastes en litología del Tithoniano en tres unidades: “F, G, y H “. El primero nivela irregularidades topográficas del Kimmeridgiano y tiene la influencia carbonatada del horizonte “E” del Kimmeridgiano. El segundo es más regular, ya que su extensión es muy amplia y es primordialmente arcilloso. Por último, la unidad de mayor distribución está principalmente constituida por carbonatos bentoníticos. A continuación se describe cada miembro:

- ✓ **Miembro Calcáreo Inferior “F”:** Está constituido por mudstone y calizas arcillosas de color gris claro o pardo claro, esporádicamente presenta delgadas intercalaciones de lutita limosa de color gris oscuro a negro. Según Ornelas-Sánchez et al (1993) este miembro pertenece al Tithoniano Inferior y Medio. Suprayace con un contacto abrupto al miembro “E” del Kimmeridgiano y subyace al miembro “G” del Tithoniano.
- ✓ **Miembro Arcilloso Medio “G”:** Está constituido predominantemente de lutitas calcáreas arenosas con intercalaciones de margas y calizas de colores oscuros. Se considera que el miembro “G” es la unidad generadora de mayor importancia en la Sonda de Campeche, ya que contiene abundante materia orgánica. Presenta espesores que varían de 39 hasta 171 metros. Según Ornelas-Sánchez (1993) este miembro pertenece al Tithoniano Inferior y Medio. Sus límites superiores e inferiores son concordantes con los miembros “H” y “F”, respectivamente.
- ✓ **Miembro Calcáreo Superior “H”:** Está compuesto principalmente de carbonatos arcillosos y bentoníticos, en ocasiones de aspecto cretoso, y hacia la porción oriental, presentan dolomitización. Estratigráficamente suprayace y subyace en forma concordante al miembro “G” y al Cretácico Inferior, respectivamente. Su espesor varía de 26 m a 83 m en donde los espesores más delgados de este miembro se presentan en el oriente y, los más gruesos, en el occidente. Cantú-Chapa (2001) definió a este miembro, como la cima del Tithoniano Superior de ambiente de depósito de aguas profundas y con una amplia distribución.

Equivalencia: El Tithoniano está representado en el norte y noreste del país, por las formaciones La Caja, La Casita y Pimienta; en la porción centro oriental, en la Cuenca de Veracruz, por la Formación Tepexilotla. En el sur y sureste del país en la Cuenca Salina del Istmo, Sierra de Chiapas y Plataforma de Yucatán, por la Formación Chinameca.

Edad: La edad de estas rocas se ha determinado por asociaciones paleontológicas las cuales fueron determinadas por la biozona de *Saccocoma archnoidea* y *eothyx alpina* del Tithoniano Inferior y

Medio; y los amonoides del género *Durangites sp* y *Protoncycloceras sp.* de la cima del Tithoniano; según los estudios de Ornelas-Sánchez (1993) y Cantú-Chapa (2001).

Distribución: La distribución de los depósitos del Tithoniano Inferior estuvieron controlados por los paleorelieves que formaron los bancos oolíticos del Kimmeridgiano, mientras que los depósitos del Tithoniano Superior y Medio se distribuyeron de manera uniforme y nivelando estratigráficamente y extensamente a toda el área marina de Campeche, con algunas variaciones locales de espesor.

Espesor: Los depósitos del Tithoniano son los más uniformes en el área marina de Campeche con un espesor promedio de 265 m (según los 224 pozos perforado en el área).

Relación Estratigráfica: El Tithoniano suprayace de manera abrupta a la unidad “E” del Kimmeridgiano, debido a que este contacto representa muy probablemente el final de las condiciones de alta energía que fueron sustituidas por condiciones de baja energía en aguas más profundas y ambientes semirrestringidos. Por otro lado, el contacto superior del Tithoniano es concordante y transicional con los depósitos carbonatados del Cretácico Inferior.

Facies Sedimentarias: El modelo paleoambiental y de facies de depósito durante el Tithoniano se divide en Inferior, Medio y Superior:

- Tithoniano Inferior

De las secuencias estratigráficas del Jurasico Superior-Tithoniano, las del Tithoniano Inferior se caracterizan por presentar las litofacies más someras del área marina de Campeche; ya que es durante este tiempo en donde se interpretan ambientes de rampa interna y rampa externa, como resultado de una lenta etapa de trasgresión. El ambiente de rampa externa (Fig. 2.21), está compuesto por mudstone-wackestone parcialmente dolomitizado, calizas arcillosas, parcialmente arenosas y por calizas arcillosas con abundante materia orgánica, con intercalaciones de lutitas calcáreas.

- Tithoniano Medio

Durante el Tithoniano Medio, las condiciones de depósito corresponden a aguas un poco más profundas, debido a las constantes elevaciones del nivel del mar, como resultado de una etapa transgresiva. La rampa externa se extendió en la mayor parte del área, mientras que la rampa interna se restringió a la porción más oriental. Como consecuencia de lo anterior, la cuenca comenzó a invadir la parte occidental del área.

- Tithoniano Superior

El Tithoniano Superior dentro del área marina de Campeche corresponde a los ambientes más profundos y anóxicos del Tithoniano, debido al continuo ascenso del nivel del mar, dando como resultado ambientes de rampa externa y cuenca; la cuenca es la que abarca la mayor parte del área de la Región Marina. (Fig. 2.22).

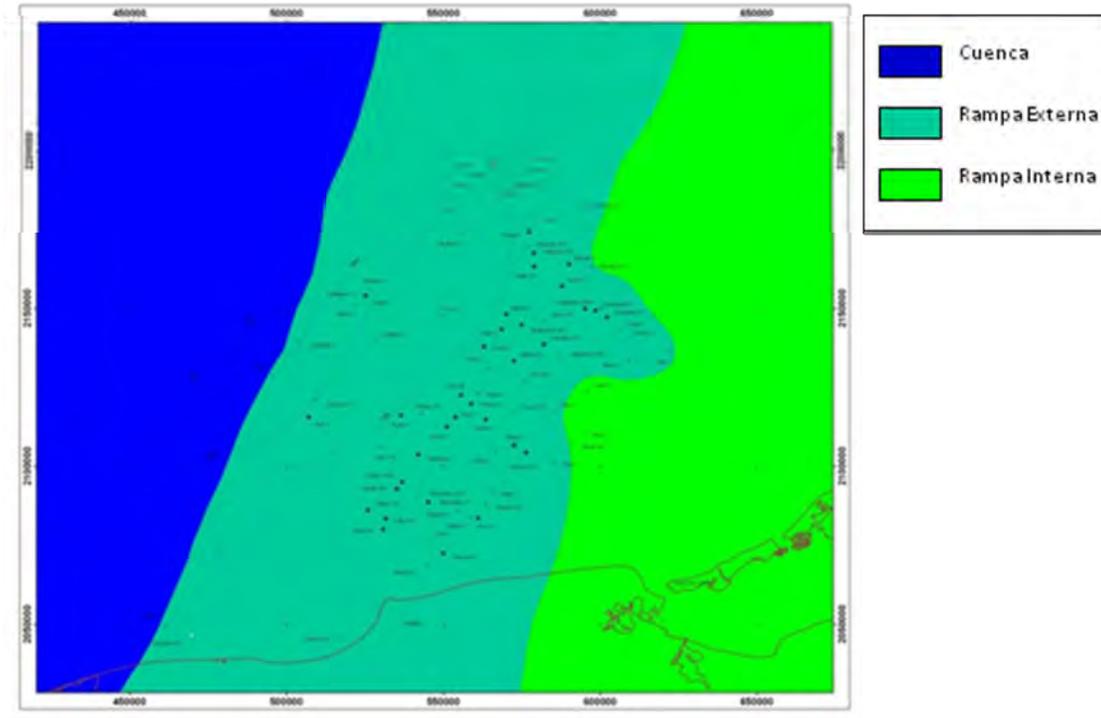


Fig. 2.21.- Mapa de distribución de paleoambientes para el Tithoniano Inferior en el área marina de Campeche (Modificado de CPE, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

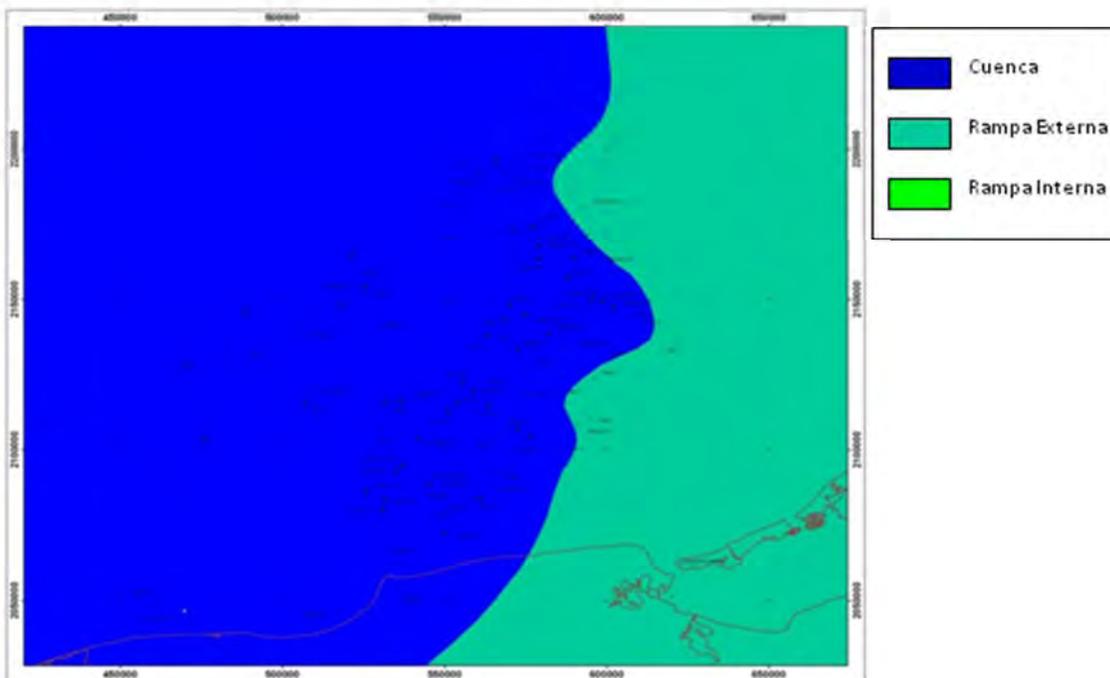


Fig. 2.22.- Mapa de distribución de paleoambientes del Tithoniano Superior en el área marina de Campeche (Modificado de CPE, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

2.4.6. Cretácico

El Cretácico está caracterizado principalmente por carbonatos de aguas profundas en ambientes de baja energía. Angeles-Aquino *et al.* (1988) describen 6 unidades litológicas dentro del Cretácico: Unidad 1, Unidad 3, Unidad 5, Unidad 7, Unidad 9 y Unidad 11. Siendo las unidades U1, U3 y U5 del Cretácico Inferior (Berriasiano-Aptiano); las unidades U7 y U9 del Albiano- Cenomaniano, y para el Cretácico Superior (Turoniano-Maastrichtiano) las unidades U9 y U11.

Así mismo, durante todo el Cretácico se identificaron 6 litofacies:

- Unidad de anhidritas, mudstone-wackestone de bentónicos y dolomías.
- Unidad de dolomías y calizas dolomitizadas.
- Unidad de mudstone arcilloso y mudstone bentonítico con mudstone-wackestone de foraminíferos planctónicos y pedernal.
- Unidad de wackestone-packstone con foraminíferos e intraclastos y mudstone-wackestone con foraminíferos planctónicos.
- Unidad de mudstone-wackestone bentonítico y arcilloso con foraminíferos planctónicos.
- Unidad de margas.

2.4.6.1. Cretácico Inferior (Berriasiano-Aptiano)

Litología: Está representado principalmente por carbonatos dolomitizados con intercalaciones de calizas arcillosas bentoníticas, depositadas en aguas relativamente profundas; compuestos por mudstone bentonítico de color verde y gris olivo ligeramente dolomitizado, dolomía microcristalina color gris verdoso, gris claro y gris olivo, en su origen mudstone a wackestone de intraclastos y exoclastos (rudita y arena), así como calizas cretosas color crema. Existen también horizontes arcillosos caracterizados por lutitas oscuras y bentonitas verdes.

Las estructuras sedimentarias observadas son las siguientes: superficies estilolíticas, estratificación graduada, microlaminación ondulada, perturbación mecánica, calcos de flujo, grumos, carpetas de algas, fracturas selladas por calcita, espectros de grano, bioclastos (briozoarios, miliólidos, y calciesferulidos), intraclastos, horadaciones biógenas, calcos de carga, microlentes de bentonita; como accesorios se tienen delgados lentes de pedernal, así como pirita, cuarzo y bentonita.

Las unidades que propone Angeles-Aquino *et al.* (1988) para el Cretácico inferior son:

- ✓ **Unidad U1:** Está constituida por una serie de mudstone-wackestone arcillosos y bentoníticos de aspecto cretoso, ocasionalmente dolomitizados y recristalizados con laminaciones y estilolitas. Los microfósiles que caracterizan esta unidad están representados por calpionélidos (*Tintinopsella carpatica* y *Calpionella alpina*) del Berriasiano-Valanginiano.
- ✓ **Unidad U3:** Está constituida por mudstone-wackestone bentoníticos y arcillosos con foraminíferos, bioclastos e intraclastos en ocasiones dolomitizados. Esta unidad tiene gran importancia desde el punto de vista económico, ya que se tienen el mayor aporte de flujos de densidad submarinos (escombros y turbiditas), caracterizados texturalmente por wackestone-packstone y mudstone-wackestone de foraminíferos e intraclastos. Los

microfósiles están representados por *Colomiella recta*, *Globogerinelloides algerianus*, *Globogerinelloides ferreolensis*, *Nannoconus steinmanni*, *Nannoconus truitti*, *Cadosina* sp y *Ticinella* sp. de edad Barremiano-Aptiano.

- ✓ **Unidad U5:** Está representada por mudstone-wackestone con cuarzo terrígeno con intercalaciones de lutitas limosas de color negro que representan al Aptiano.

Equivalencia: En el resto de México secuencias sedimentarias marinas del Cretácico Inferior están representadas por las Formaciones Cupido y La Peña, en el norte del país; por las formaciones Tamaulipas Inferior y Otates, en la porción centro y oriente de México.

Edad: El nivel del Berriasiano está representada por los géneros *Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellopsis simplex*; el Valanginiano por *Remaniella cadishiana*, *Calpionellopsis oblonga* y *Lorenziella hungarica*; el Valanginiano medio por *Calpionellites darderi*; el Barremiano por una zona de nanocónidos (*N. bermudezi*, *N. steinmanni*); y finalmente el Aptiano por *Globigerinelloides ferreolensis*, *G. algerianus* y *Leupoldina cabri*.

Distribución: Su distribución es amplia en toda la zona marina de Campeche, a través de un paleorelieve homogéneo con pocos altos paleogeográficos. El espesor sedimentario tiende a adelgazarse hacia el occidente de la Sonda de Campeche.

Espesor: Los pozos que han cortado este nivel estratigráfico, muestran que se tiene un espesor promedio de 460 m.

Relación Estratigráfica: El Cretácico Inferior suprayace de manera concordante y transicional a los depósitos del Tithoniano, en condiciones de baja energía y en aguas más profundas. Su contacto superior con los depósitos del Albiano, es concordante y transicional.

Facies Sedimentarias: En el mapa de litofacies del Barresiano-Barremiano (Fig. 2.23) se representan básicamente 4 grandes litofacies que corresponden a: 1) anhidritas, 2) dolomías, 3) wackestone a packstone de bioclastos y microbrecha de exoclastos, 4) calizas de cuenca (mudstone arcillosos). Las litofacies de anhidritas corresponden a la parte más oriental continental del área marina de Campeche, las dolomías a la parte de la plataforma carbonatada y el talud, y los wackestone-packstone a la parte del abanico distal.

Los paleoambientes se caracterizan de lo más somero a lo más profundo, por: 1) plataforma carbonatada y sistemas de cañones, que constituyen una de las principales fuentes de transporte del material que proviene de la plataforma hacia las partes bajas; 2) el talud continental, donde se acumula la mayor cantidad de sedimentos provenientes de la plataforma, formando los cuerpos de brechas dolomitizadas; 3) el pie de talud continental, donde se deposita sedimento fino, de la plataforma, donde los tamaños de clastos son diversos y mal seleccionados; 4) los abanicos distales son flujos submarinos de intraclastos y bioclastos progradantes hacia el talud distal; 5) la cuenca oceánica con depósitos arcillosos pelágicos (Fig. 2.24).

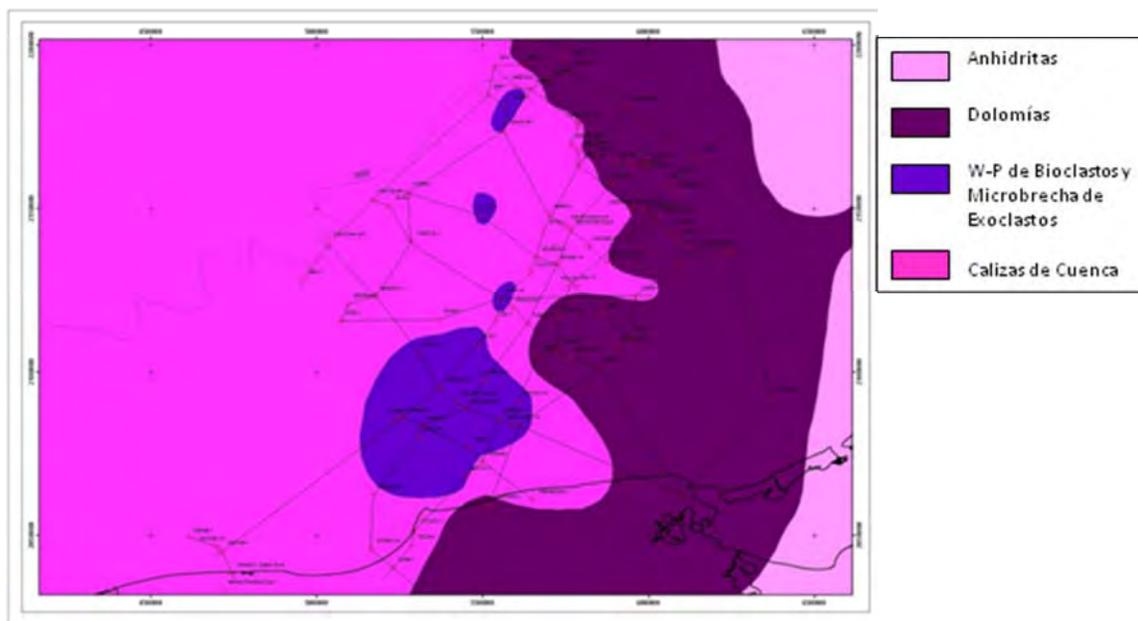


Figura 2.23.- Mapa de litofacies del Cretácico Inferior, Barresiano-Barremiano, en el área marina de Campeche (Modificado de CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

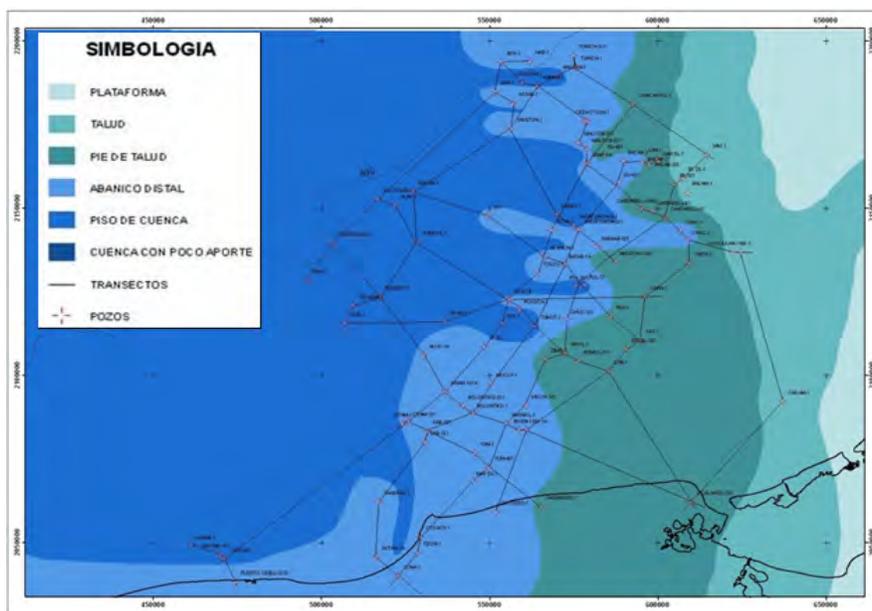


Fig. 2.24.- Mapa de paleoambientes del Cretácico Inferior, Berriasiano-Barremiano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

El mapa de litofacies del Aptiano está representado básicamente por 5 litofacies que corresponden a: 1) anhidritas, 2) dolomías, 3) wackestone a packstone de bioclastos y microbrecha de exoclastos, 4) margas de cuenca (mudstone arcillosos) y 5) calizas de cuenca. Las litofacies de anhidritas corresponden a la parte más oriental continental del área marina de Campeche; las dolomías a la parte de la Plataforma carbonatada y el talud, y los wackestone-packstone y margas de cuenca a la parte del abanico distal.

Se interpretaron ambientes de plataforma, representados por anhidritas y dolomías. Las facies de talud se identificaron solamente por correlación con otros pozos, ya que el Cretácico no está diferenciado, debido al alto grado de dolomitización, así como al gran espesor que se tiene en los pozos de correlación. En lo que corresponde al ambiente de pie de talud, tiene una extensión muy estrecha hacia el norte del área, pero ésta se extiende hacia el sur.

2.4.6.2. Cretácico Inferior-Superior (Albiano-Cenomaniano)

Litología: Está constituido por calizas arcillosas de mudstone-wackestone de bioclastos, litoclastos y exoclastos, presentando ligeramente dolomitización y silicificación, de color gris oscuro; se observan también cuerpos de dolomía microcristalina, gris blanquizca y gris olivo; así como horizontes arcillosos de lutitas oscuras y bentonitas, gris verdoso y verde amarillento. Como accesorios presenta abundantes nódulos de pedernal negro y pirita diseminada.

Las estructuras primarias y secundarias observadas son las siguientes: microlaminaciones, líneas estilolíticas, fracturas selladas por calcita, relices por microfalloamiento, grumos, intraclastos, nódulos, calcos de flujo, perturbación mecánica, microlaminación gradada, bioclastos, estructuras de corte y relleno, fracturas selladas por dolomía y litoclastos con textura cataclástica; como accesorios se tienen pirita, pedernal, anhidrita, cuarzo autógeno y bentonita.

Según Angeles-Aquino *et al.* (1988) las unidades U7 y U9 corresponden al Albiano-Cenomaniano, respectivamente, las cuales se describen a continuación:

- ✓ **Unidad U7:** Está constituida por mudstone-wackestone de foraminíferos y dolomías microcristalinas con micro laminaciones, estilolitas. Es esta unidad donde se tiene la mayor acumulación de flujos submarinos por lo que representa el nivel más importante.
- ✓ **Unidad U9:** Se conforma por mudstone-wackestone arcilloso, con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos. De acuerdo con la microfauna se le asigna una edad del Cenomaniano Superior a Turoniano.

Equivalencia: Para el resto de la República Mexicana, las rocas del Albiano-Cenomaniano son equivalentes a las formaciones Aurora y Grupo Washita, en el noreste del país; a la Formación Tamaulipas Superior en el este de México; y en la región de Tampico-Misantla, a las formaciones Tamabra y El Abra.

Edad: El Albiano, está representado por: *Colomiella recta*, *C. mexicana*, *Ticinella madecassiana*, *Rotalipora balarnaensis*, *Bishopella alata*, *B. ornelasae*, *C. innominata*, *G. bentonensis*. El Cenomaniano está caracterizado principalmente por foraminíferos planctónicos como *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora apenninica* y *Planomalina buxtorfi*.

Distribución: Su distribución es amplia en toda la zona marina de Campeche siendo homogénea, y de aguas tranquilas y profundas, sin presentar altos paleogeográficos que modificaran su distribución.

Espesor: Son varios los pozos que han cortado este nivel estratigráfico, teniendo un espesor promedio de 176 metros.

Relación Estratigráfica: El Albiano-Cenomaniano suprayace de manera concordante y transicional a los depósitos del Cretácico Inferior, en condiciones de baja energía y aguas más profundas. Del mismo modo, su contacto superior con los depósitos del Cretácico Superior es concordante y transicional.

Facies Sedimentarias: El mapa de litofacies del Albiano (Fig. 2.25) está representado básicamente por 4 litofacies que corresponden a: 1) anhidritas, 2) dolomías, 3) wackestone a packstone de bioclastos y microbrecha de exoclastos y 4) calizas de cuenca. Las litofacies de anhidritas corresponden a la parte más oriental continental del área marina de Campeche; las dolomías a la plataforma carbonatada y el talud, y los wackestone-packstone a la parte del abanico distal.

Para el Cenomaniano se presenta casi la misma distribución de litofacies, pero con una menor distribución areal de las facies de wackestone-packstone, depositados en la zona del abanico distal. Como eventos sedimentológicos se presenta una superficie de máxima inundación en la entrada del Cenomaniano, que es correlacionable a lo largo de toda el área, generando una capa arcillosa. Para esta edad se determinaron los ambientes de plataforma, talud, pie de talud, abanico distal, cuenca y una pequeña porción del piso marino con poco aporte de sedimentos (Fig. 2.26). Para este tiempo los depósitos en la cuenca, tienen una mayor extensión, dejando a los abanicos y al pie de talud, con una extensión menor.

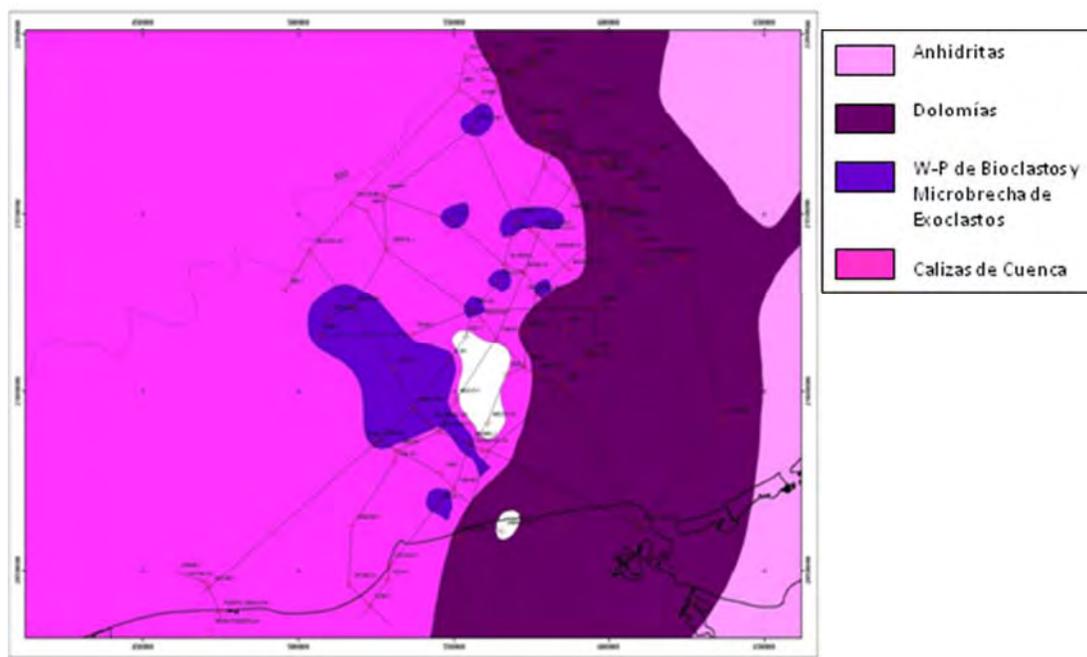


Fig. 2.25.- Mapa de distribución de litofacies del Albiano en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

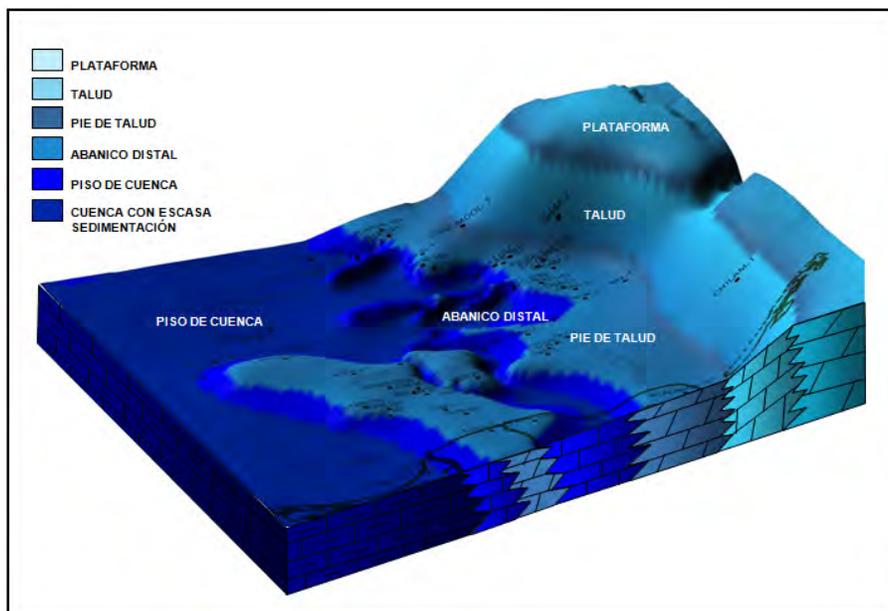


Fig. 2.26.- Modelo de paleoambientes del Albiano-Cenomaniano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

2.4.6.3. Cretácico Superior (Turoniano-Maastrichtiano)

Litología: Está constituido por carbonatos tipo mudstone-wackestone de exoclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos, de color crema, pardo y gris olivo claro que cambian lateralmente a margas de color oscuro; también contiene dolomías microcristalinas. Hacia su base se presentan calizas arcillosas de color oscuro con trazas de nódulos de pedernal negro y bentonitas.

Las estructuras sedimentarias primarias y secundarias observadas son las siguientes: microlaminaciones onduladas, grumos, intraclastos, líneas estilolíticas, fracturas selladas por calcita, micro-horizontes silicificados, relices planchados, bioperturbaciones, horadaciones biógenas, perturbación mecánica, grumos, carpetas de algas, ojos de pájaro, calcos de flujo, pedernal claro y oscuro con asfalto. Como accesorios se tienen: pirita, pedernal, anhidrita y bentonita. Hay dolomitización y silicificación.

Las unidades U9 y U11, según Angeles-Aquino *et. al.*, (1988), corresponden al Cretácico Superior (Turoniano-Maastrichtiano), las cuales se describen a continuación:

- ✓ **Unidad U9:** Se conforma por mudstone-wackestone arcilloso con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas, con abundantes foraminíferos planctónicos como *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora appenninica*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella moremmani*, *Clavishedbergella simplex*, *Dicarinella* sp. y *Heterohelix* sp. De acuerdo con la microfauna, se le asigna una edad del Cenomaniano Superior a Turoniano.
- ✓ **Unidad U11:** Está representada por mudstone-wackestone de foraminíferos planctónico con estilolitas, micro laminaciones, litoclastos y grumos y margas con foraminíferos planctónicos como *Marginotruncana concavata* *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana*

arca, Globotruncana leupoldi, Globotruncana contusa, de una edad Coniaciano-Maastrichtiano.

Equivalencia: Para el resto de la República Mexicana, las rocas del Cretácico Superior son equivalentes a las formaciones Eagle Ford y Austin en el noreste del país; a las Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez en el norte, sur y este de México.

Edad: El Turoniano, está representado por *Helvetoglobotruncana helvetica, Marginotruncana pseudolinneiana; Marginotruncana sigali, Dicarinella primitiva*; el Coniaciano por *Dicarinella concavata*; el Santoniano por *Dicarinella asymetrica*; el Campaniano por *Globotruncanita elevata, Globotrunca linneiana, Globotruncanita calcarata, Globotruncana aegyptiaca, Racemiguembelina fructicosa, Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, Pseudotextularia elegans, Rugoglobigerina sp*; el Maastrichtiano por *Contusotruncana contusa* y *Gansserina gansseri*.

Distribución: Este nivel estratigráfico presenta una distribución principalmente en la parte occidental del área marina de Campeche.

Espesor: Los pozos perforados en área marina de Campeche demuestran que se tiene un espesor aproximado de 272 m.

Relación Estratigráfica: El Cretácico Superior suprayace de manera concordante y transicional a los depósitos del Albiano-Cenomaniano. Por otro lado, la Unidad U11 tiene un límite discordante con la unidad de brechas del límite Cretácico-Paleoceno.

Facies Sedimentarias: Las litofacies del Turoniano-Maastrichtiano (Fig. 2.27), están representadas por 6 grandes litofacies que corresponden a: 1) anhidritas, 2) dolomías, 3) wackestone a packstone de intraclastos parcialmente dolomitizados, 4) wackestone a packstone de bioclastos y microbrecha de exoclastos, 5) calizas de cuenca (mudstone arcillosos) y 6) margas de cuenca. Las litofacies de anhidritas corresponden a la parte continental, las dolomías a la parte de la plataforma carbonatada y al talud, y los wackestone-packstone a la parte del abanico distal. Los depósitos del Campaniano-Maastrichtiano se diferencian de los depósitos del Turoniano-Santoniano, debido a la mayor distribución areal de las facies de margas de cuenca y la reducción de las calizas de cuenca.

En el mapa de paleoambientes del Turoniano-Santoniano (Fig. 2.28) y Campaniano-Maastrichtiano se diferenciaron ambientes de plataforma, talud, pie de talud, abanico distal, piso de cuenca con sedimentación pelágica.

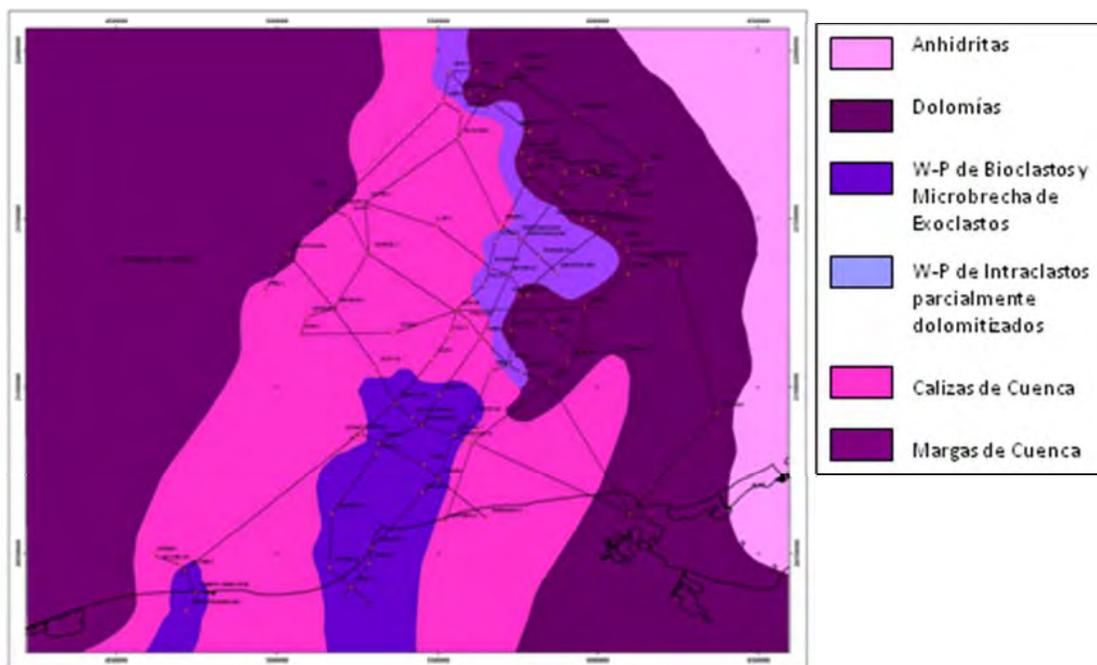


Fig. 2.27.- Mapa de distribución de litofacies del Cretácico Superior, Turoniano-Maastrichtiano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

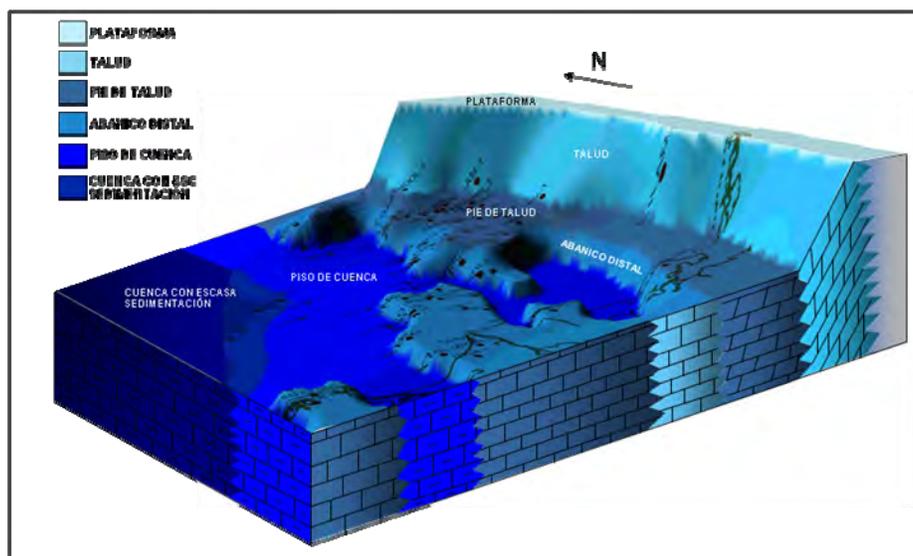


Fig. 2.28.- Modelo de paleoambientes del Cretácico Superior, Turoniano-Santoniano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

2.4.6.4. Unidades de Brecha del Cretácico Superior

Litología: Está constituida por dolomías y calizas de exoclastos de tamaño rudita: dolomías microcristalinas color pardo, wackestone de miliólidos color gris claro, wackestone de bioclastos color crema, wackestone de carpetas de algas gris y gris crema olivo y wackestone de litoclastos e intraclastos. Todos ellos en una matriz calcáreo-bentonítica total o parcialmente dolomitizada. El

proceso diagenético predominante es la dolomitización; es importante mencionar que en los exoclastos se encuentran generalmente fauna de aguas someras, y en la matriz, fauna planctónica de cuenca, lo cual indica que la sedimentación de las brechas ocurrió en aguas profundas.

Equivalencia: Para el resto de México los depósitos de esta edad corresponden a tormentitas, tsunamitas y material arcilloso radioactivo de unos cuantos centímetros de espesor, ocasionados por el impacto del Chicxulub.

Edad: Pertenece al Cretácico Superior-Paleoceno Inferior, y la datación se determinó a partir del registro fósil presente en la matriz, ya que los fragmentos de roca que componen la brecha se formaron anteriormente al depósito de la brecha. Los fósiles encontrados son *Globotruncánidos*, *Hedebergéllidos* y *Tintínidos*, de aguas profundas.

Distribución: Por su carácter discordante, su distribución cronoestratigráfica es muy irregular, sin embargo, se considera que gran parte de ella se encuentra enmarcada en el Cretácico Superior de la porción Nororiental de la Sonda de Campeche; aunque estudios recientes de perforación han demostrado que la brecha también existe en el límite Cretácico Superior-Paleoceno inferior, en el occidente del área marina de Campeche en aguas profundas.

Espesor: Se ha determinado a partir de varios pozos que han perforado el área, determinando un espesor promedio de 150 a 180 m y en ocasiones hasta de 350 m.

Relación Estratigráfica: Su contacto inferior es discordante y en contacto con una secuencia de calizas del Cretácico Superior, en donde se manifiesta un cambio abrupto en las curvas de registros eléctricos y de rayos gamma. La cima de la brecha tiene un contacto discordante al oriente del área marina de Campeche y ha sido posible fijarlo por debajo de un cuerpo arcilloso del Paleoceno Inferior (rasgo bastante notable y contrastante con la secuencia carbonatada cretácica); por otro lado, al occidente del área marina de Campeche se observa que el contacto es concordante y no presenta canales de erosión.

2.4.7. Paleoceno

Litología: De forma general los depósitos del Paleoceno están constituidos por lutitas calcáreas bentoníticas y arenosas con horizontes laminares de bentonita, las cuales varían hacia el centro-oriente del área marina de Campeche, a lutitas calcáreas, parcialmente bentoníticas, con gruesas intercalaciones de mudstone-wackestone, y margas, con intercalaciones de calizas y lutitas parcialmente bentoníticas; que a su vez, varían hacia el oriente, a wackestone-packstone de intraclastos, con textura de grainstones de intraclastos (microbrechas) y calizas dolomitizadas con intercalaciones de lutitas calcáreas ligeramente bentoníticas. En la región marina de Campeche el Paleoceno se encuentra dividido en dos unidades estratigráficas:

- ✓ ***Paleoceno Inferior:*** Al occidente está compuesto por una brecha de fragmentos de mudstone dolomitizados, caliza lutítica y limolítica. Hacia la base, se observan dolomías sacaroides de color pardo a pardo oscuro, mesocristalina y microcristalina, compactas. Por

otro lado, en el occidente, se compone en su parte superior, por lutitas pardo claro a pardo rojizo y gris claro, en partes ligeramente bentonítica, calcárea, y en su parte inferior por wackestone-packstone de bioclastos, intraclastos y litoclastos gris claro y verdoso.

- ✓ **Paleoceno Superior:** Al oriente del área marina de Campeche, la parte superior se compone de packstone de color pardo, constituido por granos redondeados a subredondeados de bioclastos y ooides bien clasificados, diseminados en una matriz micrítica moderadamente recristalizada; la parte inferior, consiste de lutitas de color gris verdoso y algunas veces pardo rojizo, lutitas bentoníticas y calcáreas. Por otro lado, en el occidente del área marina de Campeche, está compuesta por lutita pardo claro y gris claro, en partes ligeramente bentonítica, calcárea; con intercalaciones de mudstone pardo claro y gris claro, en partes arcilloso.

Equivalencia: Para el resto de la República Mexicana las rocas del Paleoceno son equivalentes a las formaciones Midway en el noreste del país; a las formaciones Velasco Basal, Velasco Inferior y Velasco Medio, al centro y este de México; y en la región de Tampico-Misantla, a la Formación Chicontepec Inferior y Medio.

Edad: La cima del Paleoceno Inferior se determinó con el siguiente conjunto de foraminíferos planctónicos: *Morozovella inconstans*, *Morozovella trinidadensis*, *Morozovella praecursoria*; y para la cima del Paleoceno Superior se identificaron los siguientes conjuntos de foraminíferos plantónicos: *Morozovella velascoensis*, *Acarinina soldadoensis soldadoensis*, *Morozovella marginodentata*, *Morozovella subbitinae*, *Morozovella aequa*.

Distribución: La distribución de los depósitos del Paleoceno en el área marina de Campeche es muy amplia, como se ha demostrado a través de la perforación de diversos pozos que la han cortado; sin embargo, es notable la distribución y variación de litofacies con respecto a la línea de costa, así como de su espesor, el cual varía del mayor a menor de occidente al oriente, respectivamente.

Espesor: Las áreas con mayor espesor se encuentran en el occidente del área marina de Campeche, en donde los espesores varían entre los 150 y 280 m; mientras que en la parte oriental, los espesores se van adelgazando hasta llegar a tener 54 m de espesor.

Relación Estratigráfica: El contacto inferior del Paleoceno se caracteriza por presentar canales de erosión, en el oriente del área marina de Campeche, que provocaron zonas de discordancia en su límite Cretácico-Paleoceno; mientras que en el occidente, el contacto suele ser concordante. Por otro lado, el contacto superior se considera como concordante y transicional con los depósitos del Eoceno.

Facies Sedimentarias: En el mapa de la Figura 2.29 se determinaron cinco litofacies principales para el Paleoceno en el área marina de Campeche: 1) lutitas; 2) lutitas con intercalaciones de mudstone-wackestone; 3) margas; 4) wackestone-packstone de intraclastos; y 5) dolomías. La descripción de estas litofacies se muestra a continuación:

- Lutitas: Lutita calcárea parcialmente bentonítica y arenosa, con horizontes laminares de bentonita y esporádicos fragmentos de calcita.
- Lutitas con intercalaciones de mudstone-wackestone: Lutita calcárea parcialmente bentonítica con pequeñas intercalaciones de bentonita y gruesas intercalaciones de mudstone-wackestone de intraclastos y bioclastos.
- Margas: Marga gris verdoso, con delgadas intercalaciones de mudstone-wackestone pardo claro a crema dolomitizado con delgados horizontes de bentonita, y por lutita que ocasionalmente gradúa a marga arenosa calcárea y bentonítica, con intercalaciones de mudstone crema con piritita diseminada y laminaciones de bentonita verde.
- Wackestone-packstone de intraclastos: Wackestone-packstone de litoclastos y bioclastos, fracturado, recrystalizado, con delgadas intercalaciones de lutita ligeramente calcárea, ocasionalmente tienen textura de grainstone de intraclastos (microbrecha).
- Lutitas y dolomías: Lutita calcárea ocasionalmente bentonítica, con delgadas intercalaciones de mudstone de aspecto cretoso, parcialmente dolomitizado; lutita ligeramente calcárea y arenosa, que alterna con delgadas capas de mudstone pardo claro y dolomía.

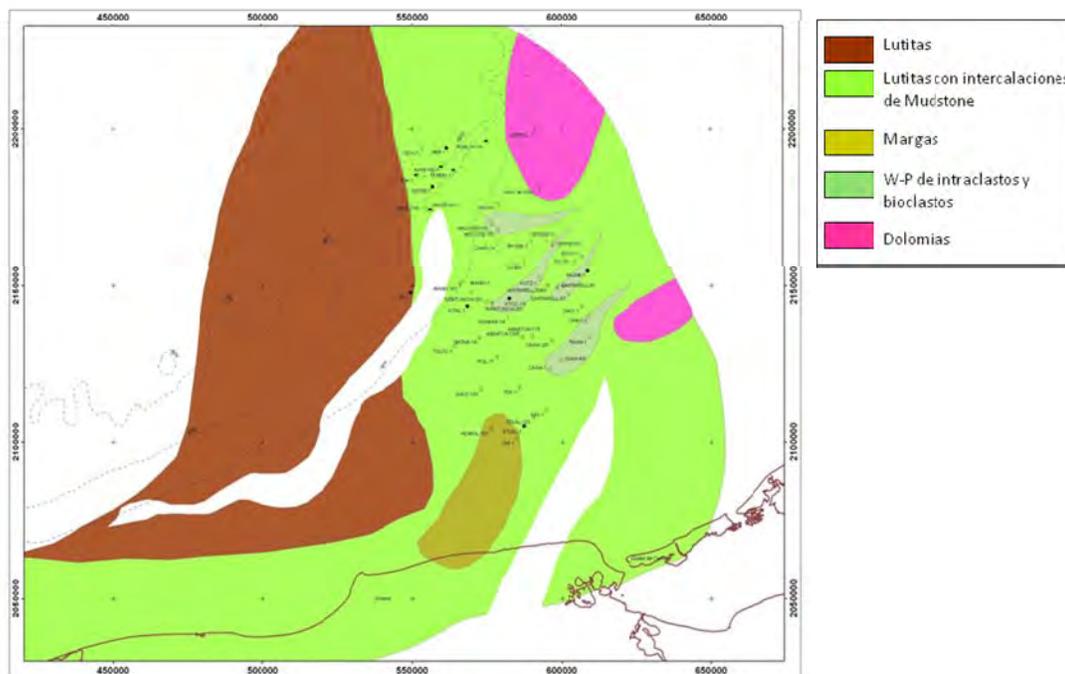


Fig. 2.29.- Mapa de distribución de litofacias del Paleoceno en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

Para el Paleoceno se tienen identificados tres paleoambientes de depósito: cuenca, talud y plataforma; con una reducción notable en el último: El ambiente de cuenca, durante esta época, se distribuye en gran parte del área marina de Campeche, abarcando parte del centro y occidente del área (Fig. 2.30). El talud se distribuye principalmente en la parte centro oriental del área

marina de Campeche, con una estrecha tendencia longitudinal de norte a sur. Como se refirió anteriormente, el ambiente de plataforma se restringe notablemente únicamente al oriente del área marina de Campeche, debido a la actividad tectónica ocurrida durante esta época. Este paleoambiente se interpretó con base en la presencia de dolomías y calizas altamente dolomitizadas, las cuales se encuentran después de las rocas del talud en condiciones de depósito más someras.

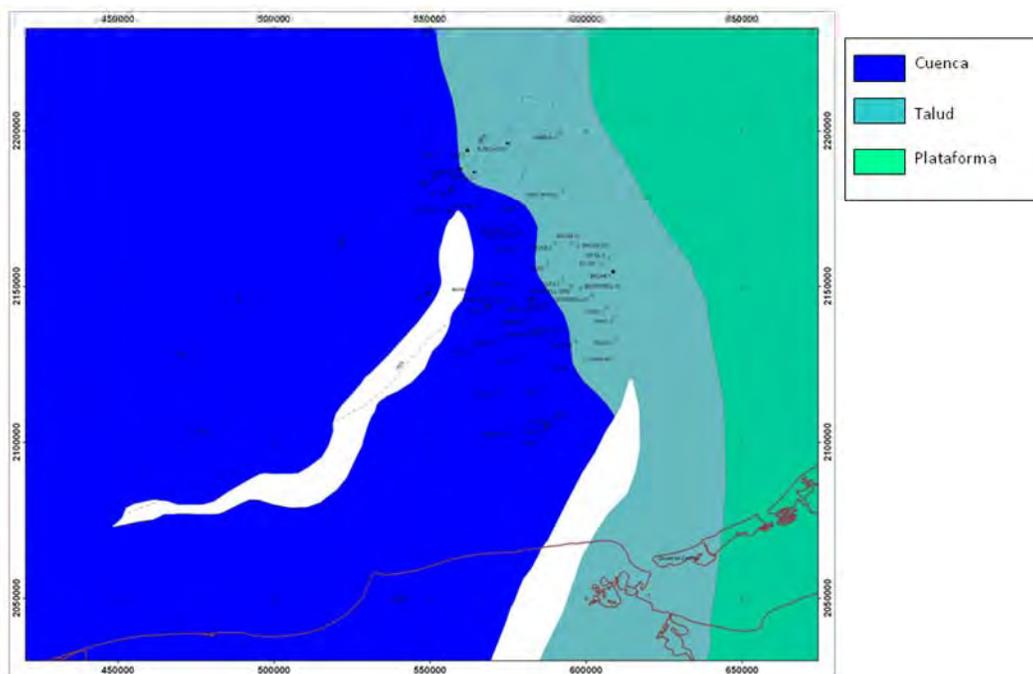


Fig. 2.30.- Mapa de distribución de ambientes del Paleoceno (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

2.4.8. Eoceno

Litología: Está representado principalmente por lutitas gris claro y gris verdoso, en partes pardo claro a pardo rojizo, ligeramente calcáreas o calcáreas, en partes arenosas; parcialmente bentoníticas, con trazas de mudstone pardo claro de aspecto cretoso, que varían a calizas arcillosas, suaves a semi-duras, alternando con capas delgadas de lutitas bentoníticas de color gris a gris verdoso, suave y plástica. En el área marina de Campeche el Eoceno está dividido en tres secuencias sedimentarias:

- ✓ **Eoceno Inferior:** Se compone de rocas clásticas terrígenas de grano fino y rocas calcáreo-arcillosas de aspecto cretoso y bentonítico, de ambientes batiales; predominan las lutitas gris claro y pardo claro, ligeramente calcáreas, en partes bentoníticas, con algunas intercalaciones, en su parte media, de mudstone pardo claro y gris claro, en partes arcilloso con esporádicos fragmentos de pedernal biógeno, gris claro.
- ✓ **Eoceno Medio:** En el oriente del área marina de Campeche, se tienen calizas con textura grainstone de intraclastos y granos esqueletoides uniformes texturalmente medios y gruesos. Los componentes esqueletoides se componen de foraminíferos, placas de

equinodermos, algas rojas y verdes briozoarios, fragmentos de pelecípodos y gasterópodos.

- ✓ **Eoceno Superior:** Esta secuencia sedimentaria se compone de lutitas gris claro y gris verdoso, en partes pardo claro, ligeramente calcáreas, en partes arenosas y ocasionalmente bentoníticas; y algunos estratos de lutitas con intercalaciones de mudstone y caliza arcillosa.

Equivalencia: Para el resto de la República Mexicana las rocas del Eoceno son equivalentes a las formaciones Wilcox, Carrizo y Jackson en el noreste del país; las formaciones Velasco Superior, Aragón, Guayabal y Chapopote al centro y este de México; y en la región de Tampico-Misantla, a la Formación Chicontepepec Superior.

Edad: Se ha determinado la edad de acuerdo a las siguientes asociaciones faunísticas: para el Eoceno Inferior por la presencia de *Globorotalia aragonensis* y *Globorotalia soldadoensis*; para el Eoceno Medio por la presencia de *Globorotalia lehneri*, *Truncorotaloides topilensis* y *Globorotalia spinulosa*; y para el Eoceno Superior por la presencia de *Globorotalia centralis*, *Globorotalia cerroazulensis* y *Hantkenina alabamensis*.

Distribución: Según la información de los diversos pozos perforados en el área, la distribución regional es homogénea en toda la zona, con algunas variaciones en los espesores, manteniéndose un espesor mayor en los depósitos del occidente y menores en el oriente.

Espesor: Se tienen espesores que varía de 110 a 355 m, con un promedio de 230 m.

Relación Estratigráfica: Las rocas del Eoceno suprayacen a las del Paleoceno, de manera concordante y transicional; del mismo modo, el contacto superior es concordante y transicional con las rocas del Oligoceno, con algunas variaciones en las facies a ambientes más profundos.

2.4.9. Oligoceno

Litología: Está constituido principalmente por lutitas gris claro y gris verdoso, a pardo claro; ligeramente calcáreas de aspecto bentonítico, suave a semidura, en algunas partes arenosa y bentonítica, con esporádicos fragmentos de mudstone crema claro, de aspecto cretoso y eventuales trazas de pirita diseminada, que varían a lutita bentonítica gris verdoso y gris claro suave y ligeramente calcárea, que a su vez, varía a mudstone arcilloso de color gris claro, y gris verdoso, suave, plástica y ligeramente arenosas. Se ha subdividido a los depósitos del Oligoceno en el área marina de Campeche en tres unidades:

- ✓ **Oligoceno Inferior:** Predomina la lutita gris verdosa, ligeramente calcárea y en ocasiones piritizada; se han encontrado *globigerinidos* y *pseudohastigerina micra*.
- ✓ **Oligoceno Medio:** Se compone de lutita gris bentonítica suave y ligeramente calcárea; los fósiles que se han encontrado son *globorotalia opima opima*.
- ✓ **Oligoceno Superior:** Se tienen lutitas bentoníticas y calcáreas, los fósiles que se tienen son: *globigerina ciperensis ciperensis* y *globorotalia kugleri*.

Equivalencia: Para el resto de México las rocas del Oligoceno son equivalentes a las formaciones Vicksburg, Frío y Anáhuac en el noreste del país; mientras que las formaciones Horcones, Palma Real Inferior y Superior, Alazán y Mesón corresponden al centro y este de México.

Edad: La edad del Oligoceno Inferior se determinó con el siguiente conjunto de foraminíferos planctónicos: *Globigerina pseudoampliapertura*, *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina selli*, *Globigerina venezuelana*. Para el Oligoceno Medio: *Globorotalia opima opima*, *Globorotalia opima nana*, *Globigerina selli*, *Globorotaloides suteri*; y para el Oligoceno Superior: *Globigerina ciproensis ciproensis*, *Globigerina ciproensis fariasi*, *Globorotalia kugleri*.

Distribución: Su distribución, por lo general, es regional en toda el área marina de Campeche; sin embargo, hay zonas donde no se tiene la presencia del Oligoceno Medio o Superior, debido a posibles procesos de erosión que deslavarón el registro estratigráfico o por ausencia de depósito.

Espesor: El espesor es variable entre pozo y pozo, aún en distancias cortas; varía de 80 a 160 m, con un promedio de 130 m.

Relación Estratigráfica: Estas rocas suprayacen de manera concordante a los depósitos del Eoceno Superior, y subyacen discordantemente a los depósitos del Mioceno Inferior, debido a que durante el Eoceno-Oligoceno, a nivel regional, se presentaron esfuerzos verticales por flujo de sal y/o arcilla que provocaron paleorelieves en el fondo marino, en donde la acumulación de sedimentos fue reducida o bien ocurrió erosión.

2.4.10. Mioceno

Litología: Está representada por lutitas calcáreas a ligeramente calcáreas, de color gris claro a gris verdoso y pardo claro, suaves a semiduras, en partes bentoníticas, con trazas de mudstone-wackestone crema arcilloso, que varían a arenas siliciclásticas, de grano fino a medio, color gris claro. Se han subdividido a los depósitos del Mioceno en el área marina de Campeche, en tres unidades:

- ✓ **Mioceno Inferior:** Está compuesto principalmente por lutitas de color gris, parcialmente arenosas, con intercalaciones delgadas de areniscas ocasionalmente cementadas por carbonatos, también se llegan a observar pirita, micas diseminadas y horizontes de lodos calcáreos bentoníticos de color olivo, interestratificados en la columna, o formando parte de las lutitas haciéndolas ligeramente calcáreas. Se distribuye ampliamente; suprayace discordantemente a depósitos del Oligoceno y subyace concordantemente a depósitos del Mioceno Medio; la edad de estas rocas está fechada por la presencia del organismo *Globigerinoides Biesphericus*.
- ✓ **Mioceno Medio:** Está constituido por lutitas bentoníticas gris claro a olivo, que gradúan a lutitas arenosas con intercalaciones aisladas de areniscas gris claro, con cementante calcáreo y lodos calcáreos bentoníticos (mudstone bentonítico). Su distribución en el área es amplia; suprayace concordantemente a las rocas del Mioceno Inferior y subyace en

forma parcialmente discordante a rocas del Mioceno Superior en la porción oriental del área, donde también se observa afectada por fallas.

- ✓ **Mioceno Superior:** Se compone de lutitas bentoníticas de color gris verdoso a olivo, ligeramente plásticas, que gradúan a lutitas arenosas ligeramente calcáreas; se observan intercalaciones aisladas de lodos calcáreos bentoníticos color pardo claro a olivo; también se presentan intercalaciones aisladas de arenas inmaduras con matriz arcillosa. Su distribución en el área es amplia; suprayace en forma parcialmente discordante a depósitos del Mioceno Medio y subyace concordantemente a rocas del Plioceno Inferior.

Equivalencia: Para el resto de México los depósitos del Mioceno son equivalentes a las formaciones Catahoula y Oackville en el noreste del país; y las formaciones Mesón, Tuxpan y Escolín correspondientes al centro y este de México.

Edad: La edad de las rocas del Mioceno Inferior se determinó por la biozona de *Globigerinoides bhispericus* y *Catapsydras dissimilis*; para los sedimentos del Mioceno Medio se utilizó la biozona de *Globorotalia fohsi peripheroacuta*, *Orbulina universa*, *Globoquadrina altispira altispira*, *Globigerinoides trilobus trilobus*; y para el Mioceno Superior se utilizó la biozona de *Globorotaloides variabilis* y *Sphaeroidinellopsis multiloba*.

Distribución: La distribución de estos sedimentos tiene carácter regional, pero con espesores variables, debido a la presencia de paleoaltos estructurales que se formaron durante el Oligoceno-Mioceno, por el movimiento de la sal y plegamiento asociado a la deformación compresiva. Esta paleotopografía controló las zonas de depósito con espesores considerables, y otras zonas donde no hubo depósito u ocurrió erosión.

Espesor: Los sedimentos del Mioceno se caracterizan por ser abundantes, con espesores que varían de 200 a 680 m, con un promedio regional de 350 m.

Relación Estratigráfica: Las rocas del Mioceno suprayacen de manera discordante a los depósitos del Oligoceno, debido a que hay zonas donde no se tiene la presencia del Oligoceno Medio o Superior. El contacto superior es concordante con los depósitos del Plioceno Inferior.

2.4.11. Plio-Pleistoceno.

Litología: Por sus características litológicas las secuencias que comprenden al Plioceno-Pleistoceno en el área marina de Campeche, se divide en tres unidades estratigráficas de la siguiente forma:

- ✓ **Plioceno Inferior:** Está integrado por lutitas gris claro, suaves y plásticas, que gradúan a lutitas arenosas ligeramente calcáreas; se observan intercalaciones aisladas de arenas arcillosas y de lodos calcáreos de color pardo claro. Su distribución en el área es amplia, pero irregular, debido a la paleomorfología del Mioceno debido a bloques escalonados a manera de fosas y pilares; se encuentra formando grandes espesores. Suprayace en forma concordante a rocas del Mioceno Superior y subyace en forma parcialmente discordante con rocas del Plioceno Medio.

- ✓ **Plioceno Medio:** Está constituido por cuerpos potentes de lutitas gris claro semiplásticas parcialmente arenosas, con intercalaciones aisladas de cuerpos delgados de arenas claras translúcidas, de grano fino a medio con cuarzo detrítico, ocasionalmente cementadas por carbonato de calcio (areniscas). También se observan intercalaciones de lodos calcáreos bentoníticos (mudstone bentonítico), de color crema a olivo y presencia de bioclastos. Suprayace en forma parcialmente discordante a rocas del Plioceno Inferior y subyace en forma concordante a las rocas del Plioceno Superior.
- ✓ **Plioceno Superior-Pleistoceno:** Los depósitos de este nivel estratigráfico de acuerdo a sus características litológicas, se pueden dividir en dos partes: La base, que la constituyen rocas primordialmente arcillosas; está representada por lutitas gris a gris claro semiplásticas, parcialmente arenosas, con intercalaciones aisladas de cuerpos delgados de arenas arcillosas, que gradúan a areniscas. La cima constituye una secuencia de cuerpos potentes de lutitas bentoníticas con intercalaciones de cuerpos delgados de arenas. Las areniscas son color gris claro, de grano fino a medio, constituidas por cuarzo detrítico cementado por carbonato de calcio, con porosidad primaria intergranular.

Equivalencia: Para el resto de México los depósitos del Plio-Pleistoceno son equivalentes a las formaciones Conglomerado Sabinas y Conglomerado Reynosa en el noreste del país; y las formaciones de Sedimentos Continentales correspondientes al centro y este de México.

Edad: Para el Plioceno Inferior se tienen las asociaciones paleontológicas de los organismos índice *Globorotallia margaritae* y *Globigerina nephentes*. Para el Plioceno Medio existe la presencia del fósil denominado *Globigerinoides obliquus extremus*. Y finalmente para el Plioceno Superior-Pleistoceno se tiene la aparición de los organismos *Globorotalia tosaensis* y *Globorotalia miocénica*.

Distribución: Su distribución en el área es amplia pero irregular, debido a la paleomorfología del Mioceno, debida a su vez, a la formación de bloques escalonados a manera de fosas y pilares, que ocasionó variaciones en los espesores.

Espesor: El espesor es muy variable, dependiendo de la paleomorfología y del área de depósito. Se tienen espesores muy grandes, entre 200 a 1000 m.

Relación Estratigráfica: Por lo general, el contacto inferior con las rocas del Mioceno Superior es concordante, sin embargo, hay zonas donde el contacto es discordante debido a zonas sin depósito o ausentes por erosión.

Capítulo 3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TAMIL-NAB

Este capítulo tiene como objetivo dar a conocer la descripción litológica, la evolución paleoambiental, distribución de litofacies y biofacies, discordancias, continuidad lateral, acñamientos y los posibles intervalos de roca generadora, almacén, productora y sello de hidrocarburos, de un sector de la cuenca y talud, del noroeste del área marina de Campeche, en aguas profundas, llamada en este trabajo Tamil-Nab. Con este fin, se construyó una sección de correlación estratigráfica local, la cual, se elaboró a partir de la interpretación e integración de información litológica, bioestratigráfica y de registros geofísicos de pozo.

3.1. LOCALIZACIÓN DE LA SECCIÓN DE CORRELACIÓN

La sección de correlación de pozos liga a cuatro pozos exploratorios, los cuales, por motivos de discreción en Pemex, se abreviaron con los siguientes nombres: A-1, B-1, C-1 y D-1. La sección presenta una dirección preferencial en planta NE-SW y una longitud aproximada de 85 km; se localiza dentro del área Tamil-Nab, al noroccidente del área marina de Campeche y suroriente de la cuenca Salina del Golfo, en tirantes de agua que oscilan entre los 500 y 1000 m de profundidad; aproximadamente a 100 km al NW del campo Cantarell (Fig.3.1). La sección es perpendicular a la dirección del aporte sedimentario durante el Cenozoico, siendo principalmente terrígeno y proveniente de la Sierra de Chiapas; y paralela a la dirección del aporte sedimentario durante el Mesozoico, proveniente de la Plataforma Carbonatada de Yucatán.

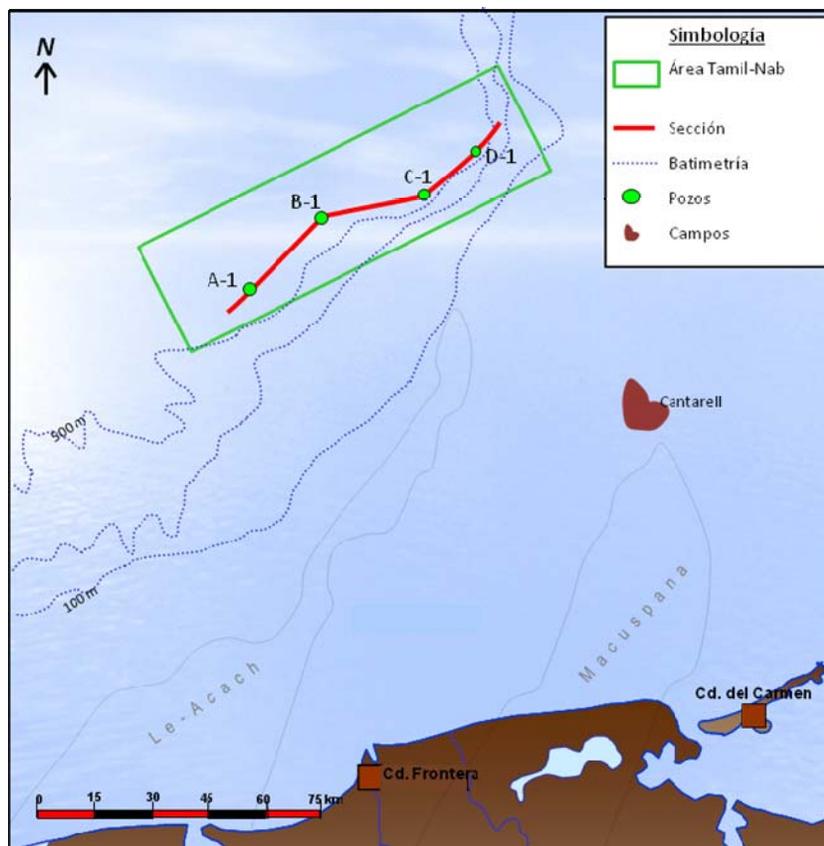


Fig. 3.1.- Pozos y Sección de Correlación.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

3.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Se elaboraron 12 columnas estratigráficas (Figs. 3.2 a 3.13) y 3 secciones de correlación estratigráfica (Anexos 1, 2 y 3), donde se indican las unidades y pisos estratigráficos de cada pozo, su correspondiente litología, paleoambiente de depósito, profundidad, espesor de cada unidad, variación lateral de espesores, discordancias y continuidad de las unidades, pisos y miembros estratigráficos; por su parte, se determinaron desde el punto de vista geológico petrolero, los posibles intervalos de roca generadora, almacén, productora y sello de hidrocarburos. El Anexo 1 corresponde a la sección de correlación del Jurásico Superior; el Anexo 2 a la del Cretácico; y el Anexo 3 a la del Cenozoico. Así mismo, en dichos Anexos, se identificó y correlacionó en la estratigrafía de cada pozo, las unidades y miembros estratigráficos mencionados por Angeles-Aquino *et al.* (1988) y Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001), para el Jurásico Superior y Cretácico. De forma general, la columna estratigráfica está constituida por unidades que varían en edad del Oxfordiano al Reciente. A continuación se describen las unidades estratigráficas del área de estudio:

3.2.1. Jurásico

3.2.1.1. Jurásico Superior (Oxfordiano)

En el área de estudio, el Oxfordiano fue cortado por tres pozos: A-1, B-1 y C-1 (ver Anexo 1). En la zona suroccidental, en el pozo **A-1** de los 3210 a 3598 m, se cortó, un espesor promedio de 380 m de Oxfordiano, sin alcanzar a la sal Calloviana (Fig. 3.2). La litología está representada por cuatro intervalos litológicos principales: 1) En su base, intercalaciones de caliza arcillosa pardo grisáceo y mudstone-wackestone pardo grisáceo de peletoides e intraclastos, en partes recristalizado, con porosidad secundaria intercrystalina, pertenecientes a calizas de rampa interna, con facies de intermarea. 2) Sobreyaciendo, areniscas de cuarzo, arcillosas, gris claro, de grano fino subanguloso, porosidad intergranular; intercaladas con lutitas gris claro y verdoso, mudstone arcilloso y packestone de pellets en un ambiente de rampa interna restringida a semi-restringida (lagunares). 3) Por encima de este intervalo, lutitas y limolitas gris verdoso ligeramente calcáreas, en partes de aspecto bentonítico, ricas en materia orgánica, con algunas intercalaciones de mudstone arcilloso y esporádicos fragmentos de arenisca de cuarzo de un ambiente de rampa externa. 4) Finalmente aparece un intervalo compuesto por mudstone arcilloso gris a gris claro, con esporádicos fragmentos de mudstone crema, en partes recristalizado, trazas de lutitas gris y gris verdoso, con esporádicos fragmentos de arenisca gris claro de grano fino, y ligeras laminaciones de anhidrita blanca, depositados en aguas más profundas en una rampa externa. El contacto inferior del Oxfordiano es indeterminado debido a que no se alcanza a perforar la sal del Calloviano, y subyace de forma concordante a los depósitos carbonatados del Kimmeridgiano.

El pozo **B-1** cortó un intervalo pequeño de Oxfordiano de 12 m de espesor antes de llegar a la sal del Calloviano (Fig. 3.3). Litológicamente este cuerpo está compuesto por mudstone y wackestone pardo y gris claro, bituminoso, intercalado con 20 a 40 % de anhidrita blanca y 20 % de mudstone-wackestone gris claro, correspondientes a un ambiente de rampa interna somera. Su contacto inferior es discordante con la sal alóctona del Calloviano y concordante con los depósitos carbonatados del Kimmeridgiano.

Por otro lado, en el área nororiental el pozo **C-1** cortó rocas del Oxfordiano en el intervalo 2820-3040 m sin llegar al Calloviano (Fig. 3.4); litológicamente representado por intercalaciones de lutita calcárea gris oscuro gris claro, en partes, ligeramente arenosa, con mudstone-wackestone pardo claro y gris claro, a veces ligeramente arcilloso, en partes, de aspecto cretoso y dolomítico, con porosidad secundaria intercrystalina pobre; trazas o hasta un 20% de packstone de granos indeterminados, crema claro, semiduro, con porosidad primaria intergranular, depositados en un ambiente de plataforma media y externa en facies de rampa interna restringida. Según los datos micropaleontológicos, la cima del Oxfordiano en el pozo C-1, es discordante con los depósitos del Kimmeridgiano determinados por la ausencia de grupos fósiles representativos de esa edad, indicando un hiatus no depositacional en la parte superior del Oxfordiano.

En conjunto, para el Oxfordiano, lateralmente las facies representadas en los pozos A-1 y B-1 no corresponden con las del pozo C-1. De forma general, los depósitos del Oxfordiano en la parte suroccidental se caracterizan por tener en su base depósitos de calizas de rampa somera, con facies de intermarea que varían a facies de rampa interna restringida (lagunares), a las que sobreyacen concordantemente lutitas y limolitas ricas en materia orgánica y calizas pelágicas de rampa externa; mientras que para las facies nororientales, se tienen depósitos de carbonatos relativamente limpios intercalados únicamente con lutitas calcáreas depósitos de ambientes de plataforma, media a externa. En el registro de Rayos Gamma del pozo C-1, se observa que las variaciones de los cuerpos arcillosos presentan mayor espesor que en el pozo A-1, debido a que en C-1 se tienen calizas limpias intercaladas con lutitas, y en A-1, calizas arcillosas o lutitas intercaladas con lutitas.

En la zona suroccidental, las calizas son principalmente mudstones y wackestones de peletoides e intraclastos en estratos delgados; y en la zona nororiental, las facies están representadas principalmente por calizas tipo mudstone y algunas tipo packstone, compuestas de pellets e intraclastos. Es más probable que se formaran calizas granulares tipo packstone en ambientes más someros de alta a moderada energía, con estratos medianos a delgados. La respuesta eléctrica de Rayos Gamma en el pozo C-1, indica estratos de mayor espesor con intercalaciones de calizas y lutitas; y de menor espesor con micro laminaciones arcillosas y carbonatadas en el pozo A-1. Como se verá más adelante los espesores y facies del Oxfordiano están en parte controlados por el movimiento temprano de la sal subyacente.

Las facies calcáreo-arcillosas del Oxfordiano ricas en materia orgánica identificadas en los pozos A-1 y B-1 pudieran representar rocas generadoras de importancia económica petrolera (Figs. 3.2 y 3.3). Por su parte, los depósitos de packstone de pellets de aspecto cretoso, con porosidad secundaria intercrystalina e impregnación de aceite observados en la base del Oxfordiano en el pozo A-1 (Fig. 3.2), son consideradas como posibles rocas almacenadoras de hidrocarburos. Adicionalmente, las numerosas capas de caliza arcillosa, lutitas y laminaciones de anhidrita pueden servir como roca sello.

Aunque durante la perforación hubo manifestaciones importantes de hidrocarburos en rocas del Oxfordiano de los pozos A1 y B-1 debido a las condiciones mecánicas de los pozos no fue posible

intervenirlos para comprobar su potencial de producción, sin embargo queda como un área de oportunidad petrolera para el futuro.

3.2.1.2. Jurásico Superior (Kimmeridgiano)

Esta unidad fue cortada por los cuatro pozos: A-1, B-1, C-1 y D-1 (ver Anexo 1). En la parte más suroccidental, el pozo **A-1** cortó a una profundidad inferida de 3180 m la cima del Kimmeridgiano con un espesor promedio de 30 m (Fig. 3.2). Aunque no se hayan registrado microfósiles característicos del Kimmeridgiano, existe un pequeño intervalo de rocas constituidas por lutitas en el cual es difícil distinguir si pertenecen al Oxfordiano o al Tithoniano; sin embargo, por posición estratigráfica se le asignó una edad del Kimmeridgiano. Litológicamente está constituido por lutita bituminosa con laminaciones de nanoplancton calcáreo y radiolarios en un ambiente de rampa externa, que lateralmente cambia a ambientes de cuenca; suprayace de manera concordante a los depósitos de calizas pelágicas del Oxfordiano, y subyace a las calizas arcillosas y lutitas del Tithoniano.

El pozo **B-1** cortó al Kimmeridgiano a una profundidad de 3075 con un espesor de 10 m (Fig. 3.3), constituido por mudstone arcilloso pardo y gris claro, con trazas de anhidrita blanca en un ambiente de rampa externa. Suprayace concordantemente a los depósitos terrígenos y evaporíticos del Oxfordiano, y subyace igualmente concordantemente a los depósitos calcáreo arcillosos del Tithoniano.

En el pozo **C-1** se estableció la cima del Kimmeridgiano a una profundidad de 2790 m, con un espesor de 30 m (Fig. 3.4), compuesto principalmente por mudstone-wackestone pardo claro y gris claro, ligeramente arcilloso, de aspecto cretoso, con 10 % de mudstone crema claro también de aspecto cretoso; y 30 % de lutita gris a gris claro, calcárea, suave a semidura; depositados en un paleoambiente de plataforma interna. El intervalo 2755-2790 tiene una edad indeterminada debido a la ausencia de microfósiles índice tanto del Kimmeridgiano como del Tithoniano. La litología del intervalo mencionado, es lutita y mudstone claro, con nanoplancton calcáreo indeterminado. Su contacto inferior es discordante con las lutitas y calizas arcillosas del Oxfordiano por la ausencia de grupos de microfósiles; y su contacto superior es igualmente discordante con las calizas arcillosas del Tithoniano Medio, indicando posiblemente en los dos casos, un hiatus no depositacional.

El pozo **D-1**, localizado en la parte más nororiental del área de estudio, cortó al Kimmeridgiano a una profundidad de 3380 m con un espesor de 420 m (Fig. 3.5), sin alcanzar la cima del Oxfordiano. Este espesor es comparativamente mayor que los otros pozos del área de estudio (A-1, B-1 y C-1). La parte inferior de esta unidad, litológicamente está compuesta por dolomías color gris, gris claro y crema, microcristalinas, semiduras a duras, ligeramente arcillosas, con porosidad secundaria en microfracturas, selladas con hidrocarburo residual y calcita, con trazas de lutitas y bentonita, y trazas de mudstone-wackestone en la parte superior de este intervalo. La parte superior consta de dolomías color gris, gris claro y crema, microcristalinas, semiduras a duras, ligeramente arcillosas, con intercalaciones del 10 al 30 % de mudstone-wackestone gris oscuro y pardo oscuro, ligeramente arcilloso, y parcialmente dolomitizado con microlaminaciones de materia orgánica; intercalados con un 10 a 20% de lutita gris a pardo oscuro, semidura, calcárea.

La litología, al igual que el espesor, cambian radicalmente en comparación con la de los otros pozos, debido a que el paleoambiente de depósito fue en una plataforma interna (?) en ambientes de aguas someras de alta energía, donde disminuyó la circulación del agua permitiendo el reflujos de las soluciones cargadas de magnesio para reemplazar a las calizas oolíticas en dolomías. La unidad subyace de manera aparentemente concordante a los depósitos del Tithoniano Medio.

Los paleoambientes del Kimmeridgiano en el área suroccidental, en los pozos A-1 y B-1, son de plataforma externa a cuenca; y en los pozos C-1 y D-1, en la zona nororiental, corresponden a paleoambientes de plataforma interna. Por otro lado las litologías de los pozos A-1, B-1 y C-1, corresponden a depósitos con gran volumen de lutitas intercaladas con calizas arcillosas y calizas; mientras que para el pozo D-1 son principalmente dolomías, por reemplazamiento de calizas, con ligeras intercalaciones de calizas, lutitas y arcillas. La respuesta eléctrica del Registro de Rayos Gamma indica mayores valores de arcillosidad en los pozos suroccidentales, que en los pozos nororientales donde. Para la unidad del Kimmeridgiano es casi imposible hacer alguna correlación con la ayuda de los registros de Rayos Gamma y/o Resistividad, debido a que las facies arcillosas cambian rápidamente de pozo a pozo.

Las facies de dolomías microcristalinas con fracturas del Kimmeridgiano encontradas en el pozo D-1 son similares a las presentes en áreas contiguas de la plataforma continental del área marina de Campeche y por lo tanto constituyen potenciales rocas almacenadoras (Fig. 3.5). No obstante, en el pozo D-1 no se registraron manifestaciones importantes de hidrocarburos en este intervalo.

3.2.1.3. Jurásico Superior (Tithoniano)

Esta unidad fue cortada por los cuatro pozos de estudio: A-1, B-1, C-1 y D-1 (ver Anexo 1). En la zona suroccidental del área de estudio, en el pozo **A-1** se identificó la cima del Tithoniano a una profundidad de 3015 m con un espesor de 165 m (Fig. 3.2). El Tithoniano Inferior y Medio están representados litológicamente por mudstone-wackestone de intraclastos y bioclastos, gris oscuro y pardo oscuro, semiduro a suave de aspecto bituminoso, intercalado con lutitas bituminosas ligeramente calcáreas con radiolarios silicificados, restos de peces y nanoplancton calcáreo, depositados en un ambiente de cuenca bajo condiciones reductoras. Por otro lado, durante el Tithoniano Superior, las condiciones de la cuenca variaron, la sedimentación fue más carbonatada y tuvo una mayor oxigenación, por lo que, la litología cambió a wackestone de intraclastos y bioclastos, gris oscuro y pardo, semiduro, con ligeras intercalaciones de lutita bituminosa, pardo oscuro y gris oscuro. Esta unidad suprayace de manera concordante a los depósitos del Kimmeridgiano, e igualmente de manera concordante, subyace a los depósitos del Berriasiano del Cretácico Inferior; aunque estas condiciones variaron en diversas localidades en función de la actividad salina durante este periodo.

El pozo **B-1** cortó a la cima del Tithoniano a una profundidad de 3020 m, con un espesor de 65 m (Fig. 3.3). Litológicamente está constituido por mudstone arcilloso pardo a pardo oscuro, de aspecto bituminoso, con materia bituminosa, laminar, semidura, con intercalaciones de lutita pardo oscuro y negro, bituminosa y de aspecto laminar; depositados en un ambiente de cuenca. Al parecer su contacto inferior es concordante con los depósitos calcáreo-arcillosos del Kimmeridgiano, y su contacto superior es discordante con las rocas del Hauteriviano del Cretácico Inferior; probablemente a causa de un hiatus erosional, ya que gran parte del Tithoniano Medio y

Superior, e inclusive la base del Cretácico Inferior, no aparecen representados en la columna estratigráfica. Se infiere que el intervalo del Tithoniano cortado en este pozo, corresponde al Tithoniano Inferior, debido a su alto contenido de materia orgánica. A la profundidad de 4090 m, el pozo B-1, nuevamente vuelve a cortar al Tithoniano.

En la zona nororiental del área de estudio, en el pozo **C-1**, se identificó la cima del Tithoniano a una profundidad de 2540 m, con un espesor de 220 m (Fig. 3.4). La parte inferior del Tithoniano Medio está litológicamente representada por lutita gris oscuro a negra, calcárea, suave a semidura, en partes microlaminar de aspecto bituminoso, semidura a dura con intercalaciones de mudstone a wackestone de intraclastos, y bioclastos gris oscuro a negra, compacta a semicompacta, porosidad secundaria es en fracturas. Por otro lado, la parte superior del Tithoniano Medio y el Tithoniano Superior, están compuestos por mudstone a wackestone gris oscuro a negro, semiduro, con microlaminaciones de calcita y arcilla, con micro flujos limolíticos de cuarzo, con 10 a 15% de lutita gris oscuro, calcárea, suave a semidura, en partes arenosa, microlaminar de aspecto bituminoso; 5 a 10 % de mudstone a wackestone de bioclastos gris claro a gris oscuro, compacto, algunos fragmentos presentan dolomitización incipiente; la porosidad secundaria es por fracturas selladas con calcita. Los depósitos del Tithoniano Medio corresponden a paleoambientes de plataforma externa, mientras que los del Tithoniano Superior corresponden a paleoambientes de talud inferior en aguas más profundas. Se desconoce su contacto inferior con los depósitos del Kimmeridgiano, debido a que hay un intervalo de edad indeterminada entre ambas unidades, pero probablemente sea discordante, ya que el registro micropaleontológico determinó que el Tithoniano Medio descansa directamente por encima del intervalo indeterminado. El contacto superior al parecer, es discordante con los depósitos del Berriasiano.

En el pozo **D-1** se determinó la cima del Jurásico a 3093 m con un espesor de 277 m (Fig. 3.5). Litológicamente la mayor parte de la unidad está compuesta de mudstone-wackestone, pardo oscuro, arcilloso, semiduro, en partes dolomitizado, con porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas; intercalado con 30 a 50 % de mudstone, pardo claro y crema, arcilloso, semiduro, con microlaminaciones de aspecto bituminoso y porosidad secundaria en fracturas; también presenta intercalaciones de lutita verde bentonítica, suave y calcárea y un bajo porcentaje de dolomías gris microcristalinas. Debido a la cercanía que tiene este pozo con la plataforma, se asume un paleoambiente de plataforma externa (?) durante esta época. Así mismo se infiere que el contacto inferior es discordante con las rocas del Kimmeridgiano; al igual que el contacto superior, con las rocas del Hauteriviano. Las cimas estratigráficas del Tithoniano Medio y Superior se establecieron con base en la correlación con los registros del pozo C-1.

En la mayoría de los pozos la arcillocidad aumenta durante el Tithoniano Inferior y Medio, debido a que la transgresión alcanzó su máxima expresión, así como, al cambio que sufrieron los márgenes de las plataformas externas al evolucionar a cuencas. Estas variaciones eustáticas modificaron la sedimentación, creando secciones condensadas con alto contenido de material arcilloso. Las facies de los pozos varían, en cuanto al volumen de arcillocidad, siendo mayor en los pozos suroccidentales, y menor en los pozos nororientales. Las secuencias estratigráficas en los pozos A-1 y B-1 corresponden a paleoambientes de cuenca, en condiciones anoxicas y arcillosas; únicamente el Tithoniano Superior, en el pozo A-1, representa un paleoambiente de cuenca en

condiciones más oxigenadas y carbonatadas. Por otro lado, en el pozo C-1 se interpretó un paleoambiente de plataforma externa durante el Tithoniano Medio y de cuenca para el Tithoniano Superior. Por otro lado, el pozo D-1 es el más cercano a la plataforma indicando paleoambientes de plataforma externa a media (?).

Las rocas del Tithoniano del área de estudio, son muy similares a las presentes en el área marina de Campeche, en cuanto a litofacies, espesor y contenido de materia orgánica; por su riqueza orgánica son consideradas como las más importantes generadoras de hidrocarburos. Sin embargo, en el área de estudio las condiciones de sepultamiento actual hacen que la materia orgánica no esté suficientemente madura y que se hayan expulsado hasta ahora cantidades reducidas de aceites pesados y extrapesados.

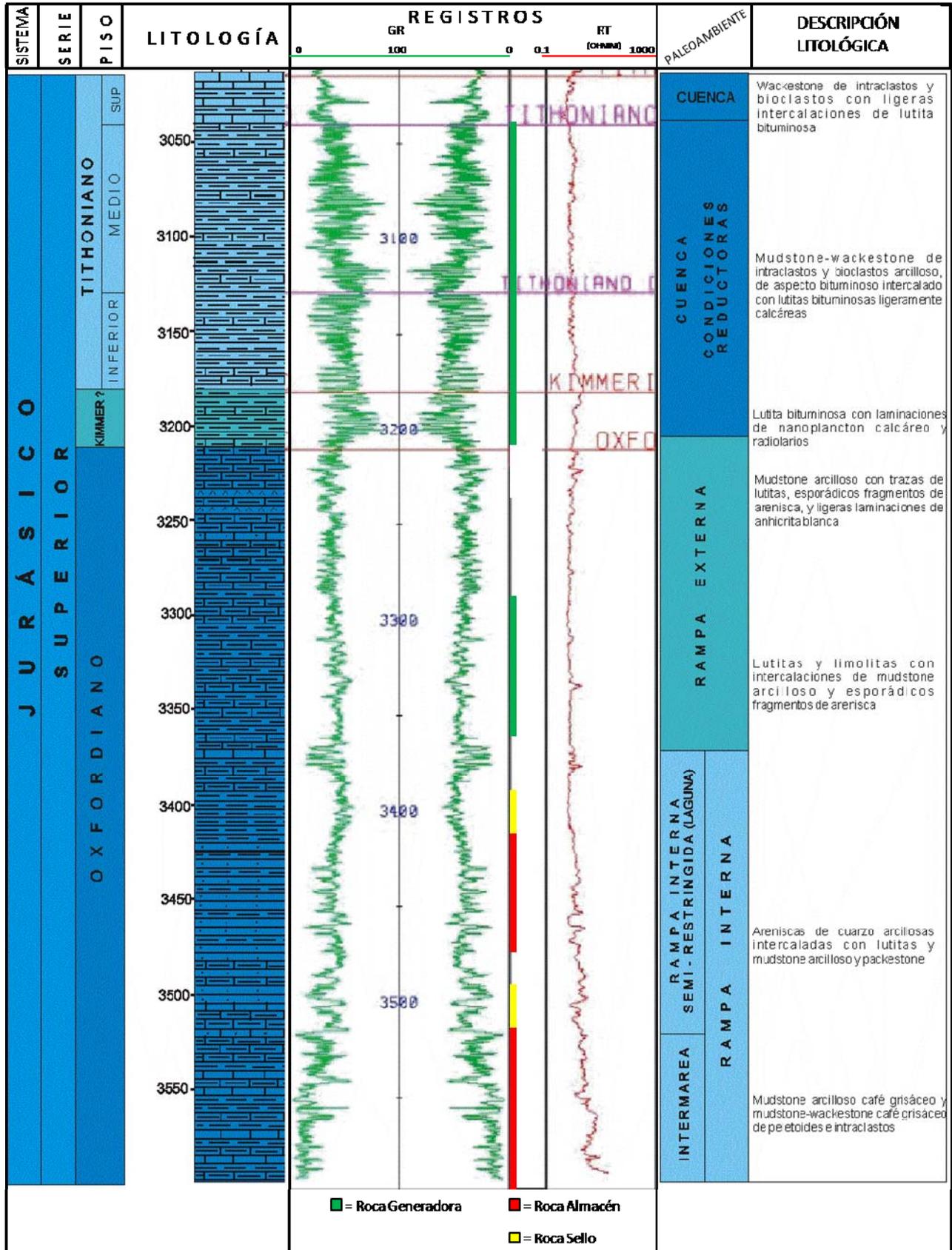


Fig. 3.2.- Columna Estratigráfica Jurásico Superior Pozo A-1

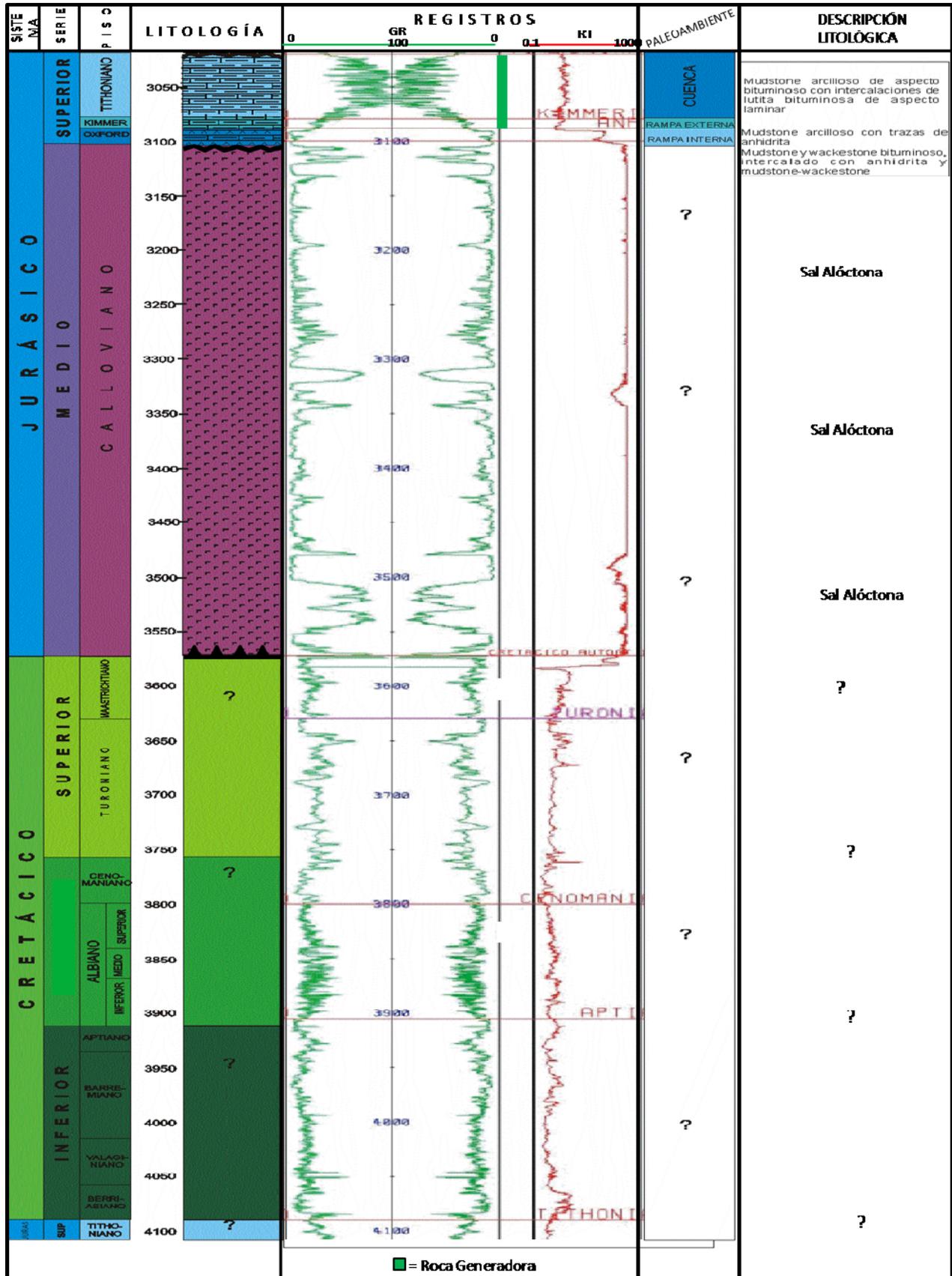


Fig. 3.3.- Columna Estratigráfica Jurásico Superior Pozo B-1 y Cretácico-Jurásico Superior del bloque autóctono

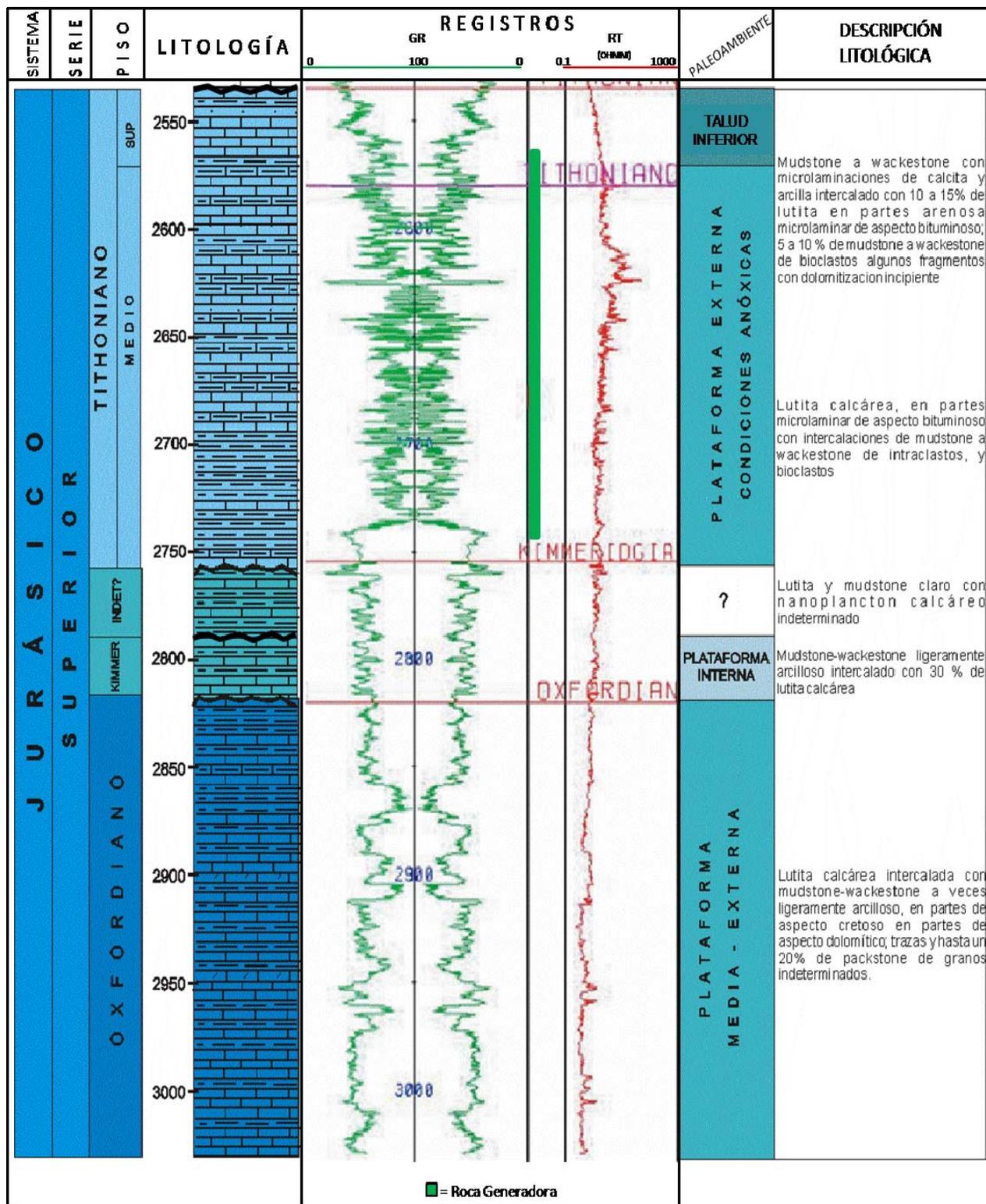


Fig. 3.4.- Columna Estratigráfica Jurásico Superior Pozo C-1

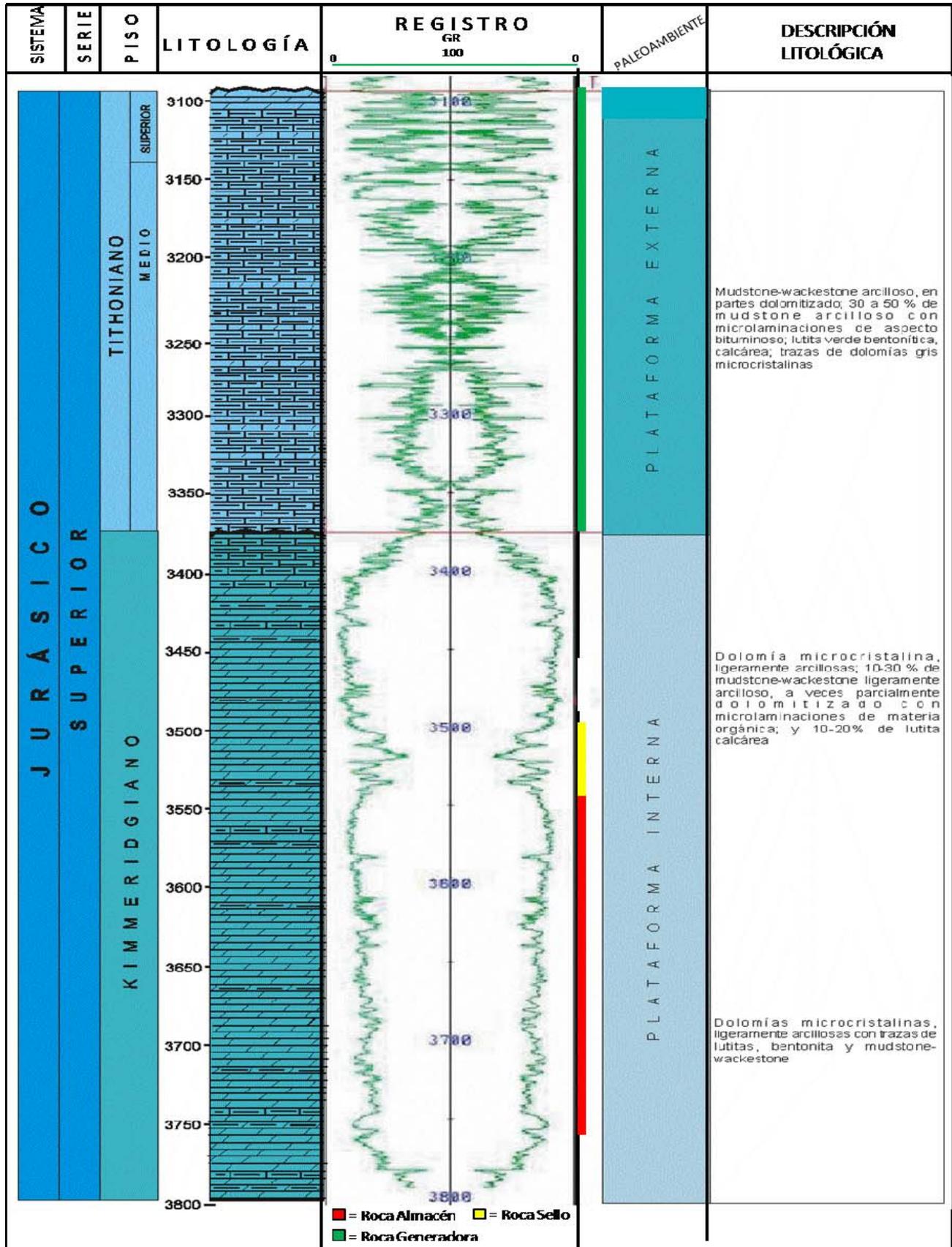


Fig. 3.5.- Columna Estratigráfica Jurásico Superior Pozo D-1

3.2.2. Cretácico

3.2.2.1. Cretácico Inferior

– Berriasiano

La cima del Berriasiano fue cortada por los pozos A-1, C-1, y por el pozo B-1 en el bloque autóctono cabalgado (ver Anexo 2). En el **A-1** se encontró esta cima a 2995 m de profundidad, con un espesor aproximado de 20 m (Fig. 3.6). Litológicamente está compuesto por wackestone de intraclastos gris claro y pardo claro, semicompacto, ligeramente arcilloso, con porosidad secundaria en microfracturas; con algunas intercalaciones de mudstone-wackestone crema claro crema, depositados en un ambiente de cuenca en condiciones oxigenadas. Esta unidad suprayace concordantemente a las rocas del Tithoniano Superior y subyace discordantemente a las rocas del Aptiano Inferior, debido a un hiatus erosional o no depositacional.

Al perforar al bloque autóctono, en el pozo **B-1** se determinó la cima del Berriasiano a una profundidad de 4060 m, con un espesor de 40 m (Fig. 3.3). Su litología es desconocida al igual que su paleoambiente de depósito. Únicamente en el pozo B-1, las cimas de los pisos del Cretácico Inferior y Superior del bloque autóctono, se determinaron por correlación con los pozos A-1 y C-1 y B-1 alóctono.

En el pozo **C-1** se identificó la cima del Berriasiano Superior a una profundidad de 2470 m, con un espesor de 40 m (Fig. 3.8), y la cima del Berriasiano Inferior (?) en el intervalo 2510-2535 m. Ambas unidades están compuestas por mudstone a wackestone de bioclastos, gris claro a gris oscuro, compacto, algunos fragmentos con dolomitización incipiente, fracturas selladas con calcita. Se interpreta un paleoambiente de talud inferior con microfauna planctónica. Esta unidad suprayace de manera discordante a la cima del Tithoniano, por ausencia de fauna del Berriasiano Inferior; el contacto Berriasiano Inferior-Superior es discordante por la ausencia de fauna de la base del Berriasiano Superior.

Paleoambientalmente, los depósitos del Berriasiano en el pozo A-1 corresponden a facies de cuenca compuestos de mudstone-wackestone de intraclastos ligeramente arcillosos con presencia de bentonita, indicando ambientes marinos profundos. Por otro lado, el pozo C-1 corresponde a un ambiente de talud inferior con facies de mudstone-wackestone de bioclastos con dolomitización incipiente, en un ambiente más somero. El pozo B-1 se encuentra en una zona intermedia entre estos dos pozos con microfauna aún perteneciente a paleoambientes de cuenca relativamente menos profundos.

– Valaginiano

Únicamente se encontró la cima del Valaginiano en los pozos C-1 y B-1 autóctono (ver Anexo 2). En **C-1** se estableció la cima del Valaginiano Superior e Inferior en los intervalos 2410 a 2450 m y 2450 a 2470 m, respectivamente (Fig. 3.8). Litológicamente están compuestos por mudstone a wackestone de bioclastos gris claro a gris oscuro, compacto, en ocasiones con nódulos de pedernal gris, algunos fragmentos con dolomitización incipiente y fracturas selladas con calcita, depositados todos en un ambiente de talud inferior. La unidad suprayace concordantemente a los depósitos del Berriasiano, y aparentemente discordante a las rocas del Barremiano por la falta de fauna de

edad Hauteriviano. Se determinó al Valaginiano en el bloque autóctono del pozo **B-1**, en un intervalo de 4015 a 4060 m (Fig. 3.3). Su litología es desconocida al igual que su paleoambiente de depósito.

Lateralmente los depósitos de esta edad, entre los dos pozos, sufren poco cambio en cuanto a sus facies, observándose calizas ligeramente dolomitizadas en C-1, en un paleoambiente de talud inferior, y nula o escasa dolomitización en B-1 autóctono.

– Hauteriviano

El Hauteriviano solo fue cortado por los pozos B-1, C-1 y D-1 (ver Anexo 2). En el pozo **B-1** se encontró microfauna perteneciente al Hauteriviano a una profundidad inferida por posición estratigráfica de 2990 m, teniendo dificultad para definir si los microfósiles pertenecían al Hauteriviano o al Barremiano (Fig. 3.7). A dicha profundidad se tiene una litología compuesta por mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos gris claro a oscuro, compacto, dolomítico, recristalizado, depositados en un paleoambiente de cuenca. Aparentemente suprayace discordantemente al Tithoniano y concordantemente al Barremiano.

En el pozo **C-1** no se identificaron microfósiles pertenecientes al Hauteriviano; sin embargo, se realizó la correlación con los registros eléctricos de los pozos B-1 y D-1, y se estableció un intervalo (2360-2410 m) perteneciente a esta edad (Fig. 3.8). Litológicamente está constituido por mudstone-wackestone de bioclastos, pardo claro a pardo oscuro, en partes ligeramente dolomitizado, compacto, con porosidad en fracturas y líneas estilolíticas selladas con calcita y arcilla, depositados en un ambiente de cuenca. Dicho intervalo suprayace y subyace aparentemente concordantemente a las rocas del Valaginiano y Barremiano, respectivamente.

Del mismo modo, en el pozo **D-1** no se identificaron microfósiles del Hauteriviano; sin embargo, por correlación con los registros eléctricos de los pozos cercanos se asignó un intervalo perteneciente a esta edad (3075-3095 m) (Fig. 3.9); litológicamente está constituido por dolomía gris crema y blanca, micro a mesocristalina, semidura, porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas, con ligera impregnación de aceite móvil. Se le asignó un paleoambiente de talud medio por su relación que guarda con el pozo C-1 y la cercanía de plataforma. Su contacto inferior es discordante con las rocas del Tithoniano, y su contacto superior es concordante con los depósitos del Barremiano.

– Barremiano

Este nivel estratigráfico se identificó en los pozos B-1 (alóctono), B-1 (autóctono) y C-1 (ver Anexo 2). En **B-1** (alóctono) se encontró microfauna perteneciente al Barremiano a una profundidad inferida de 2945 m (Fig. 3.7), ya que no se sabe con exactitud si dicha microfauna pertenece al Barremiano o Hauteriviano. Su litología es de mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos gris oscuro, compacto, dolomítico, recristalizado, depositados en un paleoambiente de cuenca. Al parecer su contacto inferior es concordante con los depósitos del Hauteriviano, al igual que su contacto superior con el Aptiano.

La cima del Barremiano en el pozo **B-1** (autóctono) quedó determinada partir de la interpretación y correlación de las cimas estratigráficas marcadas en los registros geofísicos de los pozos

cercanos. Dicha cima se determinó a una profundidad de 3935 m, con espesor aproximado de 80 m (Fig. 3.3). Su litología es desconocida al igual que su paleoambiente de depósito.

Con los datos micropaleontológicos del pozo **C-1** se identificó al Barremiano en el intervalo 2250 a 2360 m (Fig. 3.8), con una litología compuesta por mudstone a wackestone de bioclastos, pardo claro a pardo oscuro, en partes ligeramente dolomitizado, compacto, con porosidad en fracturas y líneas estilolíticas selladas con calcita y arcilla. Según los datos bioestratigráficos, se interpreta que esta unidad tiene un paleoambiente de talud inferior; suprayacen de manera concordante a las rocas del Hauteriviano, y subyace concordantemente a las rocas del Aptiano.

El Barremiano se identificó en el pozo **D-1** por correlación con los registros eléctricos de los pozos cercanos. Se identificó en el intervalo 3025-3075 m (Fig. 3.9), constituido por dolomía gris crema y blanca, micro a mesocristalina, semidura, porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas, con ligera impregnación de aceite móvil; intercalada con un 10 a 30 % de mudstone-wackestone pardo claro, arcilloso, en partes dolomitizado. Se infiere que el ambiente de depósito corresponde a talud medio, y su relación estratigráfica es concordante tanto en su cima como en su base con las rocas del Hauteriviano y Aptiano, respectivamente.

En general, los depósitos de esta edad sufren pocos cambios laterales en cuanto a sus facies. En el área nororiental en C-1, observamos calizas ligeramente dolomitizadas en un paleoambiente de talud inferior, y una mayor dolomitización en B-1 (autóctono y alóctono), en un paleoambiente de cuenca; mientras que en el pozo D-1 tenemos dolomías intercaladas con calizas arcillosas en partes dolomitizadas. Por otro lado, observamos que B-1 autóctono tiene un espesor mayor que B-1 alóctono, debido a que el bloque cabalgado estaba próximo al depocentro de la minicuenca.

– Aptiano

El Aptiano fue identificado en los cuatro pozos (ver Anexo 2). En el pozo **A-1** se identificaron las rocas de esta edad en el intervalo 2895-2995 m (Fig. 3.6). El intervalo inferior corresponde a mudstone-wackestone crema, semiduro, en partes de aspecto cretoso y bentonítico, intercalado con wackestone de intraclastos crema claro, ligeramente arcilloso. El intervalo superior corresponde a mudstone crema gris claro, semicompacto, ligeramente arcilloso, de aspecto cretoso, intercalado con mudstone-wackestone gris claro y gris oscuro. Para esta época el ambiente de depósito aun sigue siendo de cuenca depositándose calizas pelágicas. Esta unidad sobryace discordantemente a la unidad del Berriasiano, debido a que no se encontraron biomarcadores del Valaginario, Hauteriviano y Barremiano, debido posiblemente a un hiatus erosional. Su contacto superior es aparentemente concordante con los depósitos del Albiano Inferior.

En el pozo **B-1** se cortó al Aptiano en el intervalo 2925-2945 m (Fig. 3.7), con una litología compuesta por mudstone-wackestone gris claro y blanco, dolomítico, con un 10% de caliza arcillosa y 10% de lutita gris oscuro de aspecto bituminoso; depositados en un paleoambiente de cuenca. Sus contactos inferior y superior son concordantes con las unidades del Barremiano y Albiano Inferior, respectivamente.

El pozo **B-1** (Autóctono) cortó al Aptiano en el intervalo 3915-3935 m (Fig. 3.3). Su litología es desconocida al igual que su paleoambiente de depósito. Como se mencionó anteriormente, las

cimas de los pisos del Cretácico Inferior y Superior del bloque autóctono del pozo B-1, se determinaron a partir de la interpretación de las respuestas eléctricas de los registros geofísicos de los pozos C-1, A-1 y B-1 alóctono.

El Aptiano fue cortado por el pozo **C-1** en el intervalo 2220-2250 m (Fig. 3.8), litológicamente está compuesto por mudstone a wackestone de bioclastos pardo claro a pardo oscuro, ligeramente arcilloso, compacto, en partes dolomitizado. Según el contenido faunístico, en este pozo, esta unidad aún conserva paleoambientes de talud inferior. Internamente, esta unidad presenta un hiatus por la ausencia de un grupo microfaunístico. Estratigráficamente, esta unidad suprayace de manera concordante a los depósitos del Barremiano, y subyace discordantemente al Albiano Inferior por la ausencia de biomarcadores de la cima de esta unidad estratigráfica.

En la zona más nororiental el pozo **D-1** cortó al Aptiano, en un intervalo de 3000-3030 m (Fig. 3.9), litológicamente compuesto por dolomía gris crema y blanca, micro a mesocristalina, semidura, porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas, con ligera impregnación de aceite móvil; intercalada con un 10 a 30 % de mudstone-wackestone pardo claro, arcilloso. Debido a que no se cuenta con el reporte micropaleontológico, se interpreta por correlación eléctrica que para esta edad, los depósitos corresponden a ambientes de talud medio (?). Al realizar la correlación con los registros eléctricos de los pozos cercanos, en este intervalo se estableció que el contacto inferior es concordante con las rocas del Barremiano; y su contacto superior también es concordante con el Albiano Inferior.

Lateralmente los depósitos del Aptiano mantuvieron las mismas condiciones paleoambientales que en el Berriasiano-Barremiano, permaneciendo condiciones de cuenca en el suroccidente y talud inferior y medio (?) en el nororiente. Únicamente para el pozo D-1 se observan dolomías intercaladas con calizas arcillosas y en el pozo B-1 y C-1, calizas dolomíticas con ligeras intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas. Un detalle bastante notable en los depósitos de esta edad, es el gran espesor que guarda el pozo A-1 con respecto a los demás pozos (ver Anexo 2). El pozo B-1, C-1 y D-1, tienen un espesor promedio de 20 a 30 m de rocas del Aptiano, mientras que el pozo A-1 tiene un espesor de casi 100 m. Este espesor se tomó a partir de los datos de los registros micropaleontológicos, pero es probable que por correlación con el registro eléctrico con el pozo B-1, se pueda subir la base del Aptiano y colocar al Barremiano subyaciéndolo. Es notable el aumento en arcillocidad marcada en el registro de rayos Gamma en la mayoría de los pozos observando facies de carbonatos limpios del Berriasiano-Barremiano que cambian a facies de calizas arcillosas durante el Aptiano.

El Cretácico inferior (Berriasiano-Aptiano) solamente muestra potencial de almacenamiento, hasta ahora, en la porción suroccidental del área de estudio. Las facies de mudstone wackestone de bioclastos parcialmente dolomitizados, con porosidad por disolución y fracturas del Cretácico Inferior (Berriasiano- Aptiano) encontradas en el pozo A-1, son consideradas como potencialmente almacenadoras (Fig. 3.6).

3.2.2.2. Cretácico Inferior-Superior (Albiano-Cenomaniano)

El Albiano-Cenomaniano fue cortado por los cuatro pozos (ver Anexo 2). El pozo **A-1** cortó a la unidad Albiano-Cenomaniano en el intervalo 2765-2895 m (Fig. 3.6). El Albiano Inferior está compuesto por mudstone-wackestone crema y blanco, semiduro con porosidad en microfracturas con pobre impregnación de aceite y algunas intercalaciones de wackestone pardo, semiduro y en partes arcilloso. Según el contenido faunístico se considera que el Albiano Inferior corresponde a un paleoambiente de cuenca. Posteriormente, el Albiano Medio está representado litológicamente por mudstone pardo a crema en partes de aspecto cretoso, con porosidad secundaria en microfracturas con ligera impregnación de aceite; intercalado con 10 a 40 % de mudstone pardo, con porosidad secundaria en microfracturas, con regular a buena impregnación de aceite. Finalmente el Albiano Superior-Cenomaniano está constituido por intercalaciones de mudstone-wackestone, gris a pardo claro, arcilloso, porosidad secundaria en fracturas; intercalado también con lutitas. Las facies de cuenca del Albiano Inferior, cambian a facies de plataforma externa-cuenca durante el Albiano Medio, debido a una disminución del tirante de agua a causa de una regresión marina, para posteriormente cambiar a facies de cuenca en condiciones reductoras durante el Albiano Superior y Cenomaniano. Estratigráficamente el Albiano Inferior descansa concordantemente con los depósitos del Aptiano Superior, y subyace de manera discordante a las rocas del Turoniano, en un posible hiatus depositacional.

El pozo **B-1** cortó al Albiano-Cenomaniano en el intervalo 2805-2935 m (Fig. 3.7). El Albiano Inferior litológicamente está compuesto por mudstone-wackestone, gris claro y blanco, dolomítico, con ligeras intercalaciones de caliza arcillosa pardo y gris oscuro y lutita gris oscuro de aspecto bituminoso, con trazas de pedernal. El Albiano Medio, Superior y el Cenomaniano, están representados por mudstone-wackestone, gris oscuro y gris claro, arcilloso, suave a semiduro, en partes cretoso, con porosidad secundaria en fracturas, con frecuentes a esporádicas intercalaciones de mudstone-wackestone crema claro y blanco, cretoso en partes, semiduro, con porosidad secundaria en fracturas; trazas de lutita gris oscuro, semidura, en partes de aspecto bituminoso, trazas de pedernal negro, ámbar y blanco. Su relación estratigráfica es concordante en su base con los depósitos del Aptiano Superior, y discordante con el Turoniano en la cima. Se asume, por el pozo A-1, que las facies de cuenca del Albiano Inferior cambian a facies de plataforma externa-cuenca en el Albiano Medio, para posteriormente cambiar a facies de cuenca en el Albiano Superior y Cenomaniano.

Se infiere que en el pozo **B-1** autóctono se cortó nuevamente a la unidad Albiano-Cenomaniano en el intervalo 3755-3910 m (Fig. 3.3). A la profundidad de 3820 m se cortó un núcleo litológicamente compuesto por mudstone-wackestone de bioclastos, gris claro, en partes parcialmente dolomitizado, arcilloso, con porosidad secundaria intercrystalina, trazas de pedernal negro, con delgadas intercalaciones de mudstone arcilloso y lutita, y esporádicos fragmentos de brecha de 5 a 8 cm de diámetro, compuestas de mudstone-wackestone. Hay que recordar que para el pozo B-1 autóctono, las cimas de las unidades y pisos del Cretácico Inferior y Superior, se determinaron a partir de la interpretación de las respuestas eléctricas de los registros geofísicos y por correlación con los pozos C-1, A-1 y B-1 alóctono.

El Albiano-Cenomaniano fue cortado por el pozo **C-1** en el intervalo 2080-2230 m (Fig. 3.8). El Albiano Inferior está litológicamente representado por mudstone-wackestone de bioclastos, pardo

claro a pardo oscuro, compacto, en partes dolomitizado, con fracturas y líneas estilolíticas selladas con calcita y arcilla, ligera impregnación de aceite pesado. Estratigráficamente, suprayace y subyace de manera discordante a las rocas del Barremiano y Albiano Medio, respectivamente. El Albiano Medio está compuesto por mudstone-wackestone de clastos gris claro a crema, compacto, con porosidad secundaria en fracturas, algunas con impregnación de aceite pesado. Estratigráficamente suprayace discordantemente a las rocas del Albiano Inferior y concordantemente al Albiano Superior. Para el Albiano Superior se observan depósitos de mudstone-wackestone de clastos gris claro a pardo claro, en partes arcilloso con porosidad secundaria en microfracturas, en ocasiones algunas fracturas con escasa impregnación de aceite pesado, con escasas intercalaciones de lutita gris oscuro semidura y calcárea. Finalmente para el Cenomaniano observamos depósitos de mudstone-wackestone de clastos gris oscuro, arcilloso, con microfracturas, porosidad secundaria en fracturas; 30% de mudstone que gradúa a wackestone; 20% de lutita gris verdoso calcárea y bentonítica. Su relación estratigráfica en su base es concordante con los depósitos del Albiano Superior, y discordante con las rocas del Turoniano en la cima. Según los informes micropaleontológicos se definió un paleoambiente de talud inferior durante todo el Albiano-Cenomaniano, donde se registró microfauna planctónica. Cabe mencionar, que el registro geofísico de los pozos A-1 y B-1 muestra un importante descenso del nivel del mar a causa de una regresión marina durante el Albiano Medio, depositándose facies de plataforma externa; es poco probable que este cambio brusco del nivel del mar no se haya visto reflejado en los depósitos de zonas más cercanas al pie de talud en aguas más someras (como es el caso del pozo C-1), donde al parecer este evento no ocurrió. Es por esto, que se sugieren ambientes de plataforma externa (?) -talud inferior (?) durante el Albiano Medio para el pozo C-1.

En el pozo **D-1** se identificaron a las rocas del Albiano-Cenomaniano en el intervalo 2885-3000 m (Fig. 3.9). El Albiano Inferior está constituido por dolomía gris, blanca y crema, arcillosa, textura micro y mesocristalina, intercalada con 10 a 30 % de mudstone blanco, ligeramente arcilloso y suave. El Albiano Medio, Superior y Cenomaniano están compuestos por dolomía gris, crema y blanco, arcillosa, micro a mesocristalina, semidura a dura, con porosidad secundaria intercrystalina, intercalada con 10 a 15 % de mudstone blanco dolomítico, suave y de aspecto cretoso. Su relación estratigráfica en su base es aparentemente concordante con los depósitos del Aptiano, y discordante en la cima con las rocas del Turoniano. Por la cercanía que tiene este pozo con la plataforma se infiere que los depósitos del Albiano-Cenomaniano corresponden a facies de plataforma externa (?) -talud superior (?).

En el Albiano-Cenomaniano se distinguieron dos unidades principales: las del Albiano Inferior (poca arcillocidad) y las del Albiano Medio-Cenomaniano (mayor arcillocidad). Se observa que el pozo B-1 y C-1 presentan calizas ligeramente dolomitizadas, mientras que el pozo D-1 está compuesto por dolomías con pocas intercalaciones de calizas. Como se mencionó anteriormente, la entrada del Cenomaniano se caracteriza por ser arcillosa y contener una superficie de máxima inundación representada por un horizonte con abundante arcillocidad en el registro de Rayos Gamma.

En los pozos A-1 y B-1 se tienen paleoambientes de cuenca, para el Albiano Inferior, que posteriormente cambian a paleoambientes de plataforma externa cuenca durante el Albiano Medio, y regresan a ambientes de cuenca pero en condiciones reductoras, durante el Albiano

Superior-Cenomaniano. Por otro lado, en el área oriental, los registros micropaleontológicos indican que durante todo el Albiano-Cenomaniano prevalecieron ambientes de talud inferior (pozo C-1), y de talud medio (?) (pozo D-1). Es probable que el evento regresivo durante el Albiano Medio también haya afectado las facies en el área nororiental, modificando las facies de talud inferior del Albiano Inferior a plataforma externa-media, para cambiar nuevamente a facies de talud inferior durante el Albiano Superior.

Las facies de mudstone wackestone de aspecto cretoso fracturado y de dolomías micro y mesocrystalinas del Albiano-Cenomaniano constituyen la principal roca almacén del área de estudio. En este tipo de rocas se identificaron abundantes impregnaciones de aceite pesado en muestras de núcleo y de canal. Además, mediante pruebas de producción efectuadas en el pozo A-1 en rocas del Albiano-Cenomaniano, en el intervalo 2760-2850 m (Fig. 3.6), se obtuvieron gastos de hasta 638 barriles aceite de 10° API por día, y en el pozo D-1, en el intervalo 2865-2950 m (Fig. 3.9), se recuperaron muestras de aceite pesado de 11° API. La reserva estimada descubierta por el pozo A-1 es de 176 millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

3.2.2.3. Cretácico Superior

– Turoniano

Se identificaron rocas de esta edad en los cuatro pozos (ver Anexo 2). En el pozo **A-1** se encontraron rocas de edad Turoniano-Cenomaniano en el intervalo de 2735-2765 m (Fig. 3.6), constituido por mudstone-wackestone, crema claro, de aspecto cretoso, con microfracturas rellenas por aceite residual, 30 % de lutita gris claro y gris verdoso, en partes gradúa a marga pardo rojizo, trazas de bentonita y gilsonita. Durante esta época las facies de cuenca volvieron a variar a facies de borde plataforma externa-cuenca, en la que el grupo dominante fue el de los calciferúlidos. Dicha unidad suprayace de manera discordante a las rocas del Cenomaniano, e igualmente subyace de manera discordante a los depósitos del Campaniano-Maastrichtiano.

En el pozo **B-1** se identificaron rocas del Turoniano en el intervalo 2785-2805 m (Fig. 3.7), litológicamente constituido por mudstone, blanco y crema claro, cretoso, semiduro, porosidad secundaria en fracturas. Según el contenido fósil dicho intervalo indica un paleoambiente de cuenca. Su contacto inferior y superior es aparentemente discordante con los depósitos del Cenomaniano y Coniaciano-Santoniano, respectivamente.

En el pozo **C-1** se identificaron rocas del Turoniano Medio en el intervalo 2055-2080 m (Fig. 3.8), constituido en su parte inferior por mudstone-wackestone de clastos gris oscuro arcilloso, con microfracturas, porosidad secundaria en fracturas; 30% mudstone que gradúa a wackestone gris; 20% lutita gris verdoso calcárea y bentonítica, depositados en un ambiente de talud inferior. La parte superior está constituida por intercalaciones de wackestone-packstone con clastos gris claro y pardo oscuro, de aspecto brechoide en partes dolomitizado; intercalado con mudstone-wackestone de intraclastos. Este último intervalo mostró abundante microfauna bentónica, por lo que se le asignó un paleoambiente de plataforma externa. Esta unidad sobryace discordantemente a las rocas del Cenomaniano debido a la ausencia de grupos fósiles representativos de la cima del Cenomaniano y base del Turoniano; del mismo modo, el contacto



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

superior es discordante con los depósitos del Maastrichtiano-Coniaciano debido a un hiatus depositacional.

En el pozo **D-1** fue difícil identificar las cimas de las unidades y pisos estratigráficos del Cretácico Superior, ya que no se identificaron los fósiles índices adecuados, debido al alto grado de dolomitización de las rocas; por otro lado, tampoco se pudo correlacionar con los pozos cercanos, ya que, el registro de Rayos Gamma del pozo D-1 muestra pocas variaciones eléctricas en el Cretácico Superior. Se infiere que en el pozo D-1 las rocas del Turoniano Medio corresponden al intervalo 2750-2885 m (Fig. 3.9), litológicamente constituido por dolomía gris claro a gris oscuro, arcillosa, microcristalina, semidura a dura, porosidad intercristalina con trazas de aceite móvil y mudstone blanco, suave, de aspecto cretoso. Se asume que este intervalo corresponde a ambientes de plataforma externa (?). Se interpreta que dicha unidad suprayace de manera discordante a las rocas del Cenomaniano, e igualmente discordante a las rocas del Maastrichtiano-Campaniano.

De forma general los depósitos del Turoniano, en el área suroccidental, se caracterizan por calizas arcillosas y calizas intercaladas con lutitas. Un hecho sobresaliente es la variación que sufren los paleoambientes para esta misma edad en los pozos A-1 y B-1. En el pozo A-1, se tiene ambientes de plataforma externa-cuenca, mientras que en el pozo B-1 paleoambientes de cuenca profunda. Es probable que durante esta época ocurriera un levantamiento local cercano al área del pozo A-1 que modificara su paleobatimetría y ambiente de depósito, a condiciones más someras. Por otro lado, en el área nororiental el pozo C-1 muestra calizas arcillosas y lutitas depositadas en un ambiente de talud inferior, sobreyacidas por calizas de aspecto brechoide dolomitizadas, depositadas en un ambiente de plataforma externa.

Las dolomías microcristalinas con porosidad intercristalina del Turoniano Medio encontradas en el pozo D-1, en el intervalo 2740-2825 m (Fig. 3.9), también constituyen una importante roca almacén. Al efectuar pruebas de producción en este pozo se obtuvieron gastos de 1173 barriles por día de aceite pesado de 10.5° API.

– Coniaciano-Santoniano

En el pozo **B-1** se identificaron rocas del Coniaciano-Santoniano en el intervalo 2770-2785 m (Fig. 3.7). Su parte inferior está constituida por intercalaciones de wackestone de bioclastos gris oscuro a gris verdoso, arcilloso, laminar, en partes rico en materia orgánica, intercalado con lutita bentonítica. Por otro lado, su parte superior está constituida por brecha polimíctica crema claro y pardo claro, dura, compacta, en partes ligeramente dolomitizada, constituida de litoclastos de 1 mm a 26 cms, de packstone a grainstone de foraminíferos bentónicos, miliólidos, algas, peloides, ooides, intraclastos, clastos de dolomía micro y mesocristalina, mudstone-wackestone de bioclastos, fragmentos sueltos de bioclastos, conchas de moluscos, fragmentos de pedernal, clastos angulosos y subangulosos, mal clasificados en partes granosoportados y en otras partes soportados, en matriz calcareó-aciliosa, depositados en un paleoambiente de cuenca. Se cree que esta unidad suprayace de manera discordante a los depósitos del Turoniano, y subyace concordantemente a las rocas del Maastrichtiano-Campaniano (BTP-KS).

– Maastrichtiano-Campaniano

El Campaniano-Maastrichtiano fue cortado en el pozo **A-1** en el intervalo 2715-2735 m (Fig. 3.6), constituido por calizas brechoides o microbrechas calcáreas constituidas por macrofósiles de orbitóidos, miliólidos, alveolínidos, algas y fragmentos de lamelibranquios. Por falta de biomarcadores, a esta unidad, no se le pudo designar una paleoambiente. En la cima de la secuencia mesozoica se encuentra un pequeño intervalo correspondiente a la cima del Maastrichtiano, en donde se encuentran mezclados, abundantes foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior y del Paleoceno, sueltos, correspondientes a un ambiente de cuenca. El contacto inferior de esta unidad es discordante a la del Turoniano-Cenomaniano; la cima es concordante con los depósitos del Paleoceno.

En el pozo **B-1** se identificó al Maastrichtiano-Campaniano y se le asignó el nombre de BTP-KS (Brecha Terciario-Cretácico) en el intervalo 2665-2760 m (Fig. 3.7), constituido por brecha polimíctica crema claro y pardo claro, dura, compacta, en partes ligeramente dolomitizada, constituida de litoclastos de 1 mm a 26 cms de packstone a grainstone de foraminíferos bentónicos, miliólidos, algas, peloides, ooides, intraclastos etc., clastos de dolomía micro y mesocristalina, mudstone-wackestone de bioclastos, fragmentos sueltos de bioclastos, conchas de moluscos, fragmentos de pedernal, clastos angulosos y subangulosos, mal clasificados en partes granosportados y en otras partes soportados en matriz calcareó-acillosa. En la base del Maastrichtiano, hay un intervalo con un paleoambiente indeterminado, debido a la falta de biomarcadores en la matriz de la brecha; por otro lado, columna arriba los biomarcadores indican paleoambientes de cuenca-plataforma externa. Aparentemente esta unidad suprayace de manera concordante a los depósitos del Santoniano-Coniaciano, y subyace concordantemente a las rocas del Paleoceno.

En el pozo **C-1** se estableció la Brecha Terciario-Cretácico (BT-K) en el intervalo 2020-2055 m (Fig. 3.8), debido a que se observaron frecuentes foraminíferos bentónicos, acompañados por escasos foraminíferos planctónicos indeterminados, correspondientes al Terciario y algunos foraminíferos planctónicos del Cretácico. La parte inferior de este intervalo está compuesto por mudstone-wackestone de intraclastos crema claro de aspecto cretoso; 20% wackestone. Por otro lado, la parte media y superior del intervalo corresponde litológicamente a lutita gris verdoso, bentonítica y calcárea, semidura a dura; 10-15% mudstone-wackestone blanco a crema de aspecto cretoso, trazas de aceite pesado, depositados en un paleoambiente de plataforma interna. Esta unidad descansa discordantemente sobre los depósitos del Turoniano Medio, y subyacen discordantemente al Paleoceno Medio, debido a que no se encontraron biomarcadores del Paleoceno Inferior.

En el pozo **D-1** fue difícil identificar las cimas de las unidades y pisos estratigráficos debido a que no se contó con los fósiles índices adecuados para realizar la interpretación. Se infiere que en el pozo D-1 las rocas del Maastrichtiano-Campaniano corresponden al intervalo 2685-2750 m (Fig. 3.9), litológicamente constituido en su parte inferior y media, por dolomía gris claro a blanca, semidura a dura, micro a mesocristalina, ligeramente arcillosa. Su parte superior está constituida por mudstone-wackestone dolomitizado gris claro a blanco, semiduro a duro, con trazas de mudstone blanco, suave de aspecto cretoso. Debido al alto grado de dolomitización de las rocas

fue difícil determinar el paleoambiente, pero se cree que el paleoambiente de depósito corresponde a plataforma externa-interna (?). El contacto inferior es discordante con las rocas del Turoniano y concordante con las rocas del Paleoceno.

Anteriormente, se pensaba que las facies de brecha depositadas al cierre del Cretácico Superior se restringían únicamente a áreas cercanas a la Sonda de Campeche, Cuenca de Macuspana y Le-Acach, en zonas contiguas a la plataforma y pie de talud; pero con los nuevos pozos perforados en la cuenca, en aguas profundas, se observó que la brecha se extiende hasta lo más profundo de la cuenca, como es el caso del pozo B-1 que cortó más de 90 m de ésta. La brecha polimíctica está constituida de fragmentos acarreados del pie de talud y plataforma, depositados en un ambiente de cuenca-plataforma externa, y que por su constitución y apariencia, se considera como brecha proximal-media. Por otro lado, en los pozos A-1 y C-1 se encontraron calizas brechoides depositadas en un ambiente de plataforma externa; mientras que el pozo D-1 está constituido por dolomías ligeramente arcillosas. Observamos que durante esta época en el área occidental, las facies cambian de ambientes de plataforma externa a cuenca, mientras que en el área oriental, cambian de facies de plataforma externa a interna. Desafortunadamente, desde el punto de vista económico petrolero estas rocas, por sus propiedades petrofísicas de baja permeabilidad y porosidad, no ofrecen ningún atractivo como roca almacenadora.

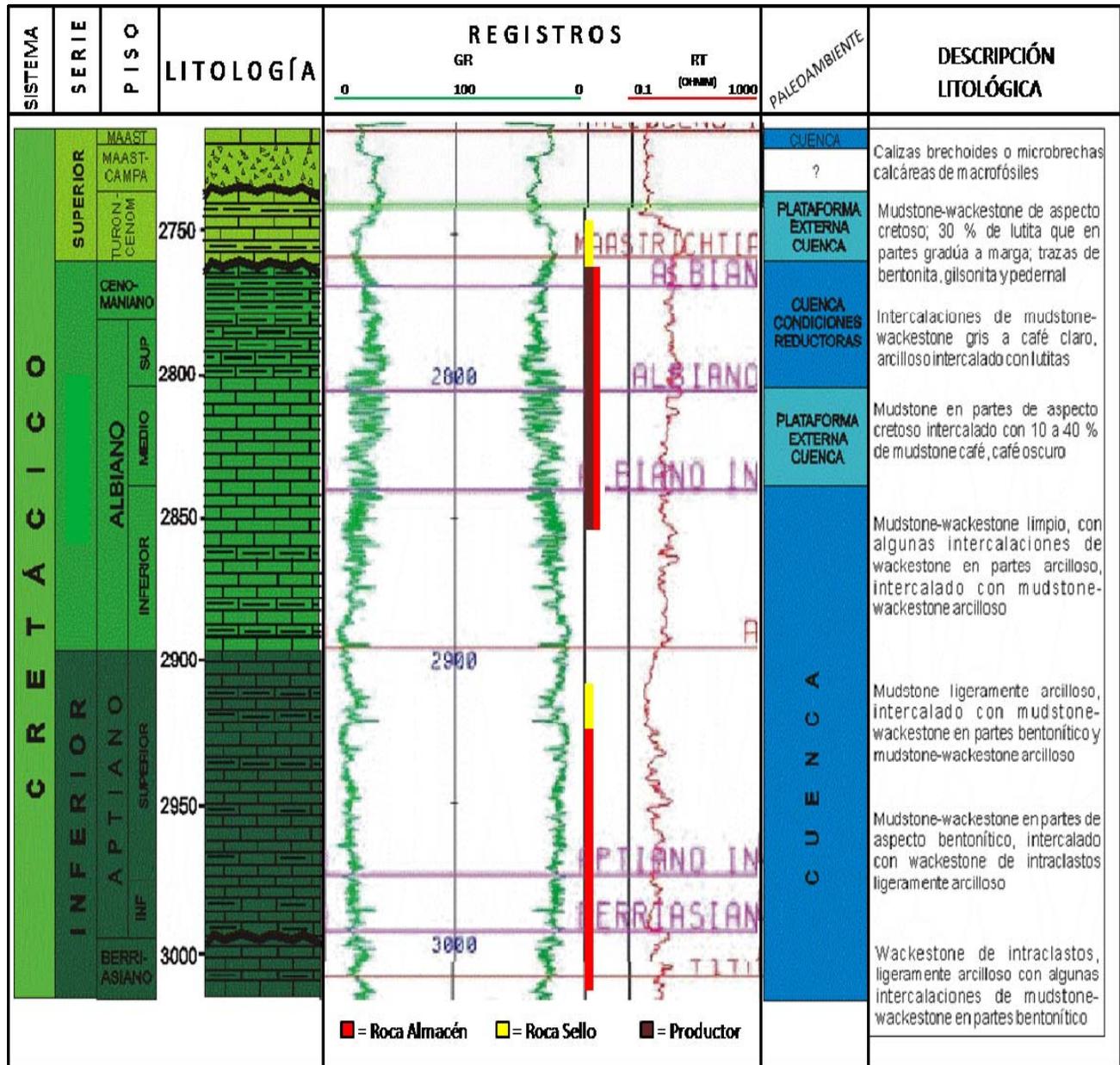


Fig. 3.6.- Columna Estratigráfica Cretácico Pozo A-1

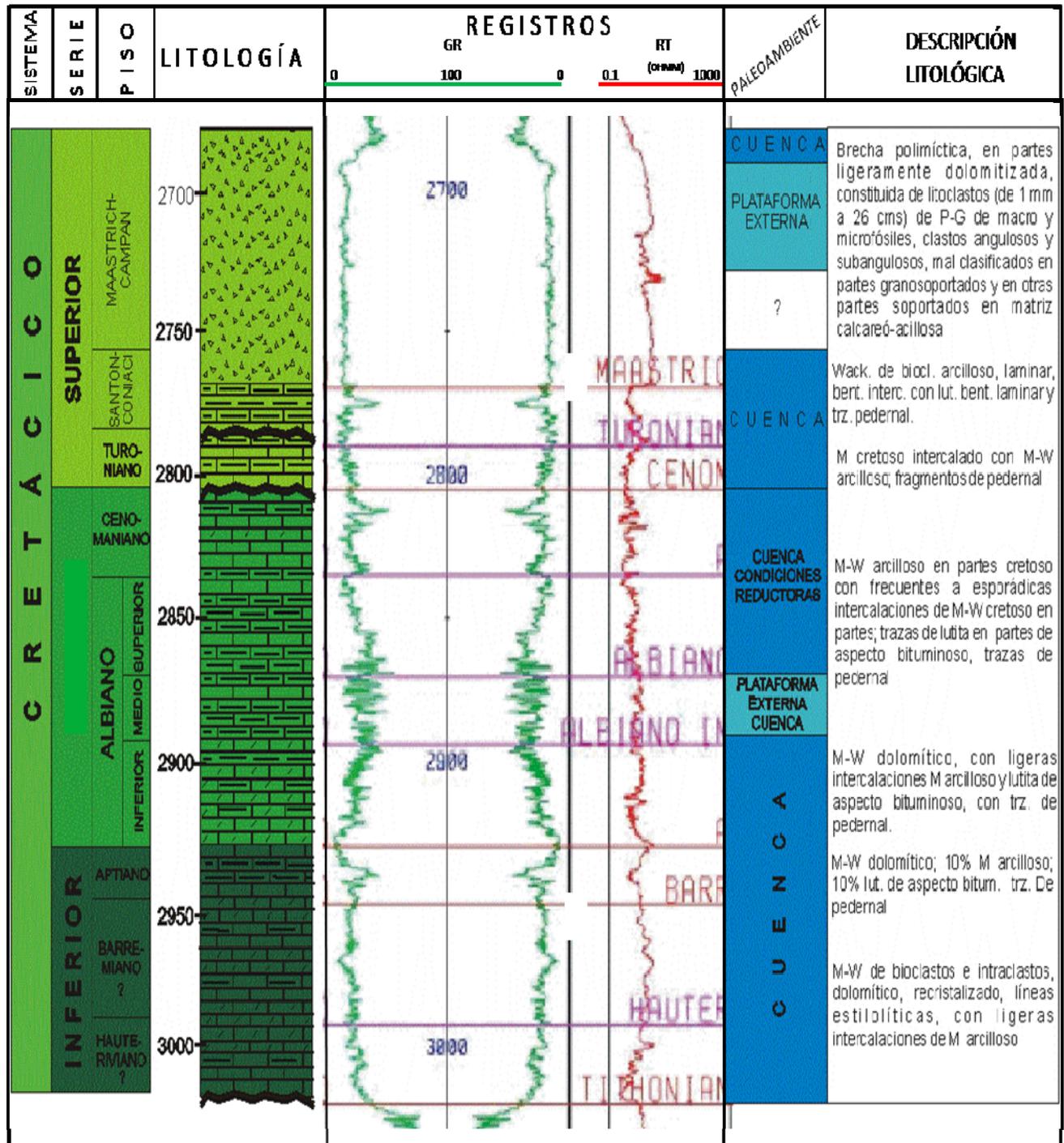


Fig. 3.7.- Columna Estratigráfica Cretácico Pozo B-1

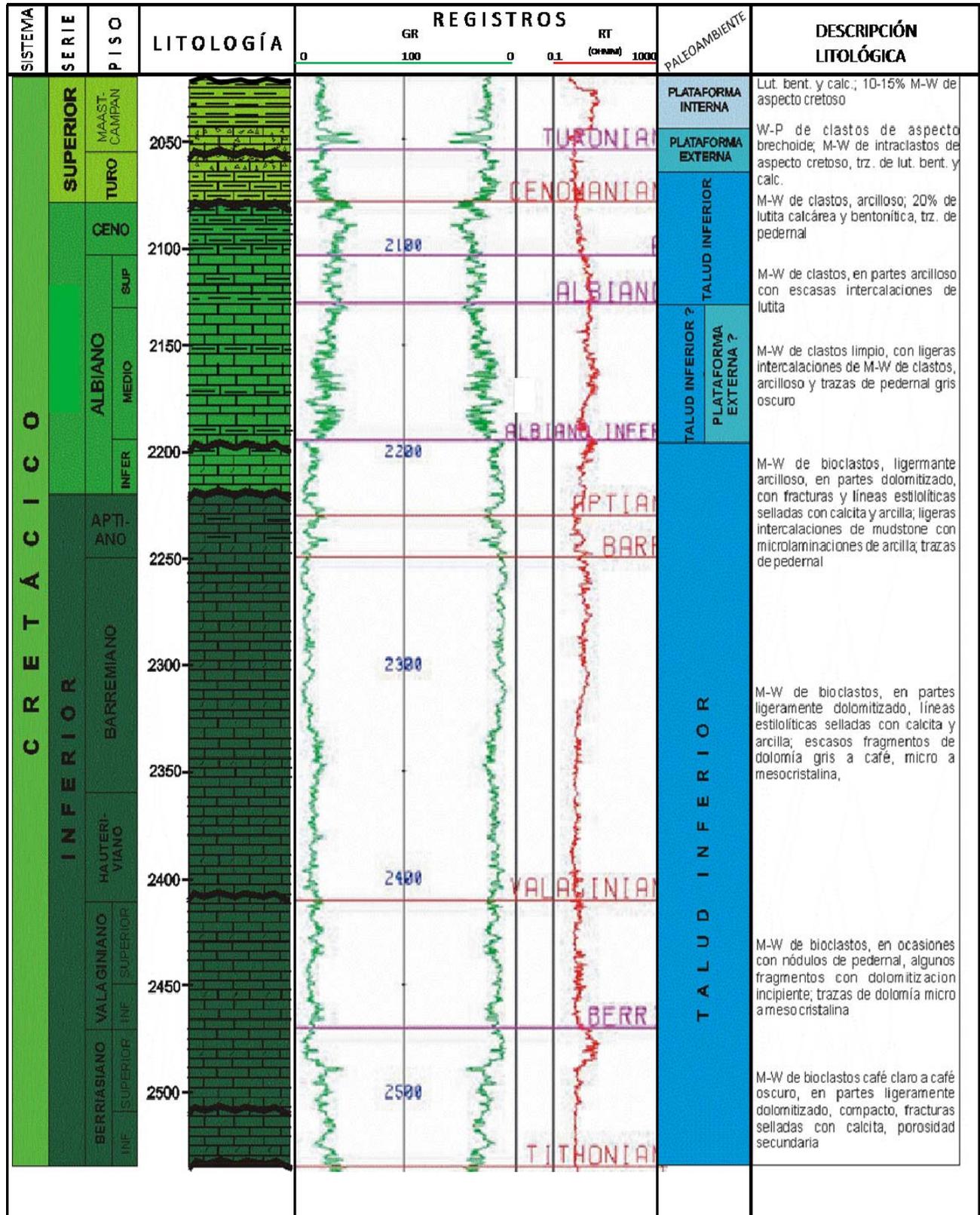


Fig. 3.8.- Columna Estratigráfica Cretácico Pozo C-1

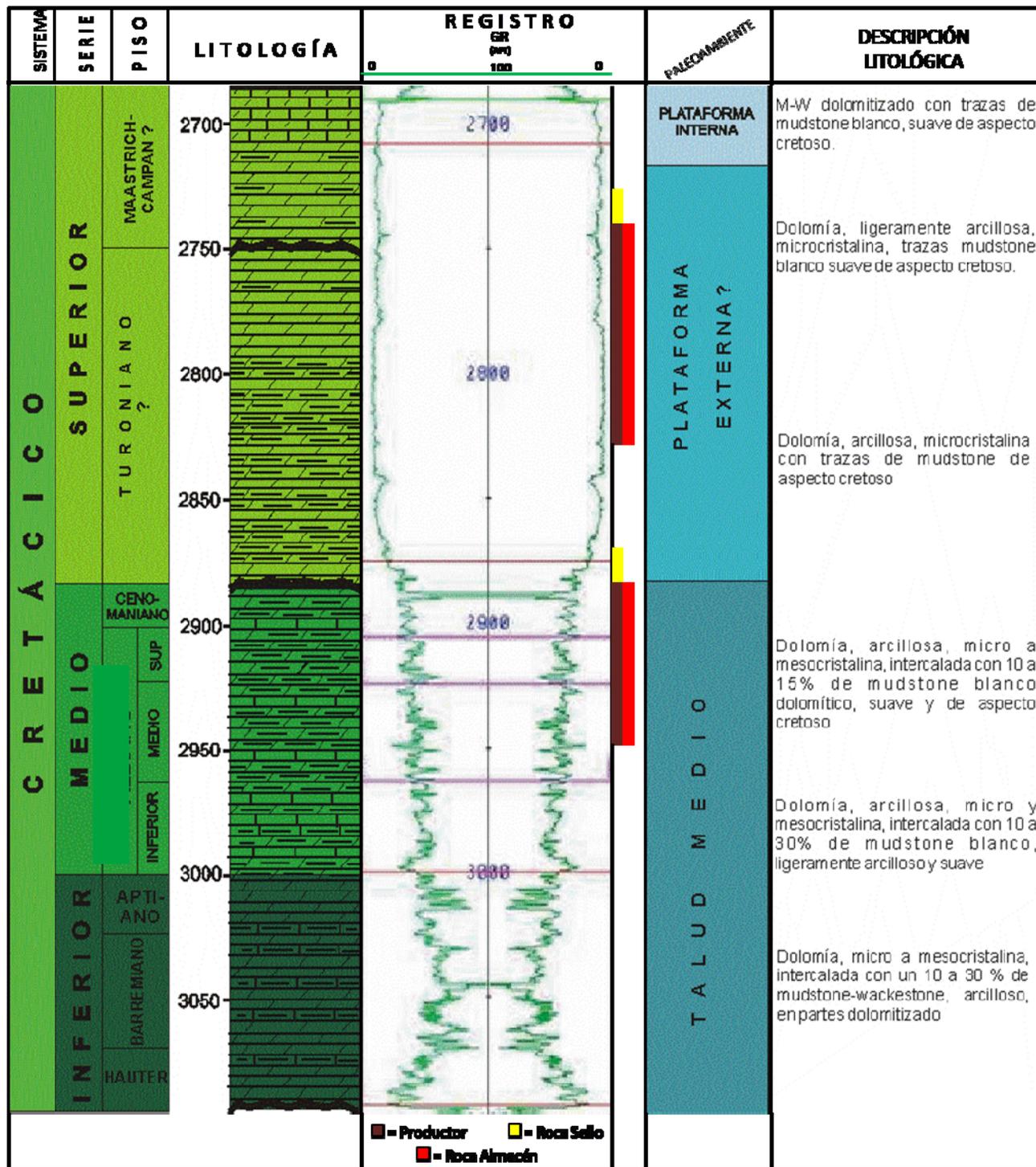


Fig. 3.9.- Columna Estratigráfica Cretácico Pozo D-1

3.2.3. Cenozoico

3.2.3.1. Paleógeno

– Paleoceno

En el pozo **A-1** se identificaron rocas del Paleoceno Inferior, en el intervalo 2700-2715 m (Fig. 3.10); constituido litológicamente por lutita bentonítica, gris claro y gris verdoso, en partes pardo rojizo, con trazas de bentonita blanca y gris verdoso. El Paleoceno Superior se identificó en el intervalo 2645-2700 m constituido por lutita bentonítica gris claro y gris verdoso, ligeramente calcárea. Los reportes micropaleontológicos indican que los sedimentos del Paleoceno se depositaron en un ambiente batial inferior. Las relaciones estratigráficas en este pozo se desconocen.

En el pozo **B-1** las rocas del Paleoceno Inferior quedaron identificadas en el intervalo 2635-2665 m (Fig. 3.11), litológicamente representadas en su parte superior, por lutita pardo claro a pardo rojizo y gris claro, en partes ligeramente bentonítica, calcárea; hacia su parte inferior constituida por wackestone-packstone de bioclastos, intraclastos y litoclastos, gris claro y verdoso; 10% lutita gris verdoso, ligeramente calcárea y bentonítica. El Paleoceno Superior fue cortado en el intervalo 2560-2653 m, constituido por lutita pardo claro y gris claro, en partes ligeramente bentonítica, calcárea; con intercalaciones de mudstone pardo claro y gris claro, en partes arcilloso; esporádicos fragmentos de pedernal biógeno gris claro. En el Paleoceno Inferior y Superior se asignó un paleoambiente batial inferior. El Paleoceno Inferior así como el Superior guardan una relación estratigráfica concordante tanto en sus cimas como en sus bases con los depósitos del Cretácico Superior y Eoceno Inferior, respectivamente.

En la región nororiental en el pozo **C-1** se identificaron las rocas del Paleoceno Inferior y Medio en el intervalo 1940-2020 m (Fig. 3.12), constituidas por lutita pardo rojizo, calcárea, semidura a dura; 20% de lutita gris verdoso bentonítica y calcárea, semidura a dura; 10 a 30% de mudstone-wackestone blanco a crema de aspecto cretoso, compacta, con porosidad secundaria; depositados en un ambiente batial inferior. El Paleoceno Inferior sobreyace de manera discordante a los depósitos del Cretácico Superior ya que no se encontraron biomarcadores de la cima del Maastrichtiano-Campaniano, y base del Paleoceno Inferior; el Paleoceno Superior suprayace y subyace de manera concordante a las rocas del Paleoceno Inferior y Eoceno Inferior, respectivamente.

En el pozo **D-1** se determinaron a las rocas del Paleoceno Inferior y Superior, en el intervalo 2685-2575 m (Fig. 3.13). El Paleoceno Inferior y la parte inferior del Paleoceno Superior están constituidos por lutita gris verdosa, crema y pardo claro, en partes gris claro, semidura, calcárea, con trazas y hasta un 20% de mudstone-wackestone de bioclastos, blanco a crema, aspecto cretoso, semiduro a duro. Posteriormente la parte superior del Paleoceno Superior está constituido por lutita gris claro y gris verdoso, semidura, calcárea, en partes arenosa y con bentonita; trazas de mudstone-wackestone de bioclastos, blanco a crema, aspecto cretoso, semiduro a duro. En base a los estudios micropaleontológicos se le asignó un ambiente de batial inferior a todo el Paleoceno. El Paleoceno Inferior suprayace y subyace concordantemente a los depósitos del Cretácico Superior y Paleoceno Superior, respectivamente, mientras que el

Paleoceno Superior suprayace concordantemente al Paleoceno Inferior y subyace discordantemente al Eoceno Inferior.

– Eoceno

El Eoceno Inferior, Medio y Superior quedaron identificados en el pozo **A-1** en el intervalo 2405-2645 m (Fig. 3.10), constituido por lutita bentonítica gris claro y gris verdoso, ligeramente calcárea, en partes pardo rojizo, trazas de bentonita gris claro y gris verdoso, depositados en un ambiente batial inferior. Las relaciones estratigráficas en este pozo se desconocen. En el pozo **B-1** el Eoceno Inferior fue identificado en el intervalo 2345-2560 m (Fig. 3.11), constituido por lutita gris claro y pardo claro, ligeramente calcárea, en partes bentonítica; con algunas intercalaciones en su parte media de mudstone pardo claro y gris claro, en partes arcilloso; esporádicos fragmentos de pedernal biógeno gris claro, depositados todavía en un ambiente batial inferior. El Eoceno Medio se identificó en el intervalo 2275-2345 m, constituido por lutita gris claro y gris verdoso, en partes pardo claro, ligeramente calcárea, en partes arenosa, ocasionalmente bentonítica; trazas de mudstone pardo claro de aspecto cretoso. Finalmente el Eoceno Superior fue cortado en el intervalo 2205-2275 m representado litológicamente por lutita gris claro y gris verdoso, en partes pardo claro, ligeramente calcárea, en partes arenoso, ocasionalmente bentonítica. Ambos Eoceno Medio y Superior se depositaron en un ambiente batial medio. Los depósitos del Eoceno suprayacen concordantemente a las rocas del Paleoceno Superior e infrayacen concordantemente a las rocas del Oligoceno Inferior.

En el pozo **C-1** se identificó a la unidad Eoceno Inferior en el intervalo 1815-1940 m (Fig. 3.12), constituido en su parte inferior por: lutita pardo rojizo, calcárea, semidura a dura; 20% lutita gris verdoso bentonítica y calcárea semidura a dura; 10-15% mudstone-wackestone blanco a crema de aspecto cretoso, compacto, con porosidad secundaria; posteriormente, la parte media y superior están constituidas por lutita gris verdoso bentonítica, semidura a dura, calcárea con trazas de lutita pardo rojizo. Según el contenido faunístico del Eoceno Inferior se le asignó un ambiente batial inferior. Esta unidad suprayace concordantemente a las rocas del Paleoceno Superior, y subyace discordantemente a las rocas del Eoceno Medio. El Eoceno Medio y Superior se determinaron en el intervalo 1815-1700 m, principalmente constituidos por lutita gris verdoso, semidura a dura, calcárea, ligeramente arenosa con esporádica piritita diseminada. El registro micropaleontológico indica que a la profundidad de 1770 m se tiene un cambio de ambiente de batial inferior a batial medio, indicando facies menos profundas durante el Eoceno Superior y parte del Eoceno Medio. El Eoceno Superior suprayace y subyace concordantemente con las unidades Eoceno Medio y Oligoceno Inferior, respectivamente.

En el pozo **D-1** se identificaron a las rocas del Eoceno en el intervalo 2405-2575 m (Fig. 3.13). Litológicamente el Eoceno Inferior y parte inferior del Eoceno Medio, están constituidas por lutita gris claro y gris verdoso, semidura, calcárea, en partes arenosa, bentonítica en partes, con trazas hasta un 10 % de lutita pardo, semidura, calcárea. Por su parte, la parte superior del Eoceno Medio y el Eoceno Superior están constituidos por lutita gris verdoso claro, en partes pardo claro y gris verdosa, semidura y en partes suave, calcárea, con trazas de carbón negro. Se asignó un paleoambiente de batial inferior durante todo el Eoceno. Estratigráficamente, observamos dos grandes discordancias en la cima y base del Eoceno: el Eoceno Inferior suprayace de manera

discordante a las rocas del Paleoceno Superior, e igualmente discordante subyace al Oligoceno Inferior.

– Oligoceno

El Oligoceno Inferior, Medio y Superior fueron identificados en el pozo **A-1**, en el intervalo 2290-2405 m (Fig. 3.10), constituido litológicamente por lutita bentonítica gris verdoso, suave a semidura, plástica y ligeramente calcárea. Según los reportes paleontológicos de este pozo, indican que hubo un cambio en el ambiente de depósito durante el Oligoceno Inferior y Medio, cambiando de batial inferior a batial medio distal; y posteriormente durante el Oligoceno Superior hubo un cambio a un ambiente de batial superior que se mantuvo hasta el Mioceno Inferior. Las relaciones estratigráficas en este pozo se desconocen.

El Oligoceno Inferior quedó identificado en el pozo **B-1**, en el intervalo 2140-2205 m (Fig. 3.11), constituido por lutita gris claro y gris verdoso, ligeramente calcárea, con esporádicos fragmentos de mudstone crema claro de aspecto cretoso. Posteriormente el Oligoceno Medio fue cortado en el intervalo 2080-2140 m, representado por lutita gris claro y pardo claro, ligeramente calcárea. Finalmente el Oligoceno Superior se marcó en el intervalo 2050-2140 m y está constituido por lutitas gris claro y gris verdoso, de aspecto bentonítico. Según el contenido faunístico se le asignó a todo el Oligoceno un paleoambiente batial medio. Estratigráficamente, únicamente, el Oligoceno Superior suprayace discordante al Oligoceno Medio.

En el pozo **C-1** se encontraron rocas del Oligoceno Inferior, Medio y Superior, en el intervalo 1585-1700 m (Fig. 3.12), constituido por lutita gris a gris verdoso, semidura a dura, calcárea, ligeramente arenosa con esporádica pirita diseminada. Estos depósitos corresponden a ambientes batial medio debido a que se encontraron microfósiles bentónicos indicadores de esta profundidad; adicionalmente se observaron delgados intervalos con especies correspondientes a batial superior y batial inferior, por lo que, se podría señalar un nivel paleobatimétrico batial medio proximal en estos puntos. Tanto el Oligoceno Inferior, Medio y Superior suprayacen y subyacen concordantemente con los respectivos pisos estratigráficos; únicamente la cima del Oligoceno Medio presenta un contacto discordante con las rocas del Oligoceno Superior debido a la ausencia de especies fósiles representativas de esta edad.

Solo se identificaron rocas del Oligoceno Medio y Superior en el pozo **D-1** en el intervalo 2300-2405 m (Fig. 3.13), litológicamente constituidos por lutita gris verdoso claro, suave a semidura, calcárea, en partes con bentonita, y algunas trazas de mudstone-wackestone en la base del Mioceno Medio, depositados en un ambiente batial inferior. El análisis micropaleontológico no encontró fauna perteneciente al Oligoceno Inferior, por lo que el Oligoceno Medio descansa discordantemente por encima del Eoceno Superior; el Oligoceno Superior suprayace concordantemente al Oligoceno Medio, y subyace discordante al Mioceno Inferior.

3.2.3.2. Neógeno

– Mioceno

En el pozo **A-1** se identificaron los depósitos del Mioceno Inferior en el intervalo 1990-2290 m (Fig. 3.10), constituido, en su parte inferior, por lutita gris a gris oscuro, en partes ligeramente arenosa, semidura, ligeramente calcárea, intercalada con un 10 a 20% de lutita bentonítica, gris verdosa, suave a semidura, plástica y ligeramente calcárea; la parte superior está constituida por lutita gris verdosa, suave a semidura, ligeramente calcárea de aspecto bentonítico intercalada con lutita gris a gris verdosa, plástica, suave y calcárea. El contenido faunístico indica que dichos depósitos pertenecen a un ambiente batial superior. Posteriormente el Mioceno Medio fue localizado en el intervalo 1695-1990 m, constituido por lutita gris verdoso, plástica, en partes arenosa, suave y calcárea. Los reportes paleontológicos indican que la parte inferior del Mioceno Medio (1860-1990 m) corresponde a ambientes de nerítico externo, mientras que la parte superior corresponde a un ambiente batial superior. Finalmente el Mioceno Superior está representado litológicamente por lutita gris verdosa, plástica, en partes arenosa, suave y calcárea; trazas de arenisca de cuarzo gris claro de grano fino, subangulosos, mal consolidados y cementados en material arcilloso, con porosidad primaria intergranular, regular a buena, con trazas de mudstone pardo claro, semiduro, sin porosidad observable; depositados en una ambiente batial superior. Las relaciones estratigráficas en este pozo se desconocen.

El Mioceno Inferior se identificó en el pozo **B-1** en el intervalo 1955-2050 m (Fig. 3.11), constituido por lutitas gris claro, en partes arenosa, así como lutitas gris verdosas bentonítica, con algunas alternancias de mudstone crema claro de aspecto cretoso, depositadas en un ambiente batial medio. Por otro lado, el Mioceno Medio se cortó en el intervalo 1790-1955 m, caracterizado por lutita gris claro, ligeramente calcárea, ligeramente arenosa con esporádicos fragmentos de arenisca gris, de grano fino de cuarzo subredondeado, porosidad primaria pobre, en matriz arcillosa. Los reportes paleontológicos indican que la parte inferior del Mioceno Medio (1875-1955 m), corresponden a ambientes de nerítico externo, mientras que la parte superior corresponde a un ambiente batial superior. Finalmente las rocas del Mioceno Superior se encontraron en el intervalo 1720-1790 m, representado litológicamente por lutita gris claro y verdoso, ligeramente calcárea y bentonítica, depositados en un ambiente batial superior. Aparentemente tanto la base como la cima de Mioceno son concordantes con el Oligoceno Superior y Plioceno Inferior.

En el pozo **C-1** se identificaron rocas del Mioceno Inferior, Medio y Superior, en el intervalo 1380-1585 m (Fig. 3.12), representado litológicamente por lutita gris a gris verdosa, semidura a dura, calcárea, ligeramente arenosa, con esporádica pirita diseminada. A la profundidad 1515 m, en el Mioceno Inferior, se observó una disminución marcada de las especies correspondientes a niveles batimétricos de batial medio, mientras que se observó la aparición y aumento de especies pertenecientes a batial superior-nerítico externo. El Mioceno Inferior suprayace y subyace concordantemente a las rocas del Oligoceno Superior y Mioceno Medio, pero se identificó una discordancia a la profundidad de 1515 m dentro del Mioceno Inferior, en el cambio de ambiente batial medio a batial superior-nerítico externo. Por otro lado, el Mioceno Medio suprayace concordantemente al Mioceno Inferior, y tiene en su cima un contacto discordante con las rocas del Mioceno Superior. Fue difícil establecer la cima del Mioceno Superior, debido a que no se

encontraron biomarcadores adecuados y suficientes, por lo que el contacto se infiere dentro del intervalo 1380-1410 m.

En el pozo **D-1** se identificó al Mioceno Inferior y Medio, en el intervalo 2075-2295 m (Fig. 3.13), litológicamente constituido en su parte inferior y media, por lutita gris clara, suave a semidura, calcárea, con trazas de mudstone-wackestone, color crema; la parte superior está constituida por lutita gris verdoso claro, suave a semidura, calcárea. El Mioceno Superior se delimitó en el intervalo 1955-2075 m, constituido en la parte inferior, por lutita gris verdoso y gris claro, semidura, calcárea, en partes con bentonita; en la parte media y superior, por lutita gris verdoso, suave a semidura, ligeramente calcárea, en partes con bentonita con trazas y hasta 10-30 % de mudstone-wackestone, color crema. El reporte micropaleontológico indica que durante todo el Mioceno en el pozo D-1 existieron ambientes de batial medio, cambio que se vio marcado en la entrada al Mioceno Inferior. El Mioceno Inferior probablemente descansa discordantemente sobre las rocas del Oligoceno Superior, debido a una pequeña discontinuidad en el registro paleontológico; así mismo se tienen discordancias en el límite Mioceno Inferior-Mioceno Medio, Mioceno Medio-Mioceno Superior y Mioceno Superior-Plioceno Inferior.

– Plioceno

En el pozo **A-1** se identificó al Plioceno Inferior en el intervalo 1435-1610 m (Fig. 3.10), litológicamente representado por lutita gris verdoso, plástica, suave y calcárea. Posteriormente, el Plioceno Medio fue cortado en el intervalo 1280-1435 m, constituida por lutita gris verdoso, suave, plástica y calcárea, con trazas de pirita diseminada. Tanto el Plioceno Inferior como el Medio se depositaron en una ambiente batial superior, según los reportes y estudios micropaleontológicos. El Plioceno Superior se identificó en el intervalo 1185-1280 m litológicamente representado por lutita gris verdoso, suave, plástica y calcárea, depositada en un ambiente nerítico externo distal.

En el pozo **B-1** se identificó al Plioceno Inferior en el intervalo 1540-1720 m (Fig. 3.11), constituido por lutita gris claro y verdoso, ligeramente calcárea y bentonítica; depositada en un ambiente batial superior. Aparentemente, tanto su contacto inferior como superior, son concordantes con las rocas del Mioceno Superior y Plioceno Medio, respectivamente. El Plioceno Medio se identificó en el intervalo 1340-1540 m, litológicamente constituido por lutita gris claro, en partes ligeramente calcarea y bentonítica, con pirita diseminada y trazas de mudstone gris claro arcilloso, depositados en una ambiente batial superior. Se cree que este intervalo suprayace concordantemente a los sedimentos del Plioceno Inferior, e infrayace concordantemente a las rocas del Plioceno Superior. No se recuperaron muestras representativas del Plioceno Superior ya que durante la etapa de perforación hubo circulación y salida de fluido y recorte al lecho marino, pero se identificó su cima y base, en el intervalo 1240-1340 m.

El Plioceno Inferior, Medio y Superior fueron cortados por el pozo **C-1**, en el intervalo 1105-1380 m (Fig. 3.12), representados litológicamente por lutita gris a gris verdoso, semidura a dura, calcárea, ligeramente arenosa, con esporádica pirita diseminada, depositada en un ambiente nerítico externo-batial superior. Se observó que dichas unidades presentan contactos concordantes con las unidades o pisos que las suprayacen o sobreyacen. Fue difícil establecer la cima del Plioceno

Superior debido a la escasa presencia de biomarcadores representativos de la cima del Plioceno, por lo que se infirió dentro del intervalo 1105-1135 m.

En el pozo **D-1** se cortó al Plioceno Inferior en el intervalo 1880-1955 m (Fig. 3.13), representado litológicamente por lutita color gris claro, semidura a suave, ligeramente calcárea, en partes arenosa y bentonita; muy pocas trazas de mudstone crema, arcilloso, depositados en un ambiente batial medio. Esta unidad suprayace discordantemente a las rocas del Mioceno Superior y subyace concordantemente al Plioceno Medio. El Plioceno Medio y Superior quedaron identificados en el intervalo 1720-1880 m, representado por lutita gris claro, suave a semidura, ligeramente calcárea, arenosa, en partes con bentonita; trazas y hasta un 10% de mudstone color crema, arcilloso. Los reportes paleontológicos indican variaciones en el paleoambiente de depósito para esta época: el intervalo 1855-1885 m, en la base del Plioceno Medio, corresponde a ambientes de batial superior; el intervalo 1780-1855 m, en el Plioceno Medio-Superior, corresponde a ambientes de nerítico externo; y finalmente el intervalo 1515-1780 m, en el Mioceno Superior-Pleistoceno, corresponde nuevamente a ambientes batial superior. Posiblemente hay una discordancia en el límite Plioceno Medio-Superior.

3.2.4. Pleistoceno

El registro geofísico del pozo **A-1** comenzó a registrar a partir de los 785 m de profundidad (Fig. 3.10), delimitando su base a una profundidad de 1185 m. Litológicamente la unidad está constituida por lutita gris verdosa, suave plástica y calcárea. Las relaciones estratigráficas en este pozo se desconocen. Del mismo modo el pozo **B-1** comenzó a registrar rocas del Pleistoceno a la profundidad de 790 m y se determinó su base a la profundidad de 1240 m (Fig. 3.11), su litología es desconocida debido a que no se recolectaron muestras.

En el pozo **C-1** se estableció la base del Pleistoceno en el intervalo 1105-1135 m (Fig. 3.12), se comenzó a tomar registro desde una profundidad de 425 m. Su litología es desconocida debido a que no se recolectaron muestras. En el pozo **D-1** se identificó la base del Pleistoceno Inferior a la profundidad de 1720 m (Fig. 3.13); comenzó a tomar registro desde una profundidad de 790 m. El intervalo 1515-1720 m está constituido por lutita gris claro, suave a semidura, ligeramente calcárea, arenosa, en partes con bentonita con trazas de pirita y trazas de carbón, depositadas en un ambiente batial superior.

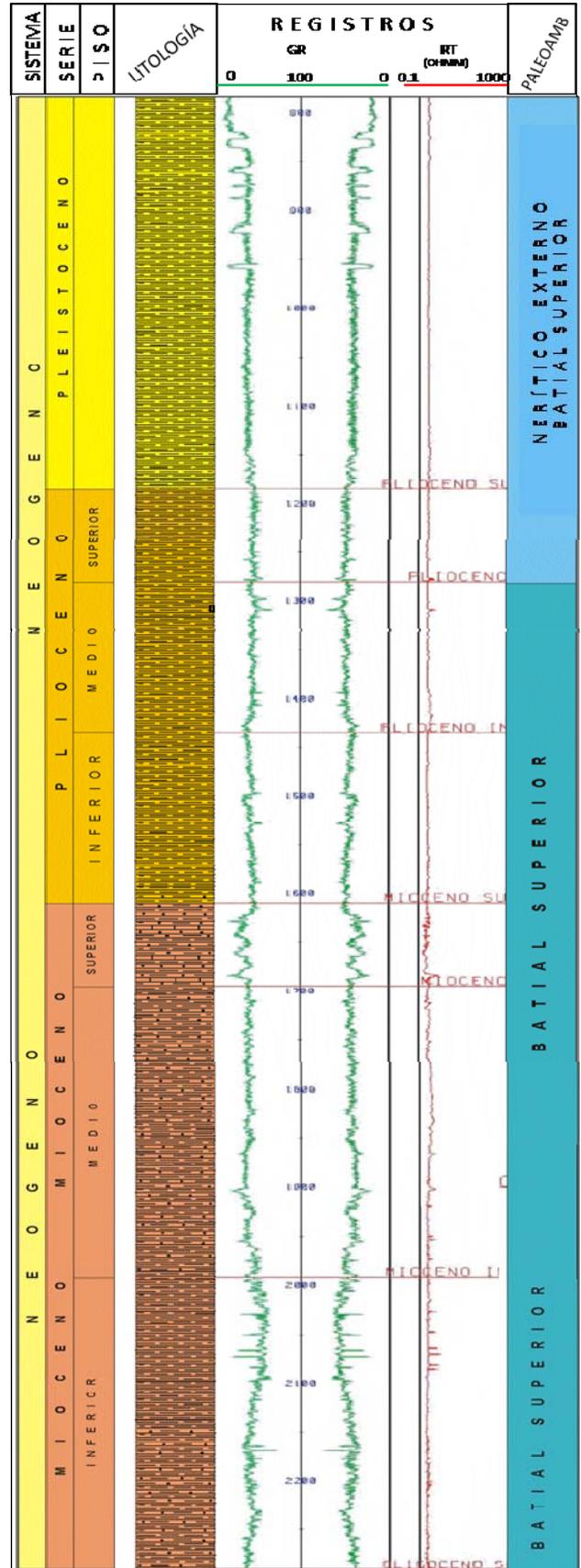
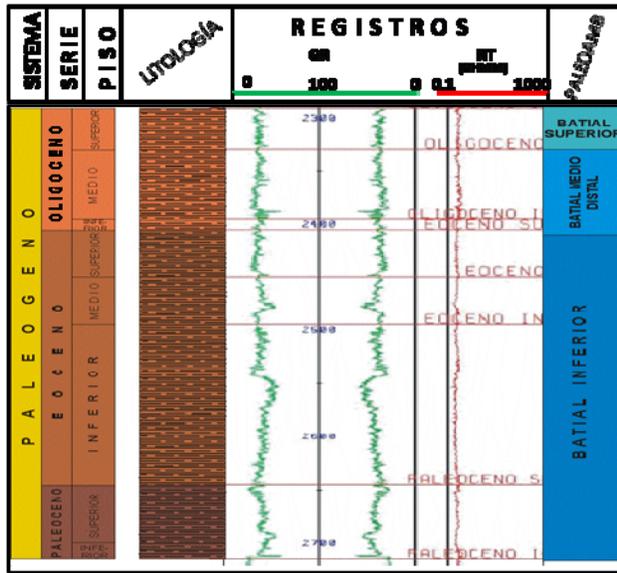


Fig. 3.10.- Columna Estratigráfica del Cenozoico Pozo A-1

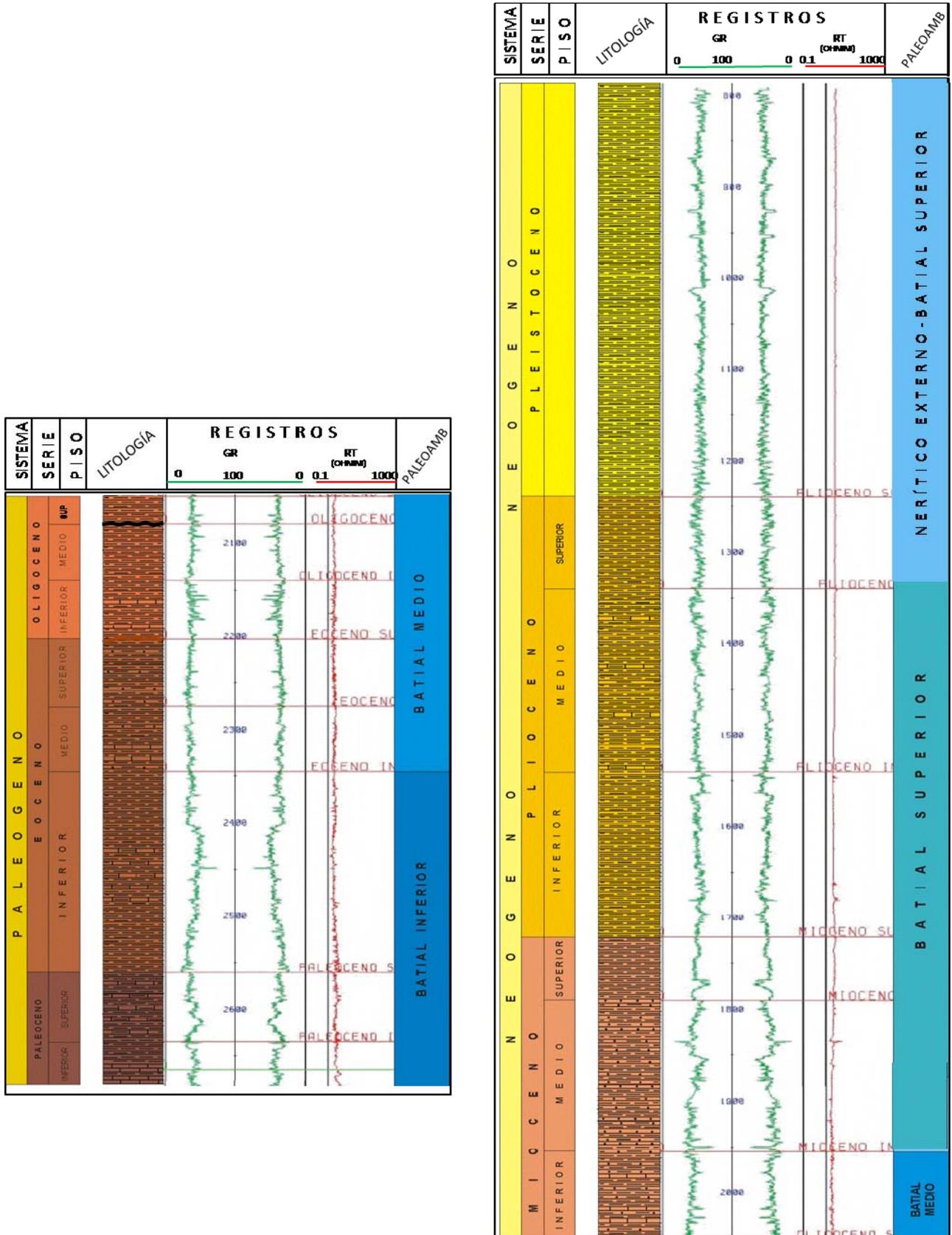


Fig. 3.11.- Columna Estratigráfica del Cenozoico Pozo B-1

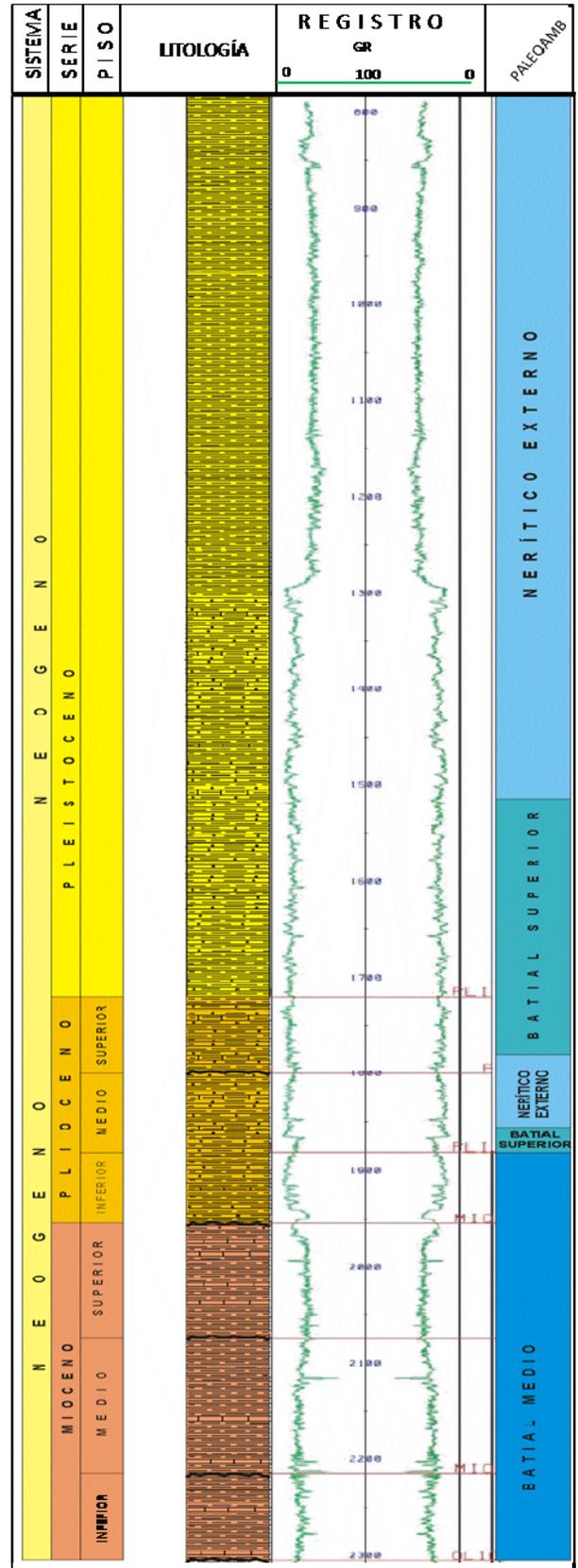
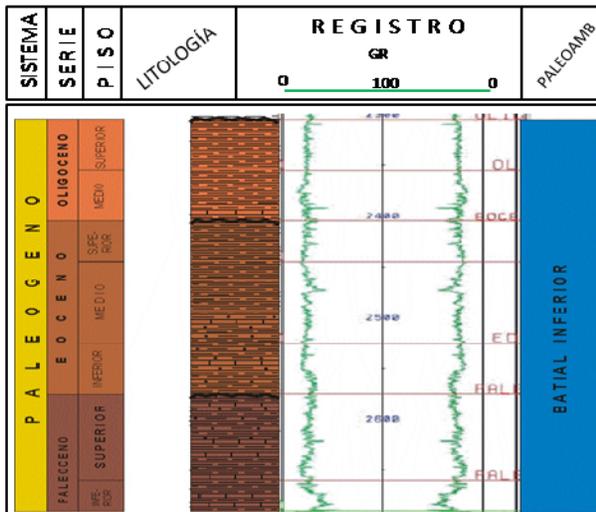


Fig. 3.13.- Columna Estratigráfica del Cenozoico Pozo D-1

Capítulo 4. ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA TAMIL-NAB

4.1. INTRODUCCIÓN

Este capítulo concierne a la interpretación sísmoestratigráfica de una sección sísmica en tiempo (0-5500 msec) con una longitud aproximada de 85 km, exhibiendo una dirección preferencial en planta NE-SW y pasando por cuatro pozos exploratorios: A-1, B-1, C-1 y D-1 (Fig. 4.1). Dicha sección es perpendicular a la dirección del aporte sedimentario durante el Cenozoico, siendo principalmente terrígeno proveniente de la Sierra de Chiapas; y a la vez paralela a la dirección del aporte sedimentario durante el Mesozoico, proveniente de la Plataforma Carbonatada de Yucatán.

La metodología utilizada para la interpretación, fue la estratigrafía sísmica y el análisis de facies sísmicas, metodologías propuestas por Mitchum y Vail en 1977. Con este análisis se identificaron 12 secuencias sísmicas depositadas desde el Jurásico Superior al Reciente y descritas de la más joven a la más antigua. Las secuencias S1 a S9 corresponden al Neógeno, la secuencia S10 al Paleógeno, la secuencia S11 al Cretácico-Tithoniano y la secuencia S12 al Kimmeridgiano-Oxfordiano. Para facilitar la descripción de las secuencias, se ha subdividido a la sección sísmica en dos zonas: a) zona occidental, cercana a los pozos A-1 y B-1, y b) zona oriental, cercana a los pozos C-1 y D-1. La Fig.4.1 muestra la sección no interpretada indicando ambas zonas.

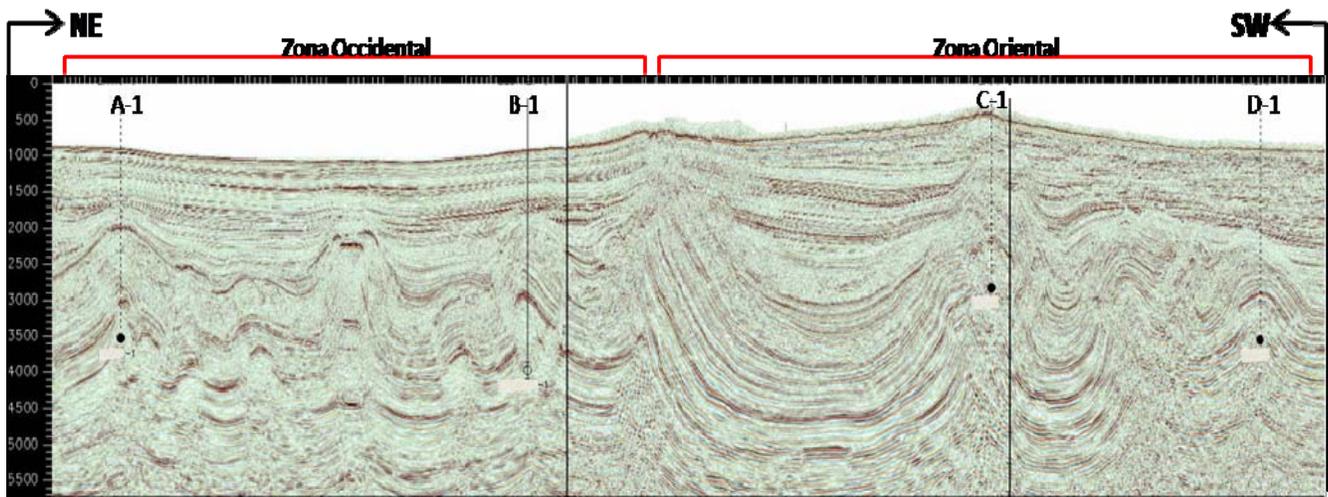


Fig. 4.1.- Sección sísmica del área Tamil-Nab. Zona Occidental (ZW) cercana a los pozos A-1 y B-1; Zona Oriental (ZE) cercana a los pozos C-1 y D-1. Longitud de la sección: aproximadamente 85 km.

Debido a que la interpretación se realizó en un marco de estratigrafía sísmica, es importante recordar que una secuencia sísmica es una sucesión o paquetes de reflectores sísmicos relativamente conformantes interpretados como estratos genéticamente relacionados y separados por superficies de discontinuidad, tanto en su cima como en su base. Dichas superficies de discontinuidad están marcadas por terminaciones de reflectores sísmicos, e interpretadas como discordancias o su respectiva concordancia lateral.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A continuación se muestran cuales fueron los diferentes parámetros sísmicos que se tomaron en cuenta para la descripción de las secuencias durante el análisis sismoestratigráfico, así como una breve descripción de las características de cada uno de ellos:

- Límites de Secuencia: Son superficies de discontinuidad interpretadas como discordancias o su relativa continuidad lateral. En la sección sísmica se identifican por la continuidad y terminación de los reflectores sísmicos sobre superficies depositacionales. Los límites pueden ser discordantes o concordantes, y para cada secuencia sísmica se tiene un límite de secuencia inferior y un límite de secuencia superior. Los límites discordantes tienen terminaciones sísmicas de onlap, downlap y toplap, así como discordancias erosivas o truncacionales, mientras que los límites concordantes muestran patrones sísmicos relativamente paralelos sin mostrar inclinaciones aparentes.
- Espesor: Debido a que no se contó con una sección sísmica en profundidad los espesores de las secuencias, se refieren en tiempo de reflejo (mseg) que corresponde a la diferencia en tiempo entre la cima y base de la secuencia.
- Continuidad: Se refiere al grado de coherencia entre reflectores contiguos. A lo largo de la sección se pueden identificar reflectores sísmicos continuos, discontinuos o parcialmente continuos.
- Amplitud: Se refiere a la magnitud de los eventos de reflexión y están íntimamente relacionadas con las impedancias acústicas de los medios rocosos atravesados; entre mayor es el contraste mayor es la amplitud y viceversa. La descripción de las amplitudes se realizó en una escala relativa de altas, moderadas a bajas.
- Frecuencia: Es una característica de la naturaleza del pulso sísmico, entre menor es la duración del pulso sísmico mayor es el contenido de frecuencia. Las frecuencias que se describen van de altas, moderadas a bajas.
- Patrones de Configuración Interna: Son las características geométricas de los reflectores sísmicos dentro de cada secuencia. Nos indican como es el arreglo interno de los estratos a partir de su geometría y disposición siendo útil para la estimación de litofacies. En la sección interpretada se observaron patrones sísmicos paralelos, subparalelos, divergentes y caóticos.
- Forma Externa: Identifica en dos dimensiones la forma externa o geometría que exhibe cada secuencia sísmica a lo largo de toda la sección. Pueden ser de diferentes formas pero, las más usuales son en forma de laminar (“sheet” o “sheet sraps”), cuniforme (“wedge”), lenticular, monticular, entre otras.
- Ambiente de Depósito: A partir de la interpretación de los parámetros anteriores, es posible inferir para cada secuencia, el ambiente y procesos sedimentarios y estimación de litofacies totales.

En la Tabla 4.1 se muestra resumidas las descripciones de los parámetros sísmicos que se interpretaron para cada secuencia sísmica:

Tabla. 4.1. Descripción de parámetros de las secuencias sísmicas interpretadas (ZW= zona occidental, ZE= zona oriental).

No. Secuencia	Edad	Espesor (mseg)	Límite Inferior	Límite Superior	Continuidad	Amplitud	Frecuencia	Patrones de Configuración	Paleoambiente de Depósito	Forma Externa	Energía de Depósito
Secuencia 1	Parte superior Pleistoceno	min 250 - max 550	ZW: concordante ZE: discordante, en ocasiones concordante con terminaciones onlaps	ZW: fondo marino ZE: fondo marino erosivo	ZW: continuos ZE: discontinuos	ZW: moderadas a altas ZE: moderadas a altas	ZW: alta ZE: altas a medias	ZW: Paralelos ZE: subparalelos	ZW: Sedimentos hemipelágicos y lóbulos turbidíticos ZE: Facies de canal, desborde, derrumbes (channel-levee complex)	ZW: Sheet, Sheet drape ZE: Wedge con relleno divergente	ZW: Baja ZE: Alta
Secuencia 2	Parte media Pleistoceno	min 100 - max 250	ZW: Concordante ZE: Concordante, con algunas terminaciones en onlap	ZW: Concordante ZE: Discordante erosivo	Continuos, en partes discontinuos	Baja	Alta a moderadas	ZW: Paralelos, en partes divergentes ZE: subparalelos ondulantes	ZW: Sedimentos hemipelágicos ZE: facies de canal y desborde	ZW: Sheet, Sheet drape ZE: Wedge con relleno divergente	Baja
Secuencia 3	Parte inferior Pleistoceno	min 100 - max 300	ZW: Concordante ZE: Discordante erosivo y algunas terminaciones en onlap y downlap	Concordante	ZW: continuos ZE: discontinuos	Altas a moderadas	Alta a moderadas	ZW: Paralelos, en partes divergentes ZE: subparalelos ondulantes	ZW: Sedimentos hemipelágicos y lóbulos turbidíticos, algunos canales ZE: facies de canal, desborde, derrumbes y lóbulos	ZW: Sheet drape ZE: Wedge con relleno divergente	ZW: Baja ZE: Baja, y más al E Alta
Secuencia 4	Pleistoceno Inferior- Plioceno Superior	ZW: 300 ZE: 50-100	ZW: Concordante ZE: Discordante poco erosivo	ZW: Concordante ZE: Discordante erosivo	ZW: continuos ZE: discontinuos	Baja a moderadas	Alta	ZW: Paralelos, en partes divergentes ZE: subparalelos ondulantes	ZW: Sedimentos hemipelágicos algunos canales ZE: facies de canal y desborde	ZW: Sheet drape ZE: Wedge con relleno divergente	Baja



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Secuencia 5	Plioceno Medio	250-300	ZW: Concordante ZE: Discordante muy erosivo	ZW: Concordante ZE: Discordante poco erosivo	Continuos, en partes discontinuos	Altas a moderadas	Altas a medias	Paralelos, divergentes y en ocasiones subparalelos	ZW: Sedimentos hemipelágicos y lóbulos turbidíticos; derrumbes ZE: Lóbulos y sedimentos hemipelágicos; derrumbes	Wedge con relleno divergente	Baja; derrumbes Alta
Secuencia 6	Plioceno Medio-Inferior	min 100 - max 300	Discordante con el derrumbe	ZW: Concordante ZE: Discordante muy erosivo	Continuos, en partes discontinuos	Bajas	Moderadas	Divergentes en ocasiones paralelos	Lóbulos turbidíticos y sedimentos hemipelágicos	Wedge con relleno divergente	Moderada
Secuencia 7	Plioceno Inferior	min 100 - max 400	Discordante; derrumbe	Discordante; derrumbe	Discontinuos; contorsionados	Bajas	Moderadas	Caóticos y divergentes	Flujos caóticos y derrumbes	Wedge con relleno caótico	Alta
Secuencia 8	Plioceno Inferior - Mioceno Superior	min 450 - max 600	Discordante con el derrumbe	Discordante con el derrumbe	Continuos	Altas	Bajas	Paralelos, divergentes y en ocasiones subparalelos	Lóbulos turbidíticos arenosos y sedimentos hemipelágicos	Wedge con relleno divergente	Baja
Secuencia 9	Mioceno Medio-Oligoceno Superior	min 200- max 700	Discordante; derrumbe	Discordante; derrumbe	Discontinuos; contorsionados	Altas a moderadas	Bajas a muy bajas	ZW: Caóticos ZE: subparalelos, ondulantes	Derrumbes, deslizamientos, flujos caóticos. "Caótica".	Sheet drape	Baja; con apariencia alta
Secuencia 10	Cretácico Superior-Oligoceno Superior	300-400	Discordante con el derrumbe	Concordante	Continuos en ocasiones discontinuos	Muy variadas; predominan moderadas	Bajas a muy bajas	Subparalelos ondulantes	Lóbulos turbidíticos arenosos y sedimentos hemipelágicos	Sheet drape	Baja
Secuencia 11	Tithoniano-Cretácico Superior	ZW: 200-300 ZE: 400-500	Concordante; aparentemente	Concordante; aparentemente	Discontinuos en ocasiones continuos	Muy variadas; predominan moderadas	Bajas a muy bajas	Subparalelos ondulantes	Lóbulos turbidíticos calcáreo-arcillosos intercalados con lutitas hemipelágicas	Sheet drape	Baja
Secuencia 12	Oxfordiano-Kimmeridgiense	ZW: 200-300 ZE: 500-600	Concordante; aparentemente	Concordante; aparentemente	Discontinuos en ocasiones continuos	Bajas a moderada	Muy bajas	Subparalelos ondulantes	Lóbulos turbidíticos calcáreo-arcillosos intercalados con lutitas hemipelágicas	Sheet drape	Baja a media

4.2. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES SISMOESTRATIGRÁFICAS

4.2.1. Secuencia 1 (*Parte Superior del Pleistoceno - Reciente*)

En la región occidental (cercano a los pozos A-1 y B-1), su límite inferior está en contacto con la cima de la Secuencia 2 de manera concordante, paralela y horizontal a la estratificación; su límite superior corresponde al fondo marino actual, siendo este generalmente plano sin rasgos erosivos (Fig. 4.2). Por otro lado, en la zona oriental (cercano a los pozos C-1 y D-1), el límite inferior es parcialmente discordante con la Secuencia 2, mostrando superficies erosivas o truncacionales, con algunas superficies concordantes y paralelas, y en algunas ocasiones se identificaron “onlaps” contra la base de la superficie depositacional (Fig.4.3). Un rasgo notable es que las discordancias erosivas aumentan conforme se acerca a la plataforma en dirección al este (Fig. 4.3) debido al aumento en las facies de canal. Su espesor es variable siendo menor en la zona occidental (250-300 mseg) y mayor en la zona oriental (350-550 mseg). Por otro lado, el espesor se ve reducido en las elevaciones estructurales asociada a anticlinales, y se incrementa en los depocentros.

En el área occidental, las facies sísmicas de esta secuencia corresponden a reflectores generalmente continuos con patrones de configuración paralelos, ligeramente ondulantes, con altas frecuencias y con variaciones en amplitud de medias a altas (Fig.4.2), interpretándose un ambiente de depósito marino en aguas profundas en facies turbidíticas con predominio de arcillas hemipelágicas. Se observan algunos reflectores que gradúan lateralmente en amplitud, indicando posibles facies de lóbulos de arenas finas o limolitas que abarcan grandes distancias, depositados en ambientes profundos de pie de talud, pero con predominio de sedimentos arcillosos hemipelágicos de baja energía. Por otra parte, en la zona oriental, las facies sísmicas cambian drásticamente (Fig. 4.3): se observaron reflectores sísmicos generalmente discontinuos, subparalelos, con altas a moderadas frecuencias y amplitudes, interpretados como depósitos de aguas menos profundas, donde se observan principalmente facies de canal y de desborde, con algunas facies de lóbulos y derrumbes; estas últimas con patrones de reflexión caóticos y hummocky. Las facies de canal están representadas por montículos con una ligera depresión en el centro, por lo general, rellenos de arenas o arcillas, creando superficies erosivas dentro de la secuencia; mientras que las facies de desborde corresponden a los patrones subparalelos y discontinuos de alternancias de lutitas con delgadas capas de areniscas. En cuanto a la forma externa, en la zona occidental, la Secuencia 1 tiene una forma de “sheet drape” dispuesta sobre una superficie casi horizontal y en ocasiones ligeramente cóncava con patrones paralelos, mientras que en la zona oriental exhibe una forma de “wedge” con relleno divergente y patrones con terminaciones en onlap.

4.2.2. Secuencia 2 (*Parte Media del Pleistoceno*)

En la zona occidental, el límite inferior es concordante y paralelo a la estratificación de la Secuencia 3; del mismo modo su límite superior es concordante con la Secuencia 1, sin terminaciones ni rasgos erosivos (Fig. 4.2). En la zona oriental, el límite inferior es relativamente concordante y paralelo con la Secuencia 3 sin mostrar terminaciones ni rasgos erosivos, observándose terminaciones de onlaps en la base de esta secuencia (Fig. 4.3A y B). Por otro lado, se observó que el límite superior es relativamente concordante (Fig. 4.2), pero conforme se acerca



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

a la plataforma, en dirección este, se convierte en un límite discordante erosivo (Fig. 4.3C y D). Su espesor es reducido (100 msec), engrosándose únicamente en una zona de depocentro (250 msec).

El análisis de facies sísmicas indica que: los patrones de reflexión son continuos y en partes se convierten a discontinuos, paralelos, ligeramente ondulantes, ligeramente divergentes, con altas a moderadas frecuencias y bajas amplitudes (Fig.4.2). Únicamente en la parte más oriental se observaron patrones de reflexión totalmente discontinuos, subparalelos y con mayor amplitud (Fig. 4.3). El análisis indica que estos sedimentos se depositaron en un ambiente de baja energía con una sedimentación uniforme y en un ambiente marino profundo con sedimentos arcillosos hemipelágicos. Las bajas amplitudes sugieren que la secuencia está compuesta únicamente por estratos delgados de arcillas sin intercalaciones de areniscas finas o limolitas. Por otro lado, el análisis de facies sísmicas de la zona oriental, indica facies de canales, desbordes y levees, con patrones de reflexión discontinuos y subparalelos. La secuencia presenta una forma externa de “sheet drape” con patrones paralelos, dispuesta sobre una superficie horizontal ligeramente cóncava, así como en forma de “wedge” con patrones divergentes y terminaciones en onlap en las zonas con paleoaltos topográficos.

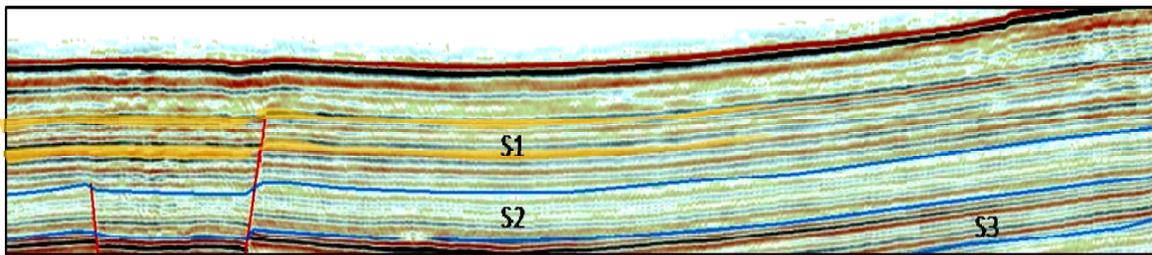


Fig. 4.2.- Interpretación de Facies Sísmicas de la Secuencia 1 y 2 (zona occidental). La Secuencia 1 muestra patrones sísmicos continuos, paralelos y con amplitud moderada a alta, depositados en ambientes hemipelágicos intercalados con lóbulos. Secuencia 2 con patrones continuos, en partes discontinuos, de baja a moderada amplitud, en ambientes hemipelágicos.

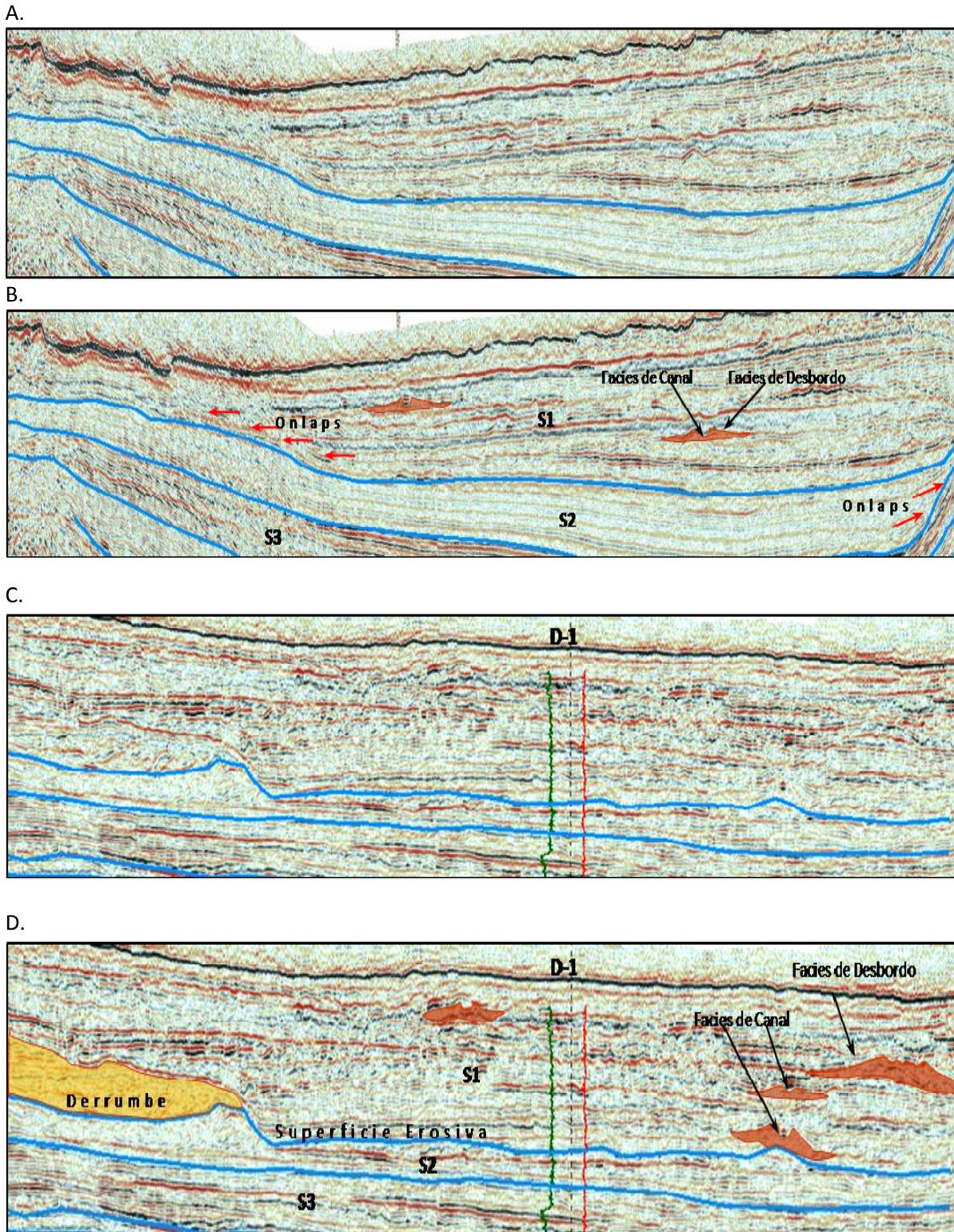


Fig. 4.3.- Interpretación de Facies Sísmicas de las Secuencias 1 y 2 (Zona oriental); A y C son las secciones no interpretadas, B y D son las secciones interpretadas: La Secuencia 1 presenta patrones sísmicos discontinuos, subparalelos, con altas a moderadas frecuencias y amplitudes con facies de canal, desbordo y derrumbes. La Secuencia 2 tiene patrones sísmicos continuos, paralelos, baja amplitud y corresponden a facies hemipelágicas, únicamente en la figura B se observan patrones discontinuos y subparalelos.

4.2.3. Secuencia 3 (*Parte Inferior del Pleistoceno*)

Al igual que en las secuencias anteriores, tiene variaciones laterales en sus límites, facies, espesores y configuración interna. Por lo general, el límite de secuencia inferior es concordante con el límite superior de la Secuencia 4 y paralelo a la estratificación (Fig.4.4); únicamente en la zona más oriental, cercano al pozo D-1, el límite es discordante y erosivo, mostrando algunos patrones con terminaciones en downlap, y onlaps sobre los flancos de paleoaltos topográficos de la superficie deposicional (4.5). El límite de secuencia superior es concordante con la base de la Secuencia 2, siendo en ocasiones ondulante pero paralelo a la estratificación. Su espesor es reducido y muy parecido al de la secuencia 2, con un promedio de 100 mseg; solamente en la zona oriental el espesor aumenta a 250-300 mseg.

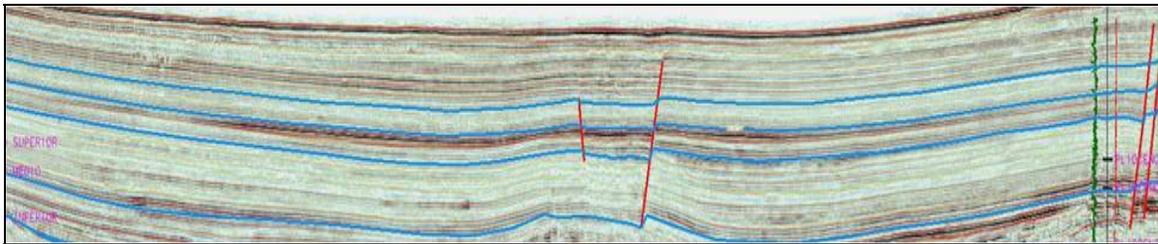
El análisis de facies indicó que son reflectores sísmicos generalmente continuos, con frecuencias altas a moderadas y con reflectores que gradúan fácilmente de amplitudes altas a moderadas; así mismo, se observaron patrones de configuración paralelos ligeramente ondulantes que divergen hacia las márgenes de paleoaltos topográficos. Se interpretó que esta secuencia se depositó en ambientes marinos profundos de baja energía, donde predominan los sedimentos finos hemipelágicos intercalados con turbiditas de arenas finas y limolitas, así como canales aislados. Se identificaron reflectores de moderada amplitud que gradúan lateralmente a amplitudes muy altas (Figs.4.4 y 4.5), indicando posibles facies de lóbulos compuestos por arenas finas o limolitas, abarcando grandes distancias e intercalados con sedimentos arcillosos hemipelágicos. Únicamente en la parte más oriental los patrones son discontinuos, subparalelos, con rápidas variaciones laterales de amplitud, creando formas monticulares, interpretadas como facies de canal y de desbordo (Fig. 4.6). Entre los pozos B-1 y C-1 se encuentra uno de los depocentros más grandes de toda la sección, creado por el efecto de tectónica salina, donde las secuencias se engrosan en la parte más baja y se adelgazan hacia los flancos, formando onlaps sobre las superficies deposicionales (Fig. 4.5). Al igual que las secuencias anteriores, en el lado occidental la secuencia 3 presenta una forma externa “sheet drape” con muy pocas variaciones en la base con patrones paralelos, mientras que el lado oriental presenta formas externas de “wedge” con patrón de relleno divergente y terminaciones de onlap.

4.2.4. Secuencia 4 (*Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior*)

Su límite inferior se caracteriza por ser generalmente concordante y paralelo a la estratificación de la secuencia inferior, siendo ligeramente erosiva en la zona oriental. Del mismo modo, el límite superior es concordante y paralelo a la estratificación de la secuencia superior, cambiando a erosiva en la zona más oriental. Por lo general, la secuencia guarda un espesor casi constante de 300 mseg, pero en la zona más oriental se reduce a aproximadamente 50 o 100 mseg, debido a la fuerte erosión que presentan sus límites inferior y superior.

El análisis de facies sísmicas, indica que los patrones de reflexión son continuos con patrones de configuración interna paralelos y en ocasiones divergentes, frecuencias generalmente altas, y amplitudes bajas a moderadas, con variaciones laterales que gradúan a amplitudes altas abarcando distancias cortas (Fig.4.4 y 4.5). Principalmente se interpretaron facies hemipelágicas, y en ocasiones reflectores cortos que gradúan a altas amplitudes indicando facies de canales y de lóbulos. Por su baja amplitud y gran continuidad se asignaron ambientes de depósitos marinos profundos de baja energía con sedimentación uniforme, con ligeras variaciones en el aporte de sedimentos transportados a la cuenca por canales y lóbulos. Hacia la zona oriental, cercano al pozo D-1, aumentan las facies de canal, desbordo y levees con reflectores discontinuos y subparalelos, indicando ambientes marinos profundos de alta energía que erosionan gran parte de la secuencia (Fig.4.6). En lo que respecta a la forma externa, la secuencia es uniforme dispuesta sobre una superficie casi horizontal, dándole una forma a la secuencia de “sheet drape” con patrones ligeramente divergentes; hacia el oriente la secuencia tiene forma de “wedge”.

A.



B.

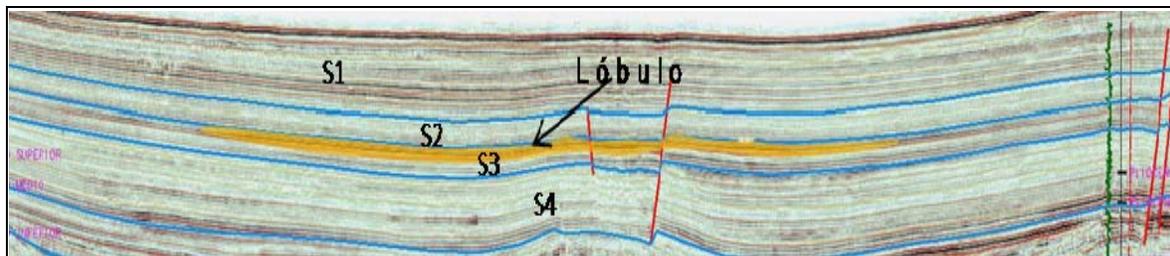


Fig. 4.4.- Interpretación de Facies Sísmica de la Secuencia 3 y 4 (zona occidental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Secuencia 3 con reflectores de moderada amplitud que gradúan lateralmente a amplitudes muy altas, indicando facies de lóbulos de abanicos turbidíticos. Secuencia 4 con reflectores de baja amplitud y ligeras variaciones laterales.

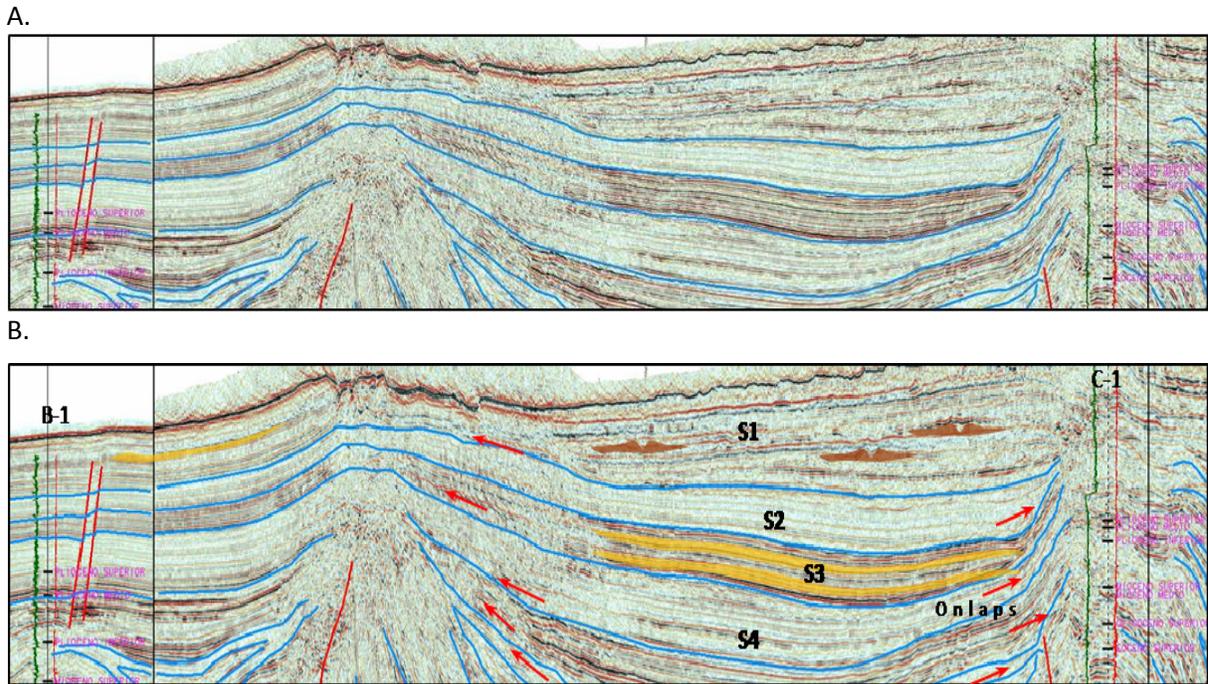


Fig. 4.5.- Minicuenca formada por el efecto de tectónica salina donde se observan adelgazamientos laterales y engrosamientos en el depocentro. A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Secuencias con patrones de relleno divergente y terminaciones en onlap. Secuencia 1 con facies hemipelágicas y lóbulos (izquierda), y facies de canal y desbordo (derecha); Secuencia 2 facies hemipelágicas; Secuencia 3 facies turbidíticas con facies hemipelágicas; Secuencia 4 facies hemipelágicas con algunos lóbulos.

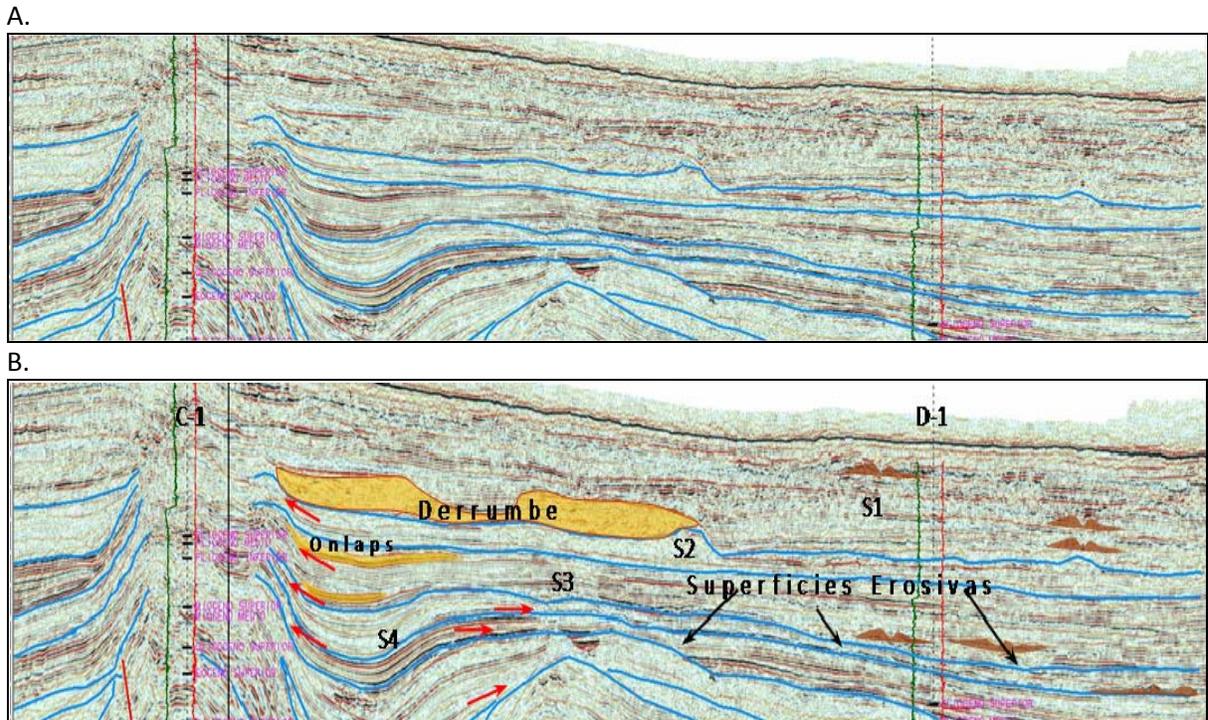


Fig. 4.6.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 3 y 4 (zona oriental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Patrones internos discontinuos y subparalelos con facies de canal, desbordos y levees, y límites de secuencia discordantes erosionados.

4.2.5. Secuencia 5 (*Plioceno Medio*)

Los límites de secuencia son variables: el límite inferior es generalmente concordante (Fig.4.7) pero en la zona oriental es totalmente discordante muy erosivo con terminaciones de onlap sobre la base de la superficie depositacional (Fig.4.8). Por otro lado, el límite superior es concordante, ligeramente discordante y erosivo en la zona oriental. La secuencia tiene un espesor casi homogéneo con ligeras variaciones que van de 250 a 300 mseg.

El análisis de facies muestra que los reflectores son continuos ó ligeramente discontinuos en algunas partes, con patrones de configuración interna paralelos, con muchas variaciones en amplitud pero por lo general, muy altas que cambian a medias. En cuanto a las facies, en la parte occidental, se interpretaron patrones con muy alta amplitud que abarcan largas distancias, interpretados como lóbulos turbidíticos, inmersos en patrones con poca continuidad y baja amplitud, con facies hemipelágicas de ambientes marinos profundos de baja energía; por lo general dominan las facies hemipelágicas (Fig.4.7). Por lo contrario, en la zona oriental dominan las facies de lóbulos turbidíticos, de altas amplitudes, con menos facies hemipelágicas (Fig.4.8), indicando un mayor aporte de sedimentos gruesos como arenas finas y limolitas. Externamente la secuencia exhibe una forma de “sheet drape” y “wedge”, con patrones muy divergentes y terminaciones en onlap hacia los paleoaltos topográficos, dándole a la secuencia una forma cóncava; mientras que las secuencias más jóvenes eran más planas o ligeramente cóncavas. Algo notable, es que, en la base de la secuencia, en los paleobajos topográficos de algunas minicuecas, se identificaron secuencias internas con patrones caóticos, discontinuos, discordantes, con baja amplitud, ondulantes y en ocasiones subparalelos, indicando facies de derrumbes y deslizamientos (Fig. 4.8). Es muy probable que estos depósitos se originaran por flujos turbidíticos de alta velocidad y energía, característicos de los procesos influenciados por gravedad y acarreados localmente, desde las pendientes de los paleoaltos topográficos hacia las minicuecas.

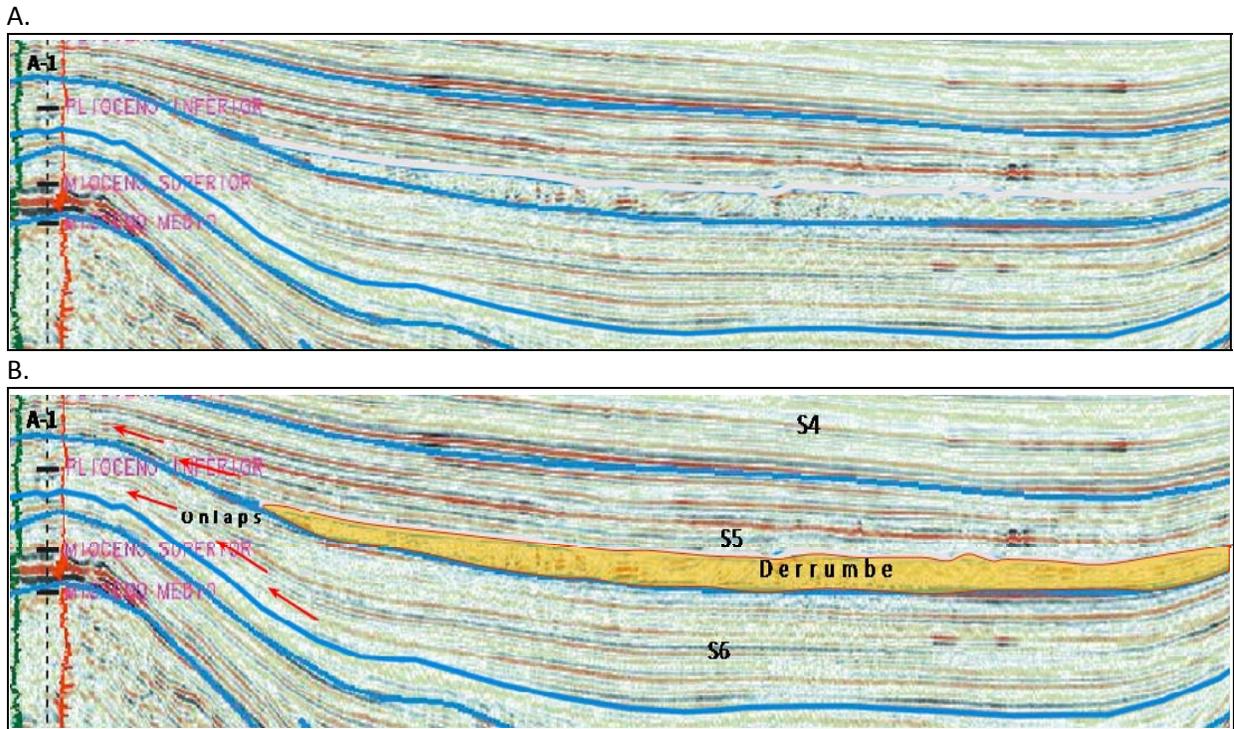


Fig. 4.7.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 5 y 6 (zona occidental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Patrones internos continuos y paralelos con muchas variaciones en amplitud con facies hemipelágicas, lóbulos turbidíticos y derrumbes en la base. Límite de secuencia inferior concordante con algunos patrones divergentes y terminaciones en onlap.

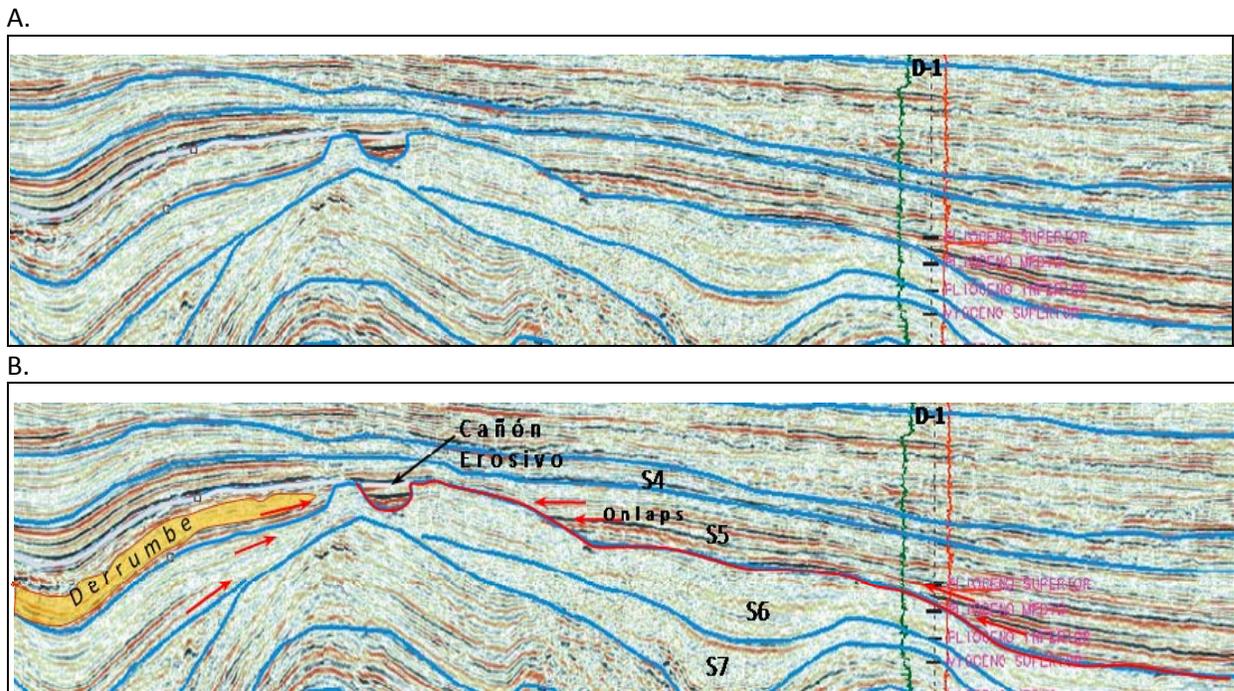


Fig. 4.8.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 5 y 6 (zona oriental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Patrones internos continuos y paralelos con muchas variaciones en amplitud con facies hemipelágicas, lóbulos turbidíticos y derrumbes en la base. Límite inferior de secuencia discordante altamente erosivo (línea roja), donde se observa el relleno de un canal o cañón.

4.2.6. Secuencia 6 (*Plioceno Inferior - Medio*)

Se observa que su límite inferior es discordante con la Secuencia 7, debido a que ésta tiene reflectores internos altamente discontinuos y ondulantes, indicando facies caóticas (Fig.4.9). Por otro lado, su límite superior, en la zona occidental, es concordante a la estratificación de la secuencia superior; pero en la zona oriental se convierte a discordante y erosiva (Fig. 4.8). Su espesor es variable, siendo mayor en los depocentros de las minicuevas inter-diapíricas alcanzando un espesor aproximado de 250-300 mseg, mientras que en las zonas topográficamente altas o depocentros menores su espesor se ve reducido a 100 mseg.

Por lo general, sus patrones de configuración interna son continuos y en ocasiones discontinuos, divergentes hacia las cimas de paleoaltos topográficos y paralelos en los depocentros de baja a moderada amplitud y frecuencias moderadas. Debido a su baja amplitud y relativa discontinuidad, se interpreta que son depósitos de turbiditas en ambientes marinos profundos con moderada energía y con aportes sedimentarios arcillosos intercalados con facies hemipelágicas; escasamente se determinaron facies de canales. Algo notable en la zona oriental es un rasgo muy erosivo con apariencia de canal, o por sus grandes dimensiones un cañón, que socava a la secuencia creando una superficie erosiva que coincide con el límite de secuencia superior. Se infiere que al terminar una fase erosiva de alta energía se depósito la secuencia 5, en un ambiente de depósito de menor energía, rellenando el canal o cañón. La secuencia se adelgaza en varias ocasiones en los paleoaltos topográficos y se engrosa en las minicuevas inter-diapíricas. Su forma externa es de "wedge" hacia ambos lados; se observan patrones notablemente divergentes y con terminaciones en onlap basal hacia las cimas de los altos topográficos y patrones paralelos en el centro del depocentro (Fig.9), donde el aporte de sedimentario es suficiente para rellenar una minicueva con rápida subsidencia.

4.2.7. Secuencia 7 (*Plioceno Inferior*)

Sus límites inferior y superior son discordantes, con patrones de reflexión interna altamente discontinuos y ondulantes, indicando facies caóticas (Fig.4.9). Su espesor es variable, siendo mayor en los depocentros de las minicuevas inter-diapíricas, donde se alcanzan espesores de hasta 400 mseg; mientras que en las zonas topográficamente altas los espesores disminuyen a 100 mseg.

El análisis de facies sísmicas indica que se trata de reflectores altamente discontinuos con patrones de configuración interna ondulantes, contorsionados, en ocasiones subparalelos, con amplitudes bajas y frecuencias medias; con tendencias a ser divergentes hacia los altos topográficos. Ocasionalmente se observan patrones con corta continuidad y altas amplitudes (Fig.4.9) y únicamente en las zonas más occidentales, y orientales los patrones son ligeramente continuos, paralelos, con un espesor reducido y con terminaciones en onlap. En conjunto se interpretaron facies caóticas, donde intervinieron procesos de remoción en masa inducidos por gravedad, como derrumbes y flujos caóticos acarreados desde zonas topográficamente más altas con suaves pendientes, a zonas topográficamente bajas dentro de las minicuevas inter-diapíricas. Las características anteriormente mencionadas son propias de ambientes sedimentarios marinos profundos de alta a moderada energía. Debido a su gran distribución longitudinal a lo largo de toda la secuencia, se interpreta que el aporte de sedimentos provino de los altos topográficos de

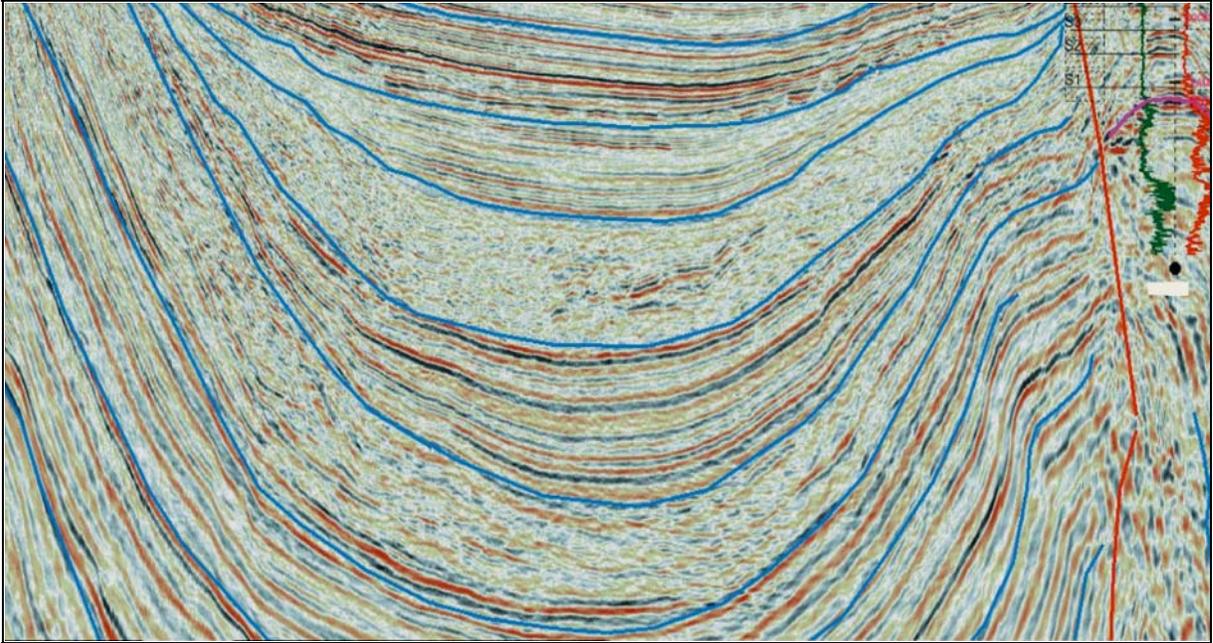
cada minicuenca, y de derrumbes generados a nivel regional del talud a la cuenca. La secuencia tiene una forma externa de “wedge” con relleno caótico, adelgazándose y formando patrones convergentes hacia las zonas con altos topográficos.

4.2.8. Secuencia 8 (*Mioceno Superior - Plioceno Inferior*)

Secuencia perteneciente al Mioceno Superior y parte inferior del Plioceno Inferior. Sus límites de secuencia se caracterizan por ser discordantes, debido a que la secuencia se encuentra en medio de dos secuencias caóticas con patrones de reflexión interna discontinuos y discordantes. Su espesor es generalmente constante, con un promedio de 450 mseg, pero llegando a ser hasta de 600 mseg en los depocentros mayores.

En cuanto a su configuración interna, los patrones de reflexión se caracterizan por ser continuos, paralelos, en ocasiones subparalelos, con amplitudes altas y frecuencias bajas. Al igual que las secuencias anteriores, depositadas en las cuencas inter-diapíricas, los patrones tienden a converger y formar terminaciones en onlap, muy marcadas hacia los flancos de paleoaltos topográficos dentro de cada minicuenca (Fig.4.9). Por su alta continuidad y alta amplitud, se interpretaron ambientes marinos profundos de baja velocidad, donde se encuentran intercaladas facies de lóbulos turbidíticos con sedimentos hemipelágicos. La información litológica obtenida mediante el análisis de muestras de canal e interpretación de registros geofísicos de los pozos que la atravesaron, indica que los sedimentos están constituidos principalmente por lutitas en partes arenosas, con trazas de areniscas de grano fino y con algunas trazas de mudstone. El análisis de facies sísmicas concuerda con la litología descrita, ya que, los reflectores muestran altas amplitudes y gran continuidad, interpretándose como lóbulos turbidíticos arenosos y calcáreos intercalados con depósitos hemipelágicos. El espesor de esta secuencia, es uno de los mayores en toda la región, indicando que durante el Mioceno Superior y parte inferior del Plioceno Inferior hubo un aporte importante de sedimentos y procesos continuos de subsidencia. Un rasgo muy notable dentro de la secuencia (únicamente en la zona occidental), es la aparición de cuerpos con reflectores discontinuos, caóticos y de baja amplitud, interpretados como flujos caóticos o derrumbes inmersos dentro de la secuencia (Fig.4.10). Al estar presentes únicamente en la zona occidental y no tener una distribución mayor, se infiere que son flujos caóticos locales inducidos por gravedad provenientes de las pendientes de los paleoaltos topográficos y depositados en el interior de las minicuevas inter-diapíricas, y no por derrumbes mayores, provenientes del talud en un marco regional. La forma externa de la secuencia es de “wedge”, adelgazándose hacia ambos lados en los altos topográficos, con patrones convergentes y terminaciones en onlap basal.

A.



B.

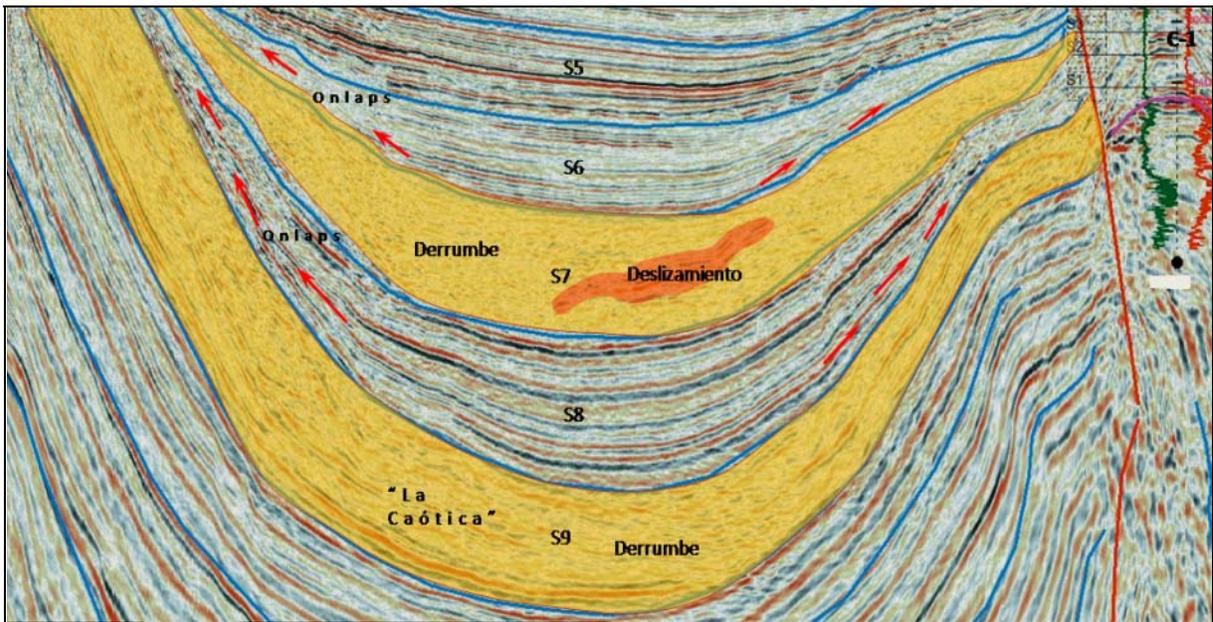
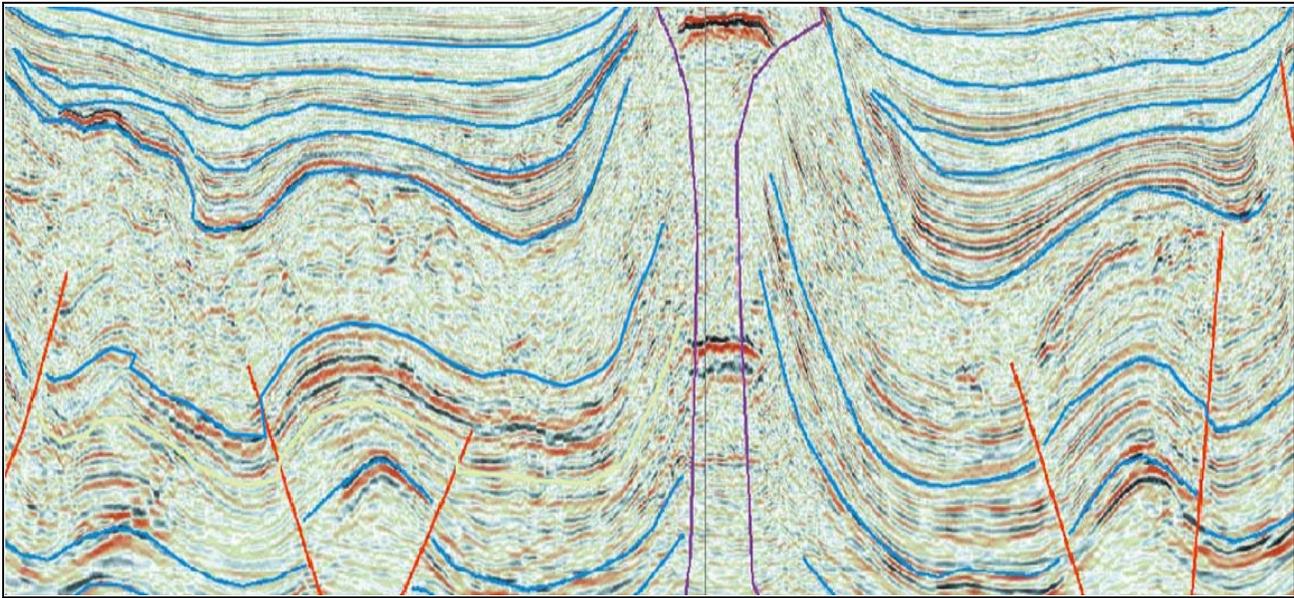


Fig. 4.9.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 6, 7, 8 y 9. A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Secuencia 6 con patrones continuos a discontinuos, de baja amplitud, divergentes y terminaciones en onlap basal, asociado a facies turbidíticas de moderada velocidad y sedimentos hemipelágicos. Secuencia 7 y 9: patrones discontinuos, ondulantes, contorsionados, con amplitud baja a moderada y frecuencias medias a bajas, con facies de flujos caóticos y derrumbes; en ocasiones hay reflectores cortos con patrones continuos, interpretados como masas coherentes (deslizamiento). Secuencia 8: patrones continuos, subparalelos, de alta amplitud y moderada frecuencia, divergentes con terminaciones en onlap, asociados a facies de lóbulos turbidíticos arenosos y sedimentos hemipelágicos,

A.



B.

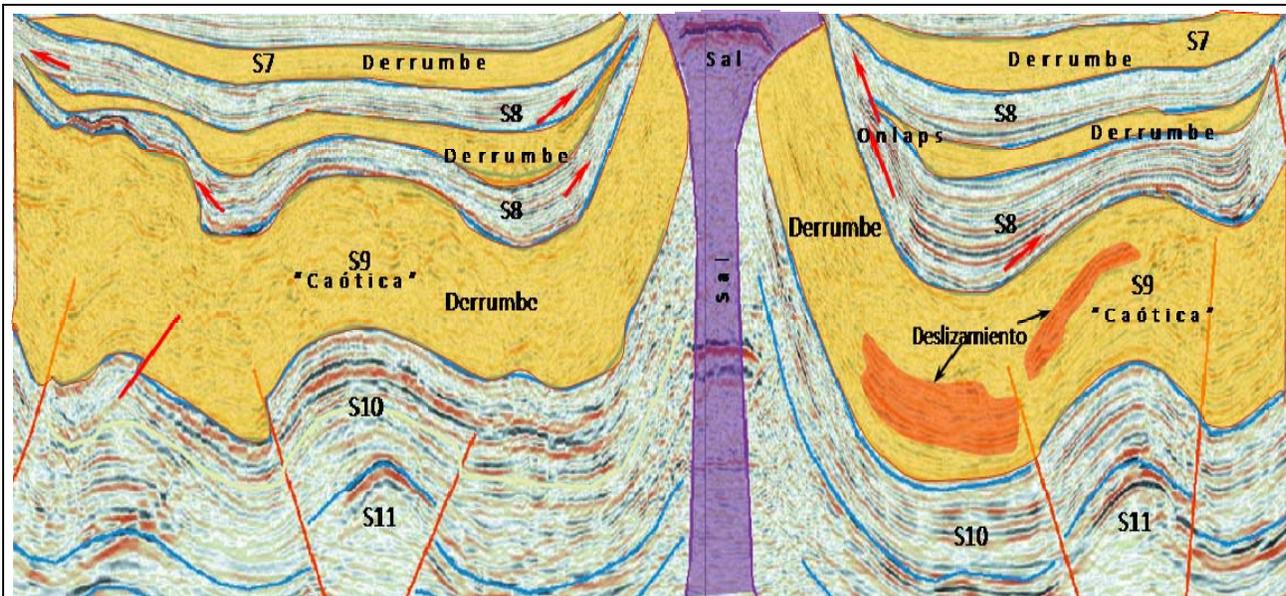


Fig. 4.10.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 8, 9 10 (zona occidental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada. Secuencia 8: patrones continuos, subparalelos de alta amplitud y moderada frecuencia, con terminaciones de onlap; dentro de la misma secuencia se observan algunos cuerpos alargados con facies caóticas interpretados como derrumbes. Secuencia 9: patrones discontinuos, ondulantes, contorsionados, con amplitud baja a moderada y frecuencias medias a bajas, asociadas a facies de flujos caóticos y derrumbes; en ocasiones hay reflectores cortos con patrones continuos interpretadas como masas coherentes (deslizamiento). Secuencia 10: patrones continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con variaciones laterales de amplitud de altas a medias, y con frecuencias bajas; se observan que en ocasiones los patrones se acuñan dentro de la misma secuencia formando onlaps.

4.2.9. Secuencia 9 (*Oligoceno Superior - Mioceno Medio*)

Se caracteriza por tener grandes variaciones laterales en sus límites de secuencia, facies, espesores y configuración interna. Sus límites de secuencia son generalmente discordantes debido a que la secuencia presenta una configuración interna totalmente discontinua con facies caóticas; únicamente en la zona más oriental se identificaron patrones de configuración interna continuos y subparalelos, con límites de secuencia concordantes tanto en la base como en la cima. El espesor de la secuencia es uno de los mayores en toda la sección con variaciones notables. En la zona occidental se observan los espesores mayores, que van de 600 o hasta 700 mseg; pero en dirección este, el espesor se ve altamente reducido a 400 mseg, hasta llegar a los 200 mseg.

El análisis de facies sísmicas indica que la secuencia está constituida por patrones de configuración internos altamente discontinuos, con algunos patrones continuos de poca extensión, ondulantes, contorsionados, con amplitudes medias a altas y frecuencias bajas a muy bajas (Figs. 4.9, 4.10, 4.12 y 4.13). Por lo general, se observa que la secuencia está constituida por patrones totalmente caóticos con moderadas amplitudes y poca continuidad, pero en repetidas ocasiones se observan patrones muy continuos con altas amplitudes, formando cuerpos de poca extensión con estratificación paralela, que lateralmente se convierten a patrones discontinuos. Debido a lo anterior, se interpretaron facies caóticas con estructuras de derrumbes, deslizamientos y flujos caóticos, con una distribución casi uniforme, y depositados en un ambiente de alta energía. Es por eso que en Pemex, a esta secuencia, se le designó coloquialmente con el nombre de “La Caótica” debido a sus características y atributos sísmicos. Los deslizamientos se caracterizan por ser cuerpos o bloques coherentes con estratificación paralela, sin deformación interna aparente, mientras que los derrumbes ó slumps son cuerpos caóticos no coherentes, con deformación interna. Por otro lado, y como se mencionó anteriormente, en la zona oriental los patrones de configuración interna y el espesor de la secuencia se ven modificados fuertemente, convirtiéndose lateralmente en reflectores moderadamente continuos, subparalelos, ondulantes, de alta a moderada amplitud; con frecuencias bajas a muy bajas y con espesores reducidos a 200 mseg, interpretados como depósitos de baja energía en facies de lóbulos turbidíticos y sedimentos hemipelágicos (Fig. 4.12).

El origen de la secuencia y de su configuración interna es incierto. Una hipótesis, sugiere que se originó por movimientos de remoción en masa inducidos por gravedad, provenientes de la plataforma o talud y depositados en la cuenca o pie de talud; pero el gran espesor que tiene la secuencia en la zona occidental (cuenca) comparada con el reducido espesor en la zona oriental (talud); la gran continuidad de los patrones internos de derrumbes y deslizamientos; la alta estratificación que estos muestran y los patrones internos de moderada continuidad en la zona oriental, interpretados como depósitos de baja energía; indican que el origen de estos sedimentos no provino del talud a la cuenca. Es más probable que los slumps ó derrumbes, deslizamientos y flujos caóticos sean intraformacionales, originados por esfuerzos compresivos que modificaron internamente a los sedimentos recientemente depositados del Mioceno Inferior-Medio antes de consolidarse por completo. Posiblemente los sedimentos se depositaron inicialmente como lóbulos turbidíticos y sedimentos hemipelágicos, y posteriormente se contorsionaron y plegaron formándose patrones caóticos durante una fase tectónicamente compresiva que modificó internamente a la secuencia. Otra característica muy notable, es que el espesor en las zonas con

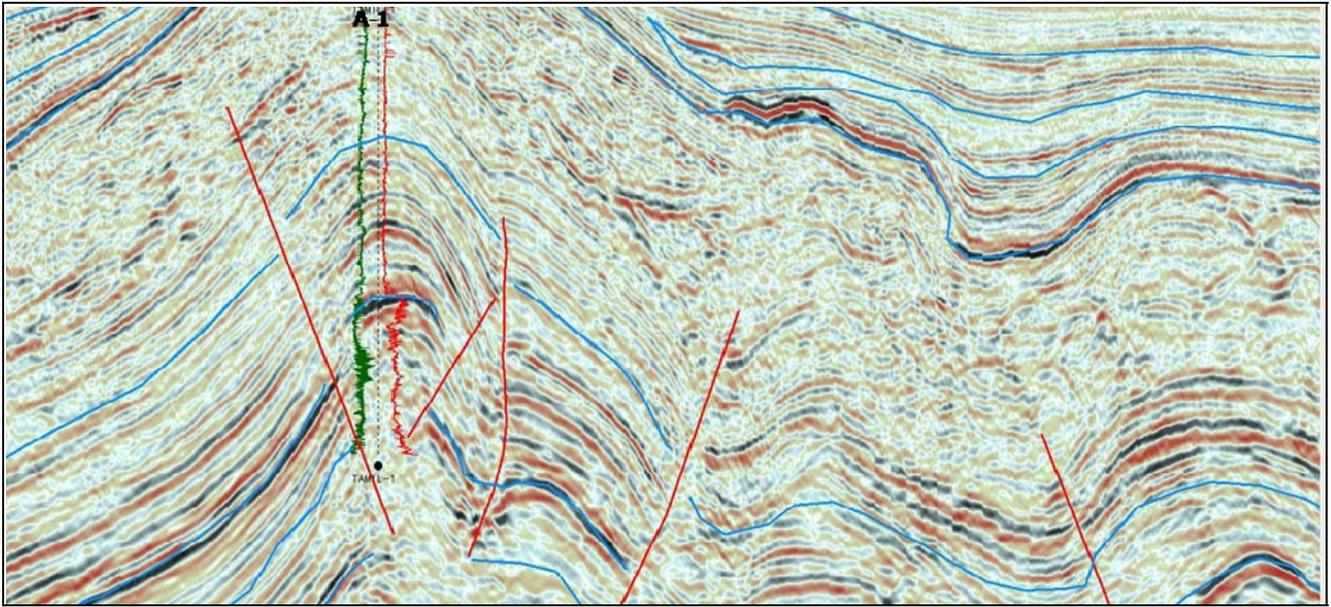
altos topográficos y en los depocentros es casi constante, mostrando únicamente variaciones de adelgazamientos paulatinos a lo largo de toda la sección (en dirección este); por lo que, se considera que la secuencia tiene una forma externa de “sheet drape”, sin mostrar terminaciones en onlap o patrones de divergencia (sin estratos de crecimiento). Como se verá posteriormente, en el capítulo referente a la evolución estructural, la cima de esta secuencia marca el inicio de la etapa de deformación compresiva del Mioceno Superior-Plioceno Inferior.

4.2.10. Secuencia 10 (*Paleoceno Inferior - Oligoceno Superior: Paleógeno*)

Se observa que su límite inferior es aparentemente concordante y paralelo a la estratificación de la secuencia 11; aunque es probable que no sea así, debido a la discordancia que hay entre el límite del Paleoceno-Cretácico; la baja resolución de la sísmica no permite identificar esta discordancia. El límite superior es discordante, ya que se encuentra en contacto con la secuencia 9, con patrones internos caóticos y discontinuos. Su espesor es relativamente homogéneo de 300 a 400 mseg.

El análisis de facies indica que sus patrones de configuración interna son generalmente continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con muchas variaciones de amplitud que cambian lateralmente de altas a medias, y con frecuencias que van de bajas a muy bajas (Figs. 4.10, 4.11, 4.12 y 4.13). Se observaron patrones continuos de amplitudes muy altas, que cambian lateralmente a patrones discontinuos con baja amplitud, y que en ocasiones se acuñan dentro de la misma secuencia formando onlaps basales o downlaps. Se interpretaron facies de lóbulos turbidíticos con mayor contenido de areniscas finas y lutitas arenosas, intercalado con sedimentos hemipelágicos en ambientes sedimentarios profundos, con paleobatimetrías que varían de batial inferior a medio; a diferencia de las paleobatimetrías del Neógeno que, por lo general, son de nerítico externo a batial superior-medio. Las terminaciones de onlap basal indican que esta secuencia se depositó bajo una superficie depositacional ligeramente ondulante, en donde se distribuyeron los sedimentos conforme se iba rellenando la minicuenca. Al igual que la secuencia 9, la forma externa que exhibe es de “sheet drape” con ligeras formas de “wedge” hacia ambos lados de los altos topográficos, mostrando algunas terminaciones en onlap basal, pero manteniendo un espesor casi constante.

A.



B.

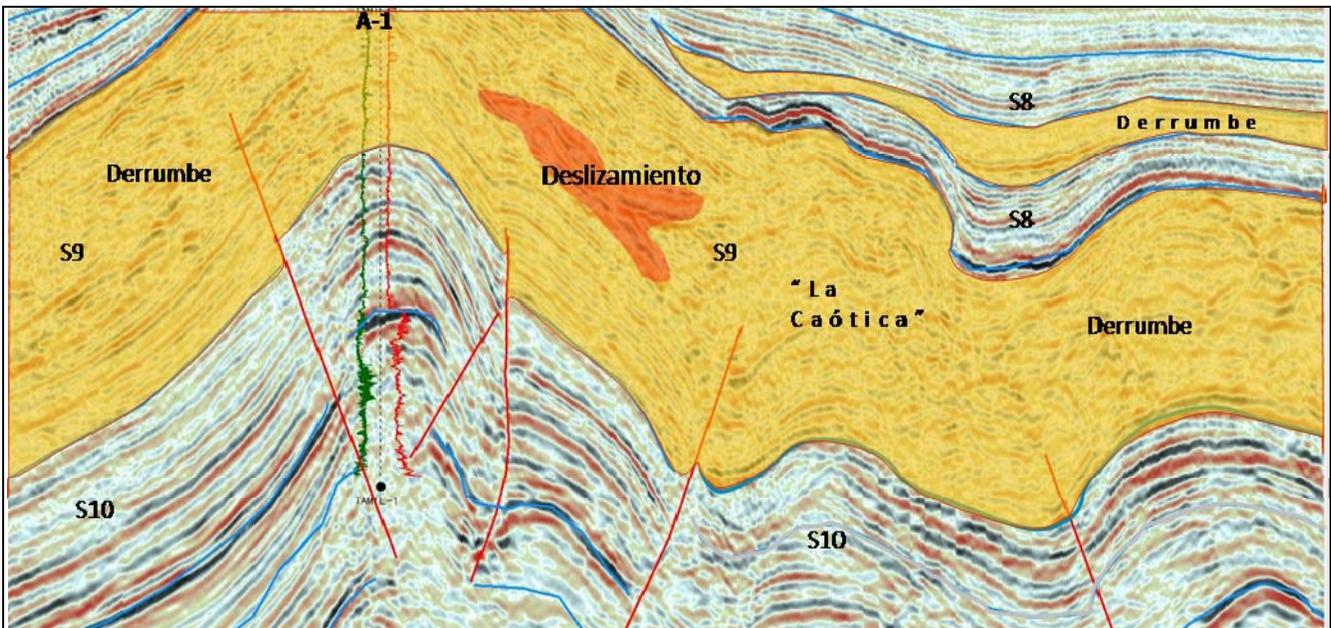


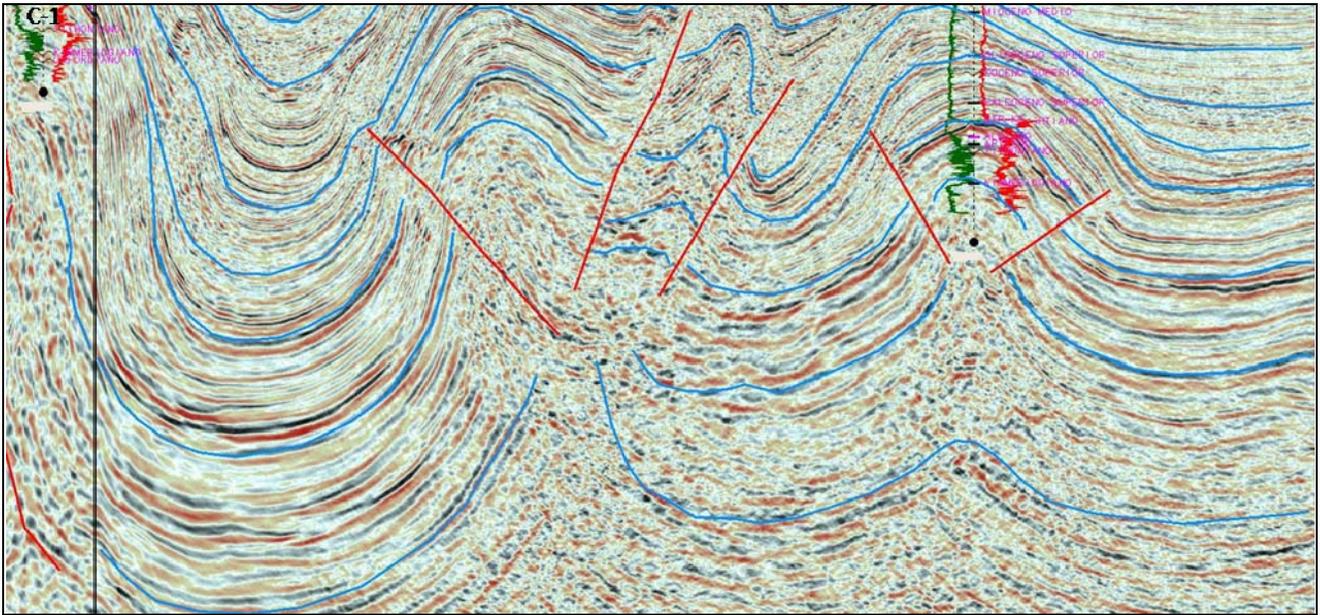
Fig. 4.11.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 8, 9 10 (zona occidental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada. Secuencia 8: patrones continuos, subparalelos de alta amplitud y moderada frecuencia, con terminaciones de onlap; dentro de la misma secuencia se observan algunos cuerpos alargados con facies caóticas interpretados como derrumbes. Secuencia 9: patrones discontinuos, ondulantes, contorsionados, con amplitud baja a moderada y frecuencias medias a bajas, asociadas a facies de flujos caóticos y derrumbes; en ocasiones hay reflectores cortos con patrones continuos interpretadas como masas coherentes (deslizamiento). Secuencia 10: patrones continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con variaciones laterales de amplitud de altas a medias, y con frecuencias bajas. Se observan que en ocasiones los patrones se acuñan dentro de la misma secuencia formando onlaps.

4.2.11. Secuencia 11 (*Cretácico Superior-Tithoniano*)

Su límite inferior es concordante con la cima del Kimmeridgiano, ya que no hay terminaciones de reflectores sísmicos que indiquen lo contrario. Del mismo modo, el límite de secuencia superior es aparentemente concordante con la cima del Cretácico Superior, aunque es probable que exista una discordancia pero imposible de identificarla por la baja resolución de la sísmica. Se observa que la secuencia tiene espesores muy variables, siendo menores en la zona occidental (200-300 mseg) y variando progresivamente a espesores mayores en la zona oriental (400-500 mseg); esto, debido probablemente a la cercanía de la plataforma carbonatada y al mayor aporte sedimentario.

El análisis de facies sísmicas indicó que los patrones de configuración interna son muy variables; dentro de la misma secuencia se distinguieron secuencias de menor orden con patrones generalmente continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, de moderada a alta amplitud y muy baja frecuencia, intercalados con secuencias con patrones discontinuos, ondulantes, de baja amplitud y frecuencia (Figs. 4.12 y 4.13). Así mismo, se observó que hay patrones que pierden continuidad y amplitud muy rápidamente, terminando por acuñarse y formar terminaciones de onlap basal o downlap dentro de la misma secuencia. Estas cualidades sísmicas indican que la secuencia se depositó en superficies depositacionales ondulantes, con ligeras pendientes en los flancos de las minicuecas, que se rellenaron conforme se distribuían los sedimentos carbonatados. Se determinaron ambientes sedimentarios carbonatados marinos profundos pelágicos, donde se encontraron diferentes tipos de litologías, tales como: calizas tipo mudstone-wackestone, calizas arcillosas, lutitas bituminosas, calizas dolomitizadas y accesorios como el pedernal que es indicativo de ambientes profundos; depositados en facies de lóbulos turbidíticos de baja energía, intercalados con sedimentos hemipelágicos arcillosos. Por otro lado, se sabe que en la cima del Cretácico algunos de los pozos encontraron rocas carbonatadas brechoides, características de ambientes de alta a moderada energía durante procesos de remoción en masa inducidos por gravedad, depositados en la margen de la cuenca o pie de talud; esto se determinó a partir del análisis litoestratigráfico, ya que no hay evidencia en la sísmica que lo indique. Un rasgo muy notable es el adelgazamiento y cambio de facies que sufre la secuencia hacia la zona occidental. Es posible que la secuencia se haya depositado sobre una superficie depositacional ondulada formando varias minicuecas que tenían flancos con pendientes suaves, donde posteriormente se distribuyeron los sedimentos hasta rellenarla; es por eso que la secuencia exhibe una forma externa de "sheet drape" con ligeras formas de "wedge", hacia ambos lados de las minicuecas; mostrando terminaciones en onlap basal, pero manteniendo un espesor casi constante a lo largo de la sección.

A.



B.

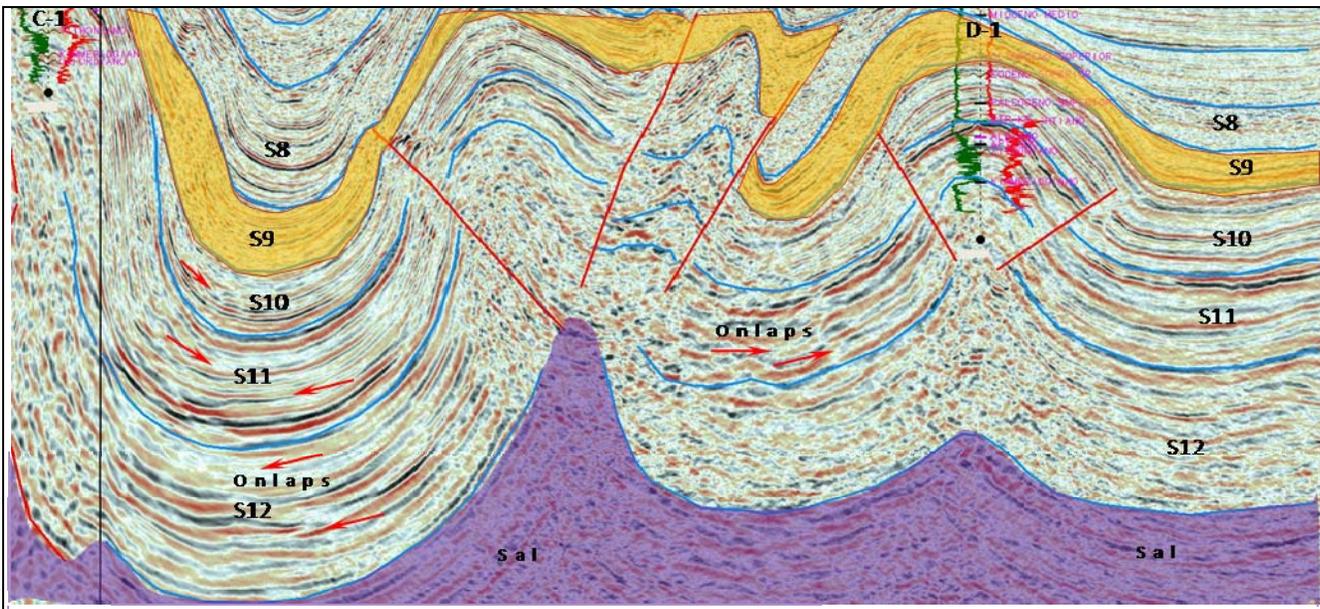
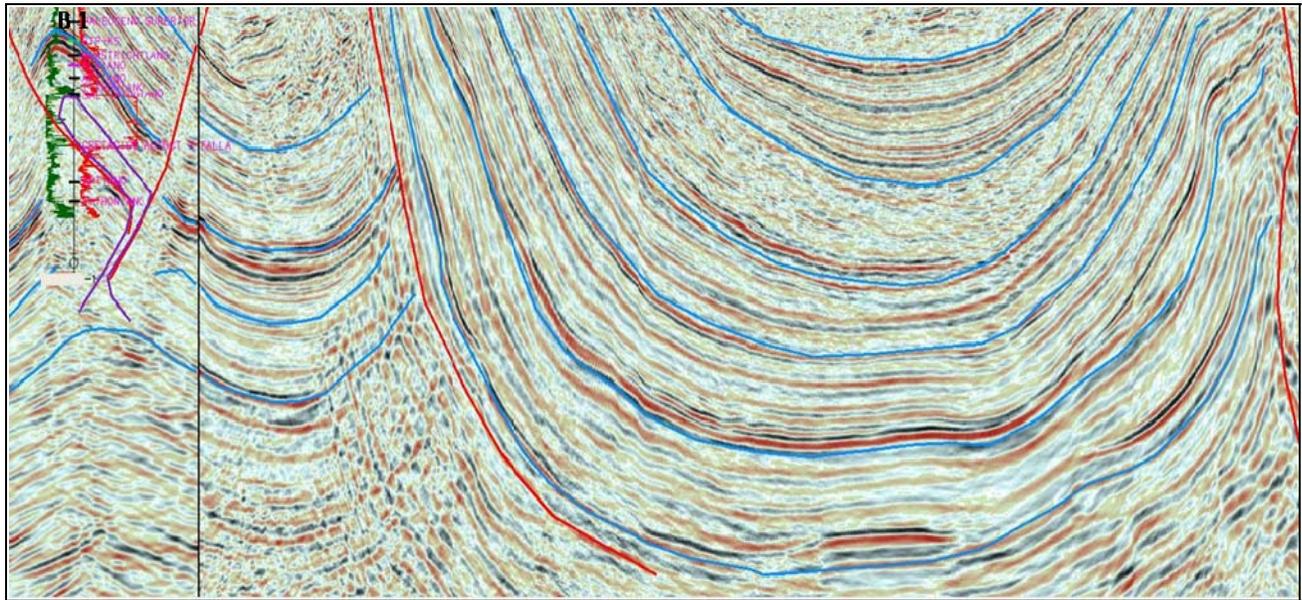


Fig. 4.12.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 9, 10, 11,12 (zona oriental). A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Secuencia 9: Los patrones discontinuos y caóticos de la zona occidental, cambian a patrones más continuos y subparalelos, en la zona oriental, indicando facies de lóbulos turbidíticos y sedimentos hemipelágicos; la secuencia se adelgaza notablemente. Secuencia 10: patrones continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con variaciones laterales de amplitud de altas a medias, y con frecuencias bajas; se observan que en ocasiones los patrones se acúñan dentro de la misma secuencia formando onlaps. Secuencia 11 y 12: patrones continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con amplitudes altas a medias y con frecuencias muy bajas.; se observa, que en ocasiones los patrones se acúñan dentro de la misma secuencia formando onlaps.

A.



B.

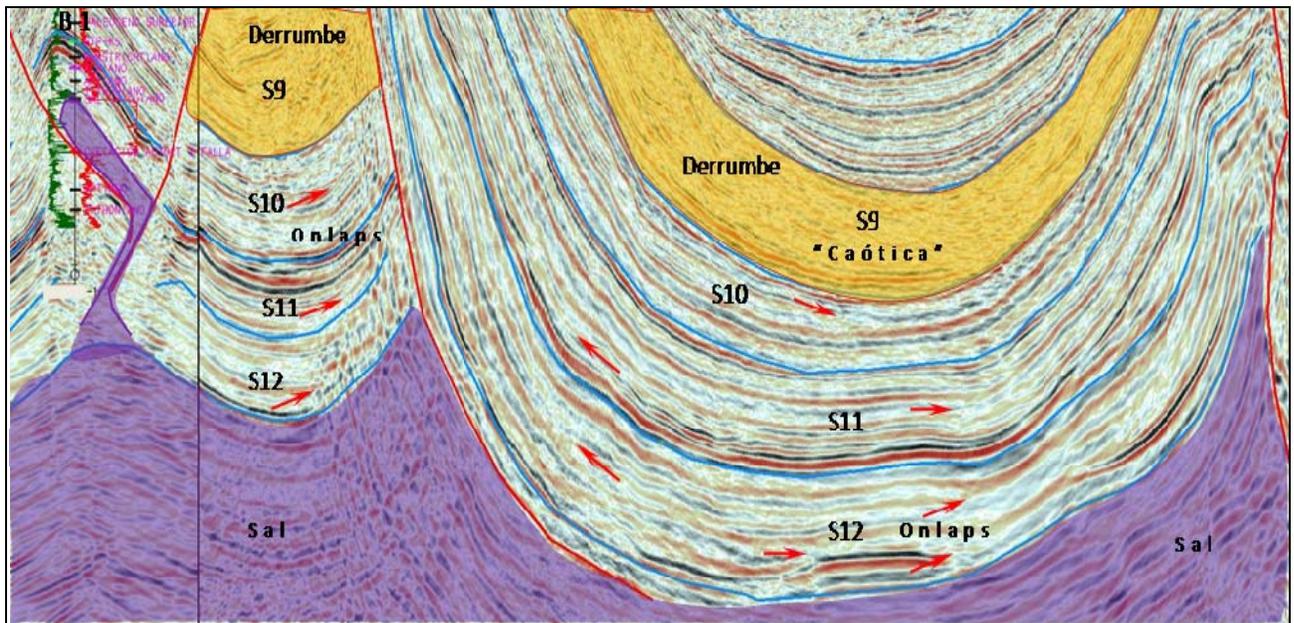


Fig. 4.13.- Interpretación de Facies Sísmica de las Secuencia 9, 10, 11,12. A es la sección no interpretada, B es la sección interpretada: Secuencia 9: patrones discontinuos, ondulantes, contorsionados, con amplitud baja a moderada y frecuencias medias a bajas, con facies de flujos caóticos como derrumbes; en ocasiones hay estructuras cortas con patrones continuos interpretadas como masas coherentes (deslizamientos). Secuencia 10: patrones continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con variaciones laterales de amplitud de altas a medias, y con frecuencias bajas; se observan que en ocasiones los patrones se acuñan dentro de la misma secuencia formando onlaps. Secuencia 11 y 12: patrones continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, con amplitudes altas a medias y con frecuencias muy bajas; se observan que en ocasiones patrones que se acuñan dentro de la misma secuencia formando onlaps.

4.2.12. Secuencia 12 (Kimmeridgiano-Oxfordiano)

Esta secuencia se caracteriza por descansar relativamente concordante sobre la sal autóctona del Calloviano. Del mismo modo, el límite de secuencia superior es relativamente concordante con la base del Tithoniano, sin mostrar patrones sísmicos que comprueben lo contrario. Su espesor es variable, siendo menor en la zona occidental (200-300 mseg) y mayor en la zona oriental (500-600 mseg).

El análisis de facies sísmicas indica que se trata de reflectores generalmente discontinuos, en ocasiones continuos, con patrones de configuración interna subparalelos cuando son continuos; amplitudes que varían de bajas a moderadas y frecuencias muy bajas. Se observaron patrones internos que pierden continuidad y amplitud muy rápidamente, adelgazándose y terminando por acuñarse con terminaciones de onlap basal o downlap dentro de la misma secuencia (Figs. 4.12 y 4.13). Se interpretaron ambientes marinos relativamente someros, depositados en rampas extensas en facies de rampa interna, así como plataforma media y externa. Según los pozos perforados se determinaron distintos tipos de litologías y facies carbonatadas, terrígenas y evaporíticas, tales como: como mudstone-wackestone arcillosos, lutitas y limolitas bituminosas, areniscas, algunas calizas tipo packstone, anhidritas y en la parte más oriental, calizas dolomitizadas arcillosas y dolomías. Se observan cambios laterales de facies controlados por una rampa con una suave pendiente que modificó la sedimentación y distribución de las distintas facies. Al igual que las secuencias 10 y 11, esta secuencia se depositó sobre superficies depositacionales ondulantes con ligeras pendientes en los flancos, formando minicuevas divididas por estructuras topográficamente altas, originadas por el movimiento temprano de la sal, y que posteriormente se rellenaron conforme se distribuían los sedimentos. Debido a esto, la forma original de la secuencia era de "sheet drape" con ligeros adelgazamientos en las cima de los altos topográficos, mostrando patrones sísmicos con terminaciones en onlap y downlap dentro de la secuencia (Fig. 4.12 y 4.13).

Capítulo 5. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL ÁREA TAMIL-NAB

5.1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia tectónica-estructural del Cinturón Plegado Chuktah-Tamil, localizado en la porción noroeste del área marina de Campeche y en la parte más suroriental de la Cuenca Salina del Golfo (Fig. 2.15). Se considera que el área pertenece a una cuenca con régimen compresivo, formando estructuras de pliegues y cabalgaduras con una orientación preferencial NW-SE, siendo sus ejes, perpendiculares a la sección de correlación de pozos. Se observan estructuras de anticlinales y sinclinales con una longitud aproximada de 5 a 10 km de ancho y 10 a 20 km de largo (Fig. 5.1). La cuenca está principalmente controlada por los efectos tectónicos del movimiento y emplazamiento de la sal Callovinana, identificándose eventos de deformación compresivos que han plegado y fallado a las secuencias sedimentarias, así como, controlado la distribución y acumulación de sedimentos en el fondo marino.

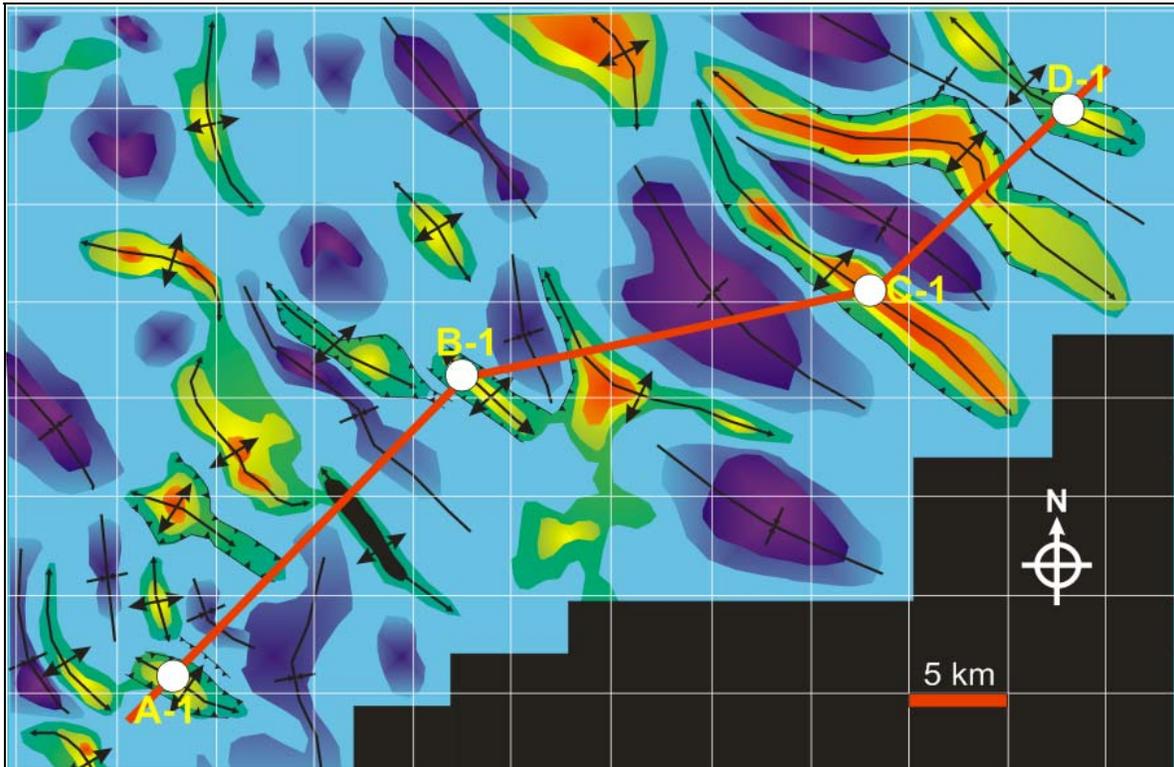


Fig. 5.1.- Mapa estructural en tiempo de la cima del Cretácico del área Tamil-Nab.

Se ha demostrado que la sal y otras rocas evaporíticas son más susceptibles a la deformación estructural a profundidades someras y bajas temperaturas que otras rocas de diferente composición. Una de las principales propiedades físicas de la sal es su densidad de compactación, ya que a diferencia de otras rocas, ésta conserva una densidad relativamente constante a cualquier profundidad de sepultamiento. Estas propiedades hacen que la sal en vez de compactarse por la carga litostática, fluya hacia zonas con menor presión o “flote” por la diferencia de densidades, adquiriendo en este proceso diferentes morfologías que en la sismica



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

quedaran representadas por fuertes reflexiones de alta amplitud en su cima y por efectos de jalón ascendente (“pull-up”) y jalón descendente (“pull-down”) en su base, ocasionados por el cambio brusco de velocidades sísmicas entre la sal y las capas adyacentes, mostrando además fuertes difracciones en sus flancos y zonas de ruido incoherente dentro de la masa salina (en Basurto-Borbolla, 1992). Debido a estas características, en un sistema inducido por acortamiento, la sal constituye superficies de despegue (decollement surfaces), las cuales permiten que el esfuerzo horizontal se propague hacia el foreland, deformando a las secuencias suprayacentes con esfuerzos compresivos y en diferentes condiciones.

Varios autores proponen diferentes mecanismos por los cuales ocurre la deformación salina; Trusheim (1957) emplea el término de *halokinesis* para referirse a la formación de las estructuras salinas y sus implicaciones estructurales y estratigráficas, como resultado del movimiento autónomo de la sal bajo la sola influencia de la gravedad; también aplico el término *halotectónica* (sinónimo de tectónica salina), cuando el movimiento de la sal se efectúa mediante compresión lateral, por esfuerzos tangenciales, por el movimiento de placas tectónicas. Más recientemente Jackson y Talbot (1986) propusieron, en forma integrada, seis mecanismos básicos para el flujo y deformación de estructuras salinas, de los cuales cuatro ocurren por mecanismos de halokinesis: flotación, carga diferencial, expansión por gravedad y convección termal; y otros dos, por mecanismos de halotectónica: de compresión y de extensión (en Basurto-Borbolla, 1992).

Los mecanismos de deformación modelan estructuras salinas en el subsuelo clasificadas como estructuras no diapíricas y diapíricas. Las primeras involucran estructuras concordantes de baja amplitud, que incluyen: ondulaciones de sal (salt rollers), montículos de sal (salt swells), anticlinales salinos (salt anticline) y almohadillas o domos de sal (salt pillows o salt domes), en ese orden de evolución. En las segundas, las estructuras diapíricas comprenden estructuras discordantes, intrusivas y extrusivas de alta amplitud que se emplazan en las rocas suprayacentes e inclusive, alcanzando a la superficie; estas se clasifican en: paredes de sal (salt walls), bloques diapíricos de sal (diapiric salt stock), domos salinos extrusivos (extrusive salt dome), lengüetas de sal (salt tongues), canopies (salt canopies) y diapiros desprendidos (detached diapirs). La evolución de estas estructuras inicia a partir de la deformación de la sal autóctona formando montículos u ondulaciones de sal, que evolucionaron a almohadillas o domos de sal y que, a su vez, evolucionaron a paredes de sal, diapiros salinos, y finalmente a estructuras como lengüetas de sal, canopies o diapiros desprendidos. Cada una de estas estructuras puede cesar su emplazamiento o suspender su crecimiento en cualquier etapa de su formación. En la Figura 5.2, se muestra la nomenclatura de dichas estructuras así como su evolución.

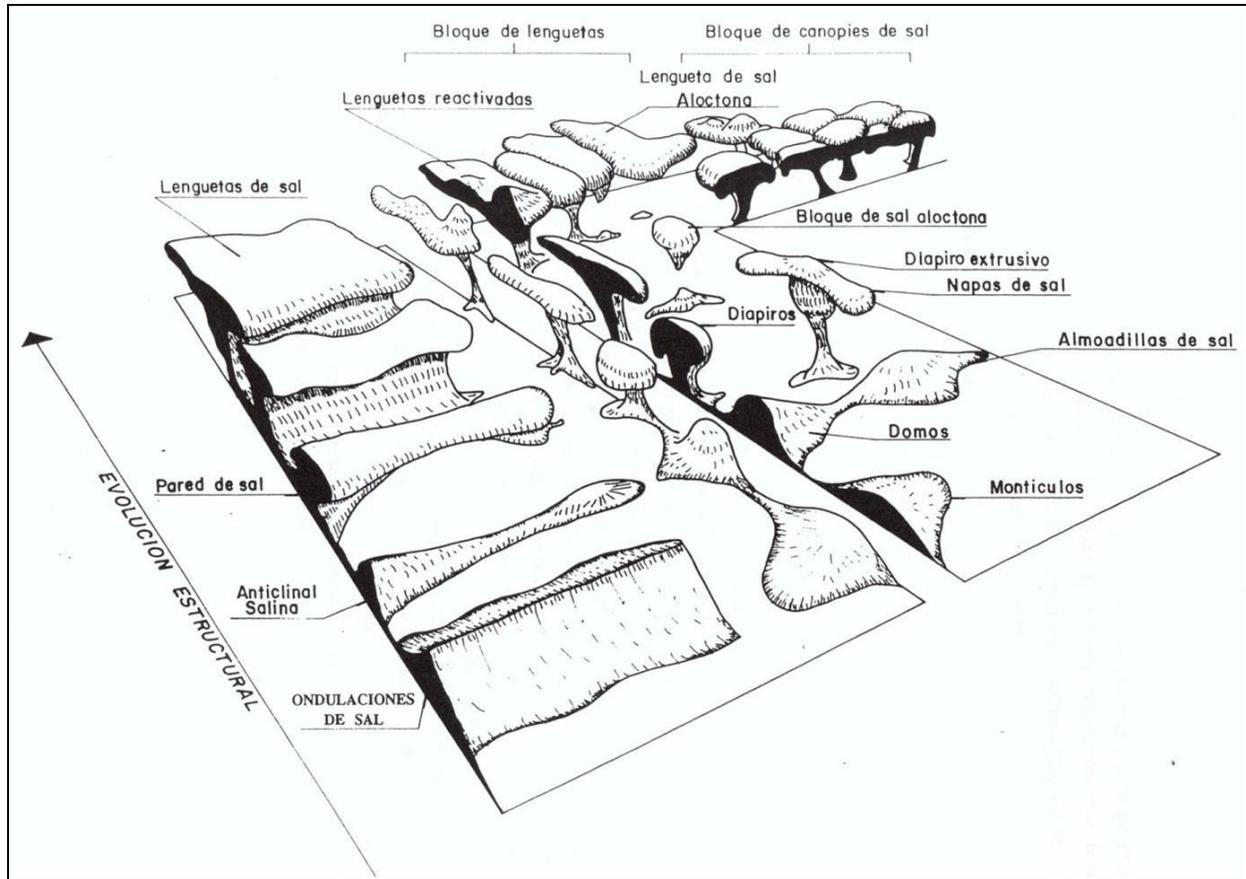


Fig. 5.2.- Modelo de evolución de la masa salina (adaptado de Jackson y Talbot, 1986, en Basurto-Borbolla, 1992).

5.2. ESTILO ESTRUCTURAL

El estilo estructural se refiere a la descripción estructural de la sección geológica, donde se detalla la geometría, forma, distribución y orientación del paquete sedimentario afectado por las condiciones mecánicas. En la Figura 5.3 se observa la sección interpretada, caracterizada por tener un estilo estructural de pliegues ligeramente asimétricos nucleados por sal, con vergencia preferencial al NW-SE, presentado ángulos interflancos de abiertos a cerrados, que despegan desde el nivel de la sal autóctona dentro de un sistema mayormente compresivo. Son principalmente pliegues de corta a moderada longitud de onda, asociados a anticlinales con fallas inversas en ambos flancos, con vergencias opuestas y con sinclinales amplios y profundos. En algunas ocasiones los anticlinales fallados forman bloques expulsados y estructuras tipo “pop-up” con ligero desplazamiento; los cuales funcionan como vías de emplazamiento de la sal somera, sin formar sinclinales desprendidos. En la base de la sección se observa la sal autóctona Calloviana que evolucionó por efectos compresivos en sal alóctona, emplazándose dentro de las secuencias jurásicas, cretácicas, paleógenas e inclusive en las secuencias neógenas, creando estructuras salinas tales como: montículos de sal, almohadillas de sal, domos de sal y diapiros salinos.

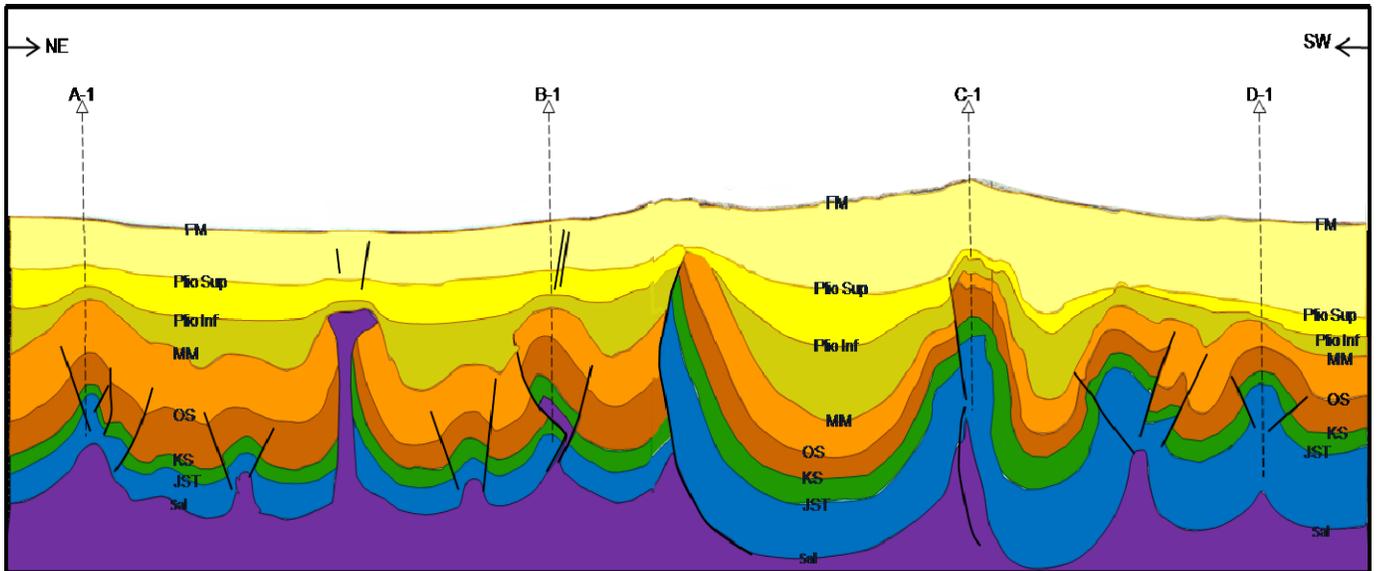


Fig. 5.3.- Sección geológica Tamil-Nab interpretada a partir de línea sísmica.

A continuación se describe a detalle la interpretación estructural de la sección, por lo que se le ha subdividido en zona occidental y oriental. En la Zona Occidental (Fig. 5.4) se observan pliegues ligeramente asimétricos de anticlinales de moderada a alta amplitud, con longitud de onda corta y sinclinales poco profundos; ambos con un acortamiento moderado a fuerte y despegando sobre el nivel de la sal autóctona. Los anticlinales presentan fallamiento inverso en ambos de sus flancos con vergencias opuestas, formando bloques expulsados con ligero desplazamiento. Se observan seis anticlinales de los cuales dos sufrieron mayor levantamiento por inyección salina, formando cuerpos salinos en sus núcleos. El primer cuerpo salino (C4), localizado en la parte central, se encuentra intrusionando a rocas del Jurásico Superior hasta el Plioceno Inferior, plegando a todas las secuencias a su alrededor y creando flancos muy inclinados no fallados. Por su geometría se considerado como un diapiro salino, delgado en el tallo y con una cresta en su cima o bulbo, en forma de balón, cercano a la superficie, que se desplaza ligeramente hacia los lados. El segundo cuerpo salino (C6), localizado en la parte más oriental de esta zona, también es un diapiro salino que se encuentra emplazado dentro de rocas del Jurasico Superior y Cretácico. Su cima se encuentra por debajo de un paquete de rocas más grueso que la del diapiro anterior, indicando un cesamiento temprano de la inyección de sal. La presencia de sal en el registro geofísico del pozo B-1, muestra la presencia de dicho diapiro salino, ya que durante la perforación del pozo se cortaron aproximadamente 600 m de sal. Los restantes cuatro cuerpos salinos (C1, C2, C3 y C5) corresponden a montículos, almohadillas y domos de sal, que deforman al paquete sedimentario con anticlinales suaves y en ocasiones, emplazándose dentro de las secuencias del Jurasico Superior, indicando un cesamiento más temprano del emplazamiento salino. Así mismo, las fallas inversas en ambos flancos de los anticlinales, indican que el desplazamiento fue menor, únicamente desplazando a las rocas del Paleógeno y a las de la parte inferior de Neógeno. Por arriba de los cuerpos salinos C4 y C6, se distinguen algunos fallamientos normales con ligero desplazamiento en la secuencias del Plioceno Superior - Pleistoceno.

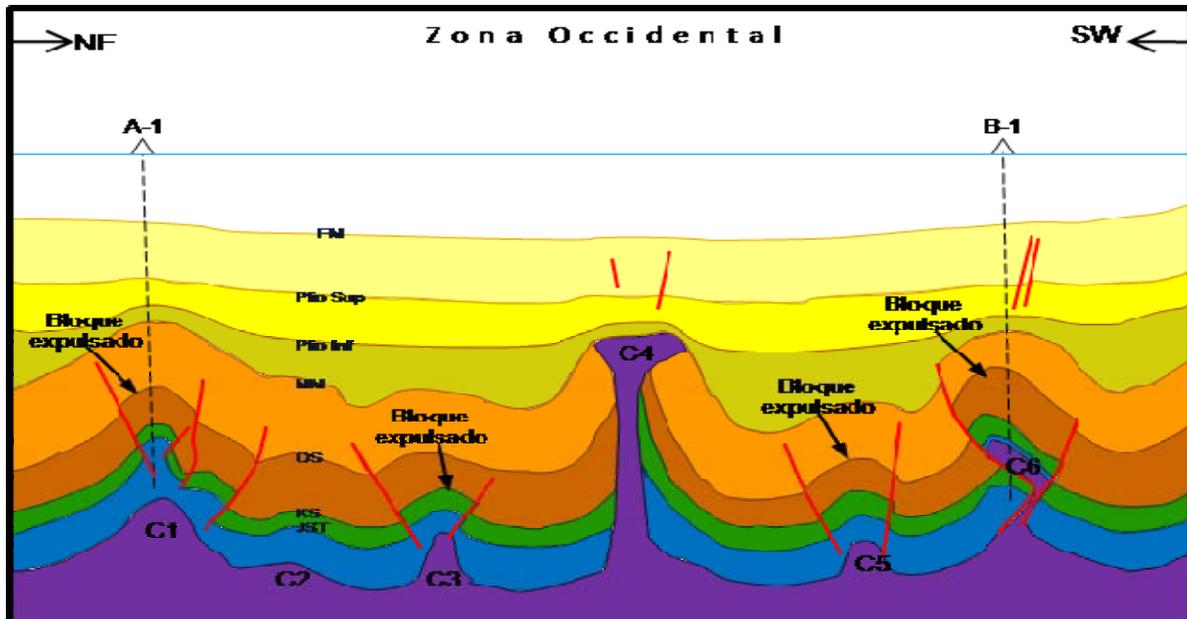


Fig. 5.4.- Interpretación estructural de la Zona Occidental. Anticlinales fallados inversamente, con vergencias opuestas en ambos flancos, formando bloques expulsados. C1, C2, C3 y C5 son montículos, almohadillas y domos de sal; C4 y C6 son diapiros salinos.

Por otro lado, en la Zona Oriental (Fig. 5.5) se observan pliegues ligeramente asimétricos de anticlinales de moderada a alta amplitud, con longitud de onda moderada y sinclinales amplios y profundos; ambos con un fuerte acortamiento con despegue sobre el nivel de la sal autóctona. Al igual que en la zona occidental, algunos de los anticlinales presentan fallamiento inverso en ambos flancos, con vergencias opuestas, creando bloques expulsados con un mayor desplazamiento. Se observan cuatro anticlinales afectados en sus núcleos por emplazamiento de sal en forma de diapiros.

En la parte más occidental esta zona, se observa un sinclinal profundo de larga longitud de onda, delimitado en su lado izquierdo por una falla que cabalga a las secuencias del Jurásico Superior hasta las del Plioceno Inferior, exhibiendo un gran desplazamiento hacia el suroeste. Dicha falla se formó por el empuje ascendente de un diapiro salino (C7), creando un anticlinal que posteriormente se falló en uno de sus limbos para formar un bloque inclinado que cabalga a las secuencias, facilitando así, la intrusión salina. La intrusión salina se caracteriza por ser una soldadura (salt weld) pegada a la pared de la falla y despegando desde la sal autóctona, permitiendo un gran desplazamiento y emplazamiento salino. Es probable que haya evolucionado de un montículo de sal, posteriormente a una almohadilla o domo de sal, para finalmente formar un diapiro que cortó a las secuencias del Jurásico Superior hasta las del Plioceno Inferior. En la cima del bloque expulsado se observa una discordancia angular originada por el gran levantamiento del flanco del anticlinal, que pone en contacto a rocas del Mioceno con rocas del Plioceno Superior (Fig.5.5). Un rasgo notable en este diapiro, es el relieve positivo que muestra el fondo marino por arriba de la falla; lo cual indica que el desplazamiento vertical ha continuado hasta el Reciente.

Hacia el oriente, se observan cuerpos salinos correspondientes a almohadillas, domos, paredes y bloques de sal (C8, C9 y C10), que únicamente deformaron a las secuencias suprayacentes o se emplazaron en rocas del Jurásico Superior, formando una serie de pliegues y cabalgaduras con anticlinales de corta longitud de onda y alta amplitud; presentando en sus flancos, fallamientos inversos con bloques expulsados y sinclinales cabalgados y profundos. En la parte central de la zona, el cuerpo salino C8 desarrolló una falla inversa en el flanco poniente del anticlinal con un desplazamiento de las unidades del Jurasico Superior hasta el Plioceno Inferior; las fallas asociadas a los emplazamientos salinos C9 y C10, únicamente tienen un desplazamiento del Jurasico Superior al Mioceno Superior o Medio. Debido a las estructuras salinas de mayor de mayor amplitud, en la zona oriental, se interpreta que ésta sufrió mayor deformación que la zona occidental.

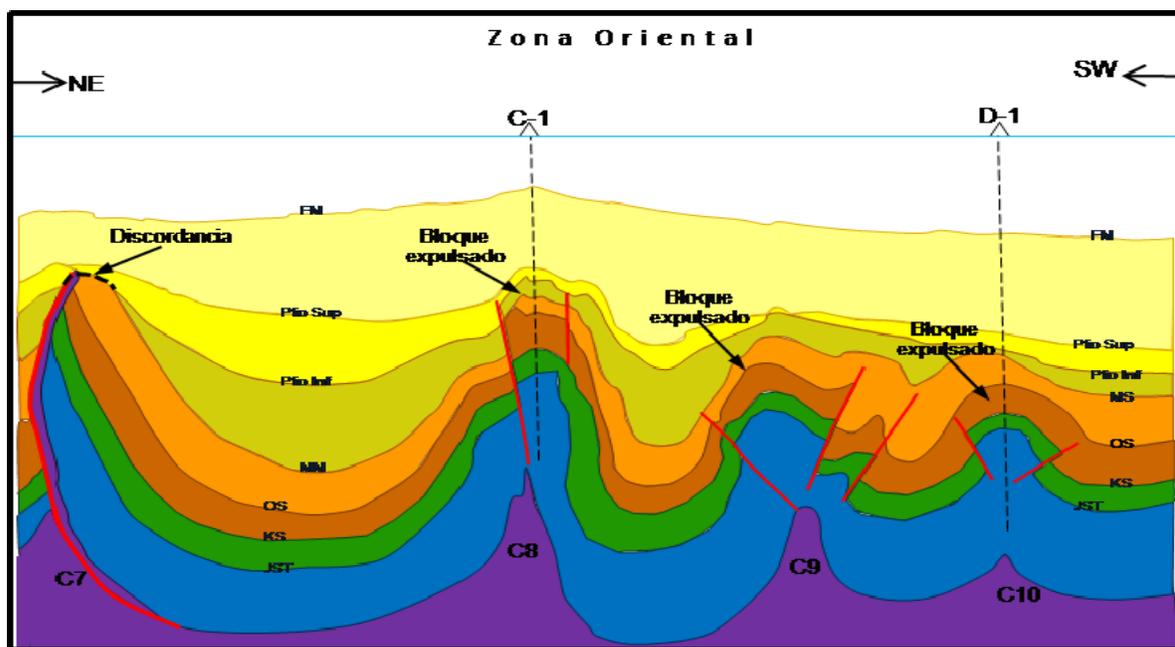


Fig. 5.5.- Interpretación estructural de la Zona Oriental. Anticlinales fallados inversamente, con vergencias opuestas en ambos flancos, formando bloques expulsados. C7 es un diapiro salino que forma una soldadura de sal sobre el plano de falla; C8, C9 y C10 corresponden a almohadillas, domos, paredes y bloques de sal.

5.3. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y TECTONO-SEDIMENTARIA

5.3.1. Introducción

Objetivo:

Este subcapítulo tiene como objetivo identificar en la sección: las fases y tiempo de la deformación; secuencias involucradas durante cada fase (tectonosecuencias); intensidad de la deformación; geometría de las estructuras generadas; estilos estructurales; respuesta e influencia de la tectónica salina; acortamiento de la sección; mecanismos de deformación; y la evidencia sismoestratigráfica y tectono-sedimentaria, que indiquen dicha deformación; todo esto con el fin

de crear un modelo que simplifique la evolución estructural y tectono-sedimentaria del área de estudio.

Metodología:

Con este propósito se elaboró un balanceo de sección el cual consistió en corregir geoméricamente a la sección deformada, para restaurarla a un estado no deformado o con menor deformación en un tiempo determinado (Fig.5.6 y Anexo 4). Este tipo de análisis permite obtener reconstrucciones del subsuelo que satisfacen el principio de conservación de masa (Dahlstrom, 1969), minimizando la diferencia de atributos geométricos, tales como, área, longitud y espesor de estratos entre el estado inicial y deformado observado (v.g. Suppe, 1985; Wilkerson y Dicken, 2001). Para el balanceo se utilizaron 21 puntos de amarre o puntos guía a lo largo de la sección con el fin de determinar el acortamiento inducido por las fases de deformación. El análisis de balanceo de sección se realizó de una manera cualitativa y con el apoyo de una sección sísmica en tiempo. De forma general, las secciones balanceadas son útiles para entender estructuras y relaciones complejas en cinturones de pliegues y cabalgaduras (Hossack 1979; Suter, 1981; Suppe, 1983); es por esto que, son de gran utilidad en la industria petrolera debido a que los cinturones orogénicos contienen estructuras ideales para la acumulación de hidrocarburos. También, son útiles para determinar las diferentes fases de deformación, la edad del fracturamiento y fallamiento y por ende las rutas de migración de hidrocarburos y la localización de trampas estructurales.

En este capítulo también se examinará la relación que existe entre la evolución estructural y los procesos depositacionales que ocurrieron en el área de estudio; por lo que, se manejará el término de “tectonosecuencia”, el cual se define como un paquete estratigráfico depositado durante una fase mayor de formación de la cuenca, limitada hacia la cima y la base por discordancias regionales, que marcan el inicio y el fin de los procesos formadores de la cuenca. Es decir, una tectonosecuencia consiste en un grupo de secuencias, depositadas durante una fase de la deformación durante la evolución de la cuenca sedimentaria. A partir de este estudio, se distinguieron cuatro tipos de tectonosecuencias: margen pasivo (post-rift), antifosa, cinturón plegado y margen de emersión isostática, las cuales coinciden con las cuatro fases de deformación que se mencionarán a continuación.

Así mismo, se estudiaron los sedimentos sintectónicos con el fin de determinar dichas fases de deformación, así como la evolución cinemática del fallamiento y levantamiento. Los sedimentos depositados sobre estructuras en levantamiento o deformación, presentan características específicas debido a su origen sintectónico y se los denomina *estratos de crecimiento* (Riba, 1976); los cuales conservan discordancias sintectónicas, que separan secuencias tectono-sedimentarias afectadas por distintos pulsos de deformación (Riba, 1976; Espina et al., 1996; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

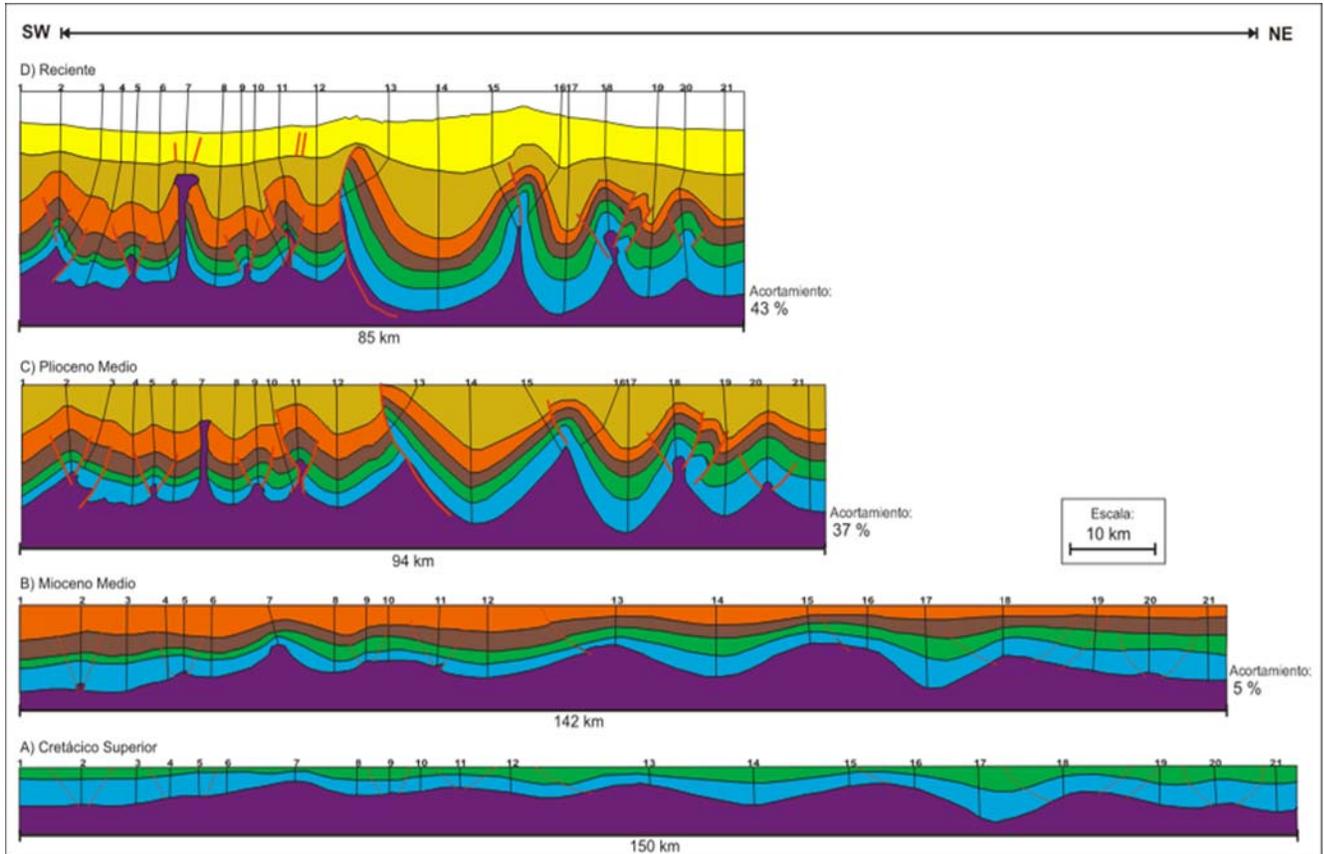


Fig. 5.6.- Balanceo de Sección con cuatro etapas de restauración: Cretácico Superior, Mioceno Medio, Plioceno Medio y Reciente.

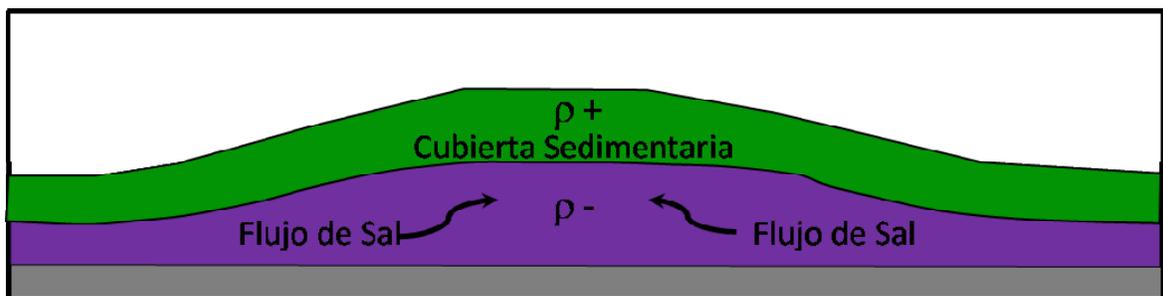
Resultados:

Para el área de estudio se interpretaron cuatro principales fases de deformación interpretadas a partir de cuatro procesos: el balanceo de sección, análisis estructural, interpretación sísmica de estratos de crecimiento y de pre-crecimiento; tomando en cuenta la integración de informaciones de artículos científicos y académicos anteriormente publicados referentes a la evolución tectónica-estructural del sur y sureste de México. En el Anexo 4 se muestra la sección restaurada en cuatro diferentes etapas correspondientes con las fases de la deformación. Las primeras dos fases son eventos que ocurrieron paulatinamente sin mostrar gran acortamiento y podrían considerarse como una misma; la primera ocurrió durante el Jurásico Superior-Cretácico Superior y la segunda durante el Paleoceno Inferior-Mioceno Medio. La tercera, y más significativa, ocurrió durante el Mioceno Superior-Plioceno Medio Temprano con un acortamiento mucho mayor, y la cuarta ocurrió durante el Plioceno Medio-Pleistoceno con un acortamiento tenue. A continuación se describen a detalle dichas fases:

5.3.2. Fase 1

La Fase 1 corresponde a la deformación temprana de la sal durante el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, dando inicio a tenues protuberancias sobre la interfase sal-sedimento formando estructuras salinas no diapíricas, tales como: montículos de sal. Estos cuerpos se caracterizan por ser suaves ondulaciones que dan lugar a un campo de montículos regularmente espaciados, formados durante las primeras etapas de evolución salina. En el Anexo 4A, se observa la sección balanceada restaurada para el Cretácico Superior, donde se observan dichas estructuras. El estilo estructural de la sección se caracteriza por anticlinales simétricos con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos suaves, con longitud de onda grande y sin presentar fallamiento. A lo largo de la sección se pueden observar los 21 puntos de referencia o puntos de amarre, distanciados uno de otro a una distancia mayor que en la sección actual. A partir del balanceo de sección, se interpreta que para esta edad la longitud de la sección era de aproximadamente 150 km. Se proponen dos mecanismos de deformación que modificaron el movimiento de la sal y el paquete sedimentario durante esta fase:

- a) *Halokinesis por flotación*, el cual ocurre cuando la diferencia de densidades entre la sal y la sobrecarga toma un valor negativo, ocasionando una inestabilidad gravitacional entre ellas, y que por efecto de la gravedad, se induce la recuperación isostática (Fig. 5.7); es decir, la sal empieza a flotar por la diferencia de densidades. La longitud de onda de los montículos dependerá del espesor relativo y la viscosidad de las dos capas, mientras que la velocidad de ascenso dependerá de la densidad relativa de la cubierta sedimentaria de los carbonatos del Mesozoico, así como del tiempo de deformación.



ig. 5.7.- Diagrama de Halokinesis por flotación. ρ = densidad (según Jackson y Talbot, 1986).

- b) *Deslizamiento gravitacional*, debido a una ligera inclinación del basamento por subsidencia termal en la zona occidental del área marina de Campeche, creando una suave pendiente que afectó a la sal y a la cubierta sedimentaria. Esto provocó que la sal fluyera por debajo del gradiente hidráulico, ya que cuando la sal es sometida a esfuerzos de cizalla, ésta fluye rápidamente con altas velocidades de deformación (Carter et al., 1993; Vendeville et al., 1995) (Fig. 5.8). El gradiente hidráulico propició un dominio predominantemente compresivo en la zona de estudio, formando estructuras salinas monticulares suaves con un ligero acortamiento, que posteriormente evolucionarían a estructuras con mayor amplitud.

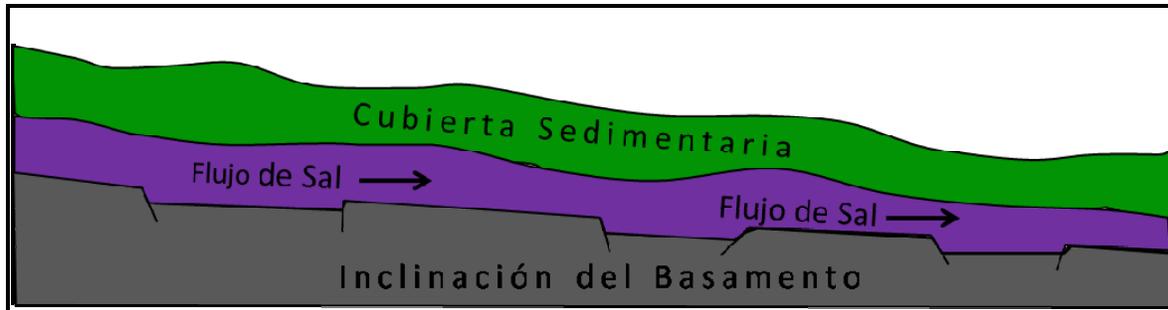


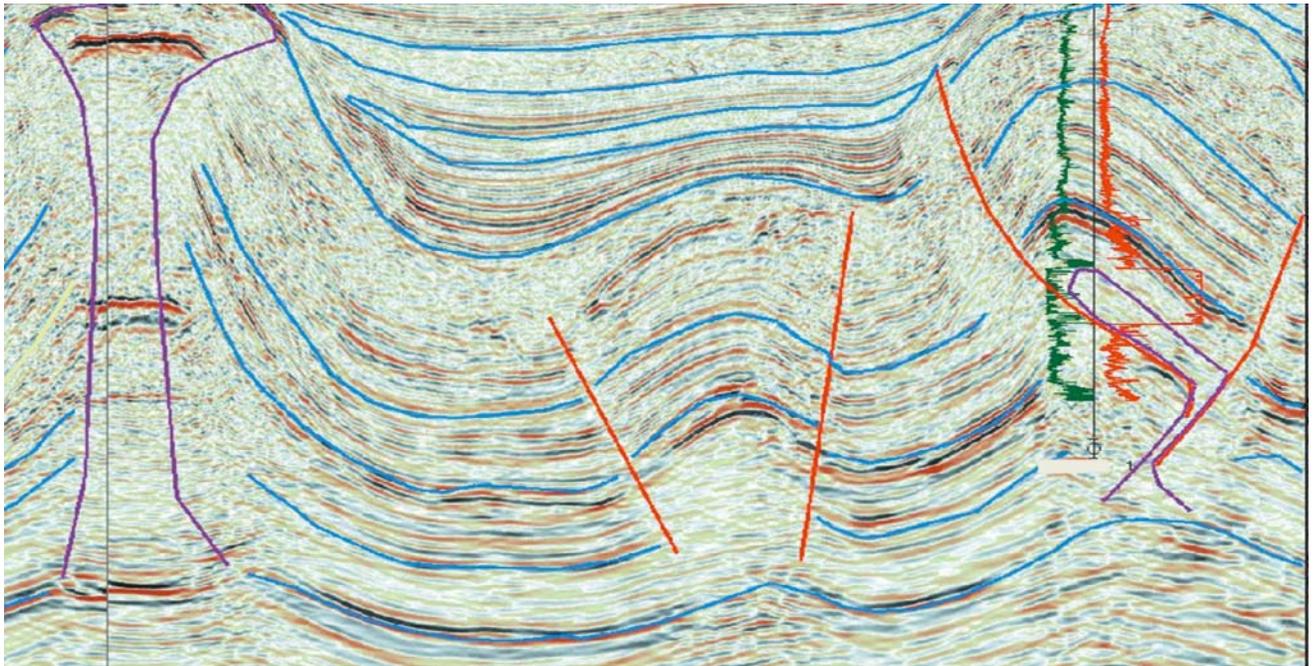
Fig. 5.8.- Diagrama de movilidad de la sal por deslizamiento gravitacional (modificado de Jackson y Talbot, 1986).

Durante esta fase, se depositó la tectonosecuencia 1 (T1) la cual involucra a las secuencias sísmicas S11 y S12, interpretadas y descritas en el capítulo anterior, correspondientes a los depósitos calcáreo arcillosos del Jurásico Superior y Cretácico. Se interpreta que durante esta fase, el ambiente tectónico que imperaba en el sureste del Golfo de México era de margen pasivo (post-rift); el cual se caracterizó por una fase de subsidencia térmica hacia el final de la extensión litosférica. Es común que durante la expansión oceánica se hayan desarrollado secuencias de márgenes pasivas, caracterizadas por una plataforma carbonatada agradante o progradante, en donde la geometría del frente de la plataforma fue controlado por la combinación de los efectos de la carga isostática de los sedimentos y la subsidencia termal. Por otro lado, se sabe que a finales del Cretácico Superior, en la margen del pacifico, el Bloque de Chortis colisionó con el Bloque de Chiapas, dando como resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas en el sur de México (Carfantán, 1981), sin afectar radicalmente el área marina de Campeche y el área de estudio.

Desde el Jurásico Medio y durante la parte temprana del Jurásico Superior, el depósito sedimentario estuvo controlado por la paleotopografía del basamento creada por la extensión del Jurásico Medio, controlando el depósito y distribución de las facies de la plataforma; dando como resultado que las plataformas carbonatadas se desarrollaran sobre los bloques altos del basamento, y las facies de cuenca y talud en los bajos paleotopográficos de los grabens. Del mismo modo, como se mencionó anteriormente, el movimiento temprano de la sal durante esta época, modificó la paleotopografía creando pliegues suaves que formarían minicuenas interdiapíricas; que al igual que los paleoaltos del basamento, controlaron el depósito de los sedimentos carbonatados.

El análisis sísmico de las secuencias involucradas durante esta deformación (S11 y S12), indican que la sedimentación ocurrió de forma aparentemente concordante, únicamente mostrando ligeras variaciones progresivas en los espesores de las secuencias a lo largo de la sección y mostrando una forma externa de "sheet drape", con patrones de reflexión interna con terminaciones en onlap de baja inclinación (Fig. 5.9). Se estima que estos reflectores corresponden a estratos de pre-crecimiento indicando que la sedimentación fue mayor que la tasa de levantamiento o deformación.

A.



B.

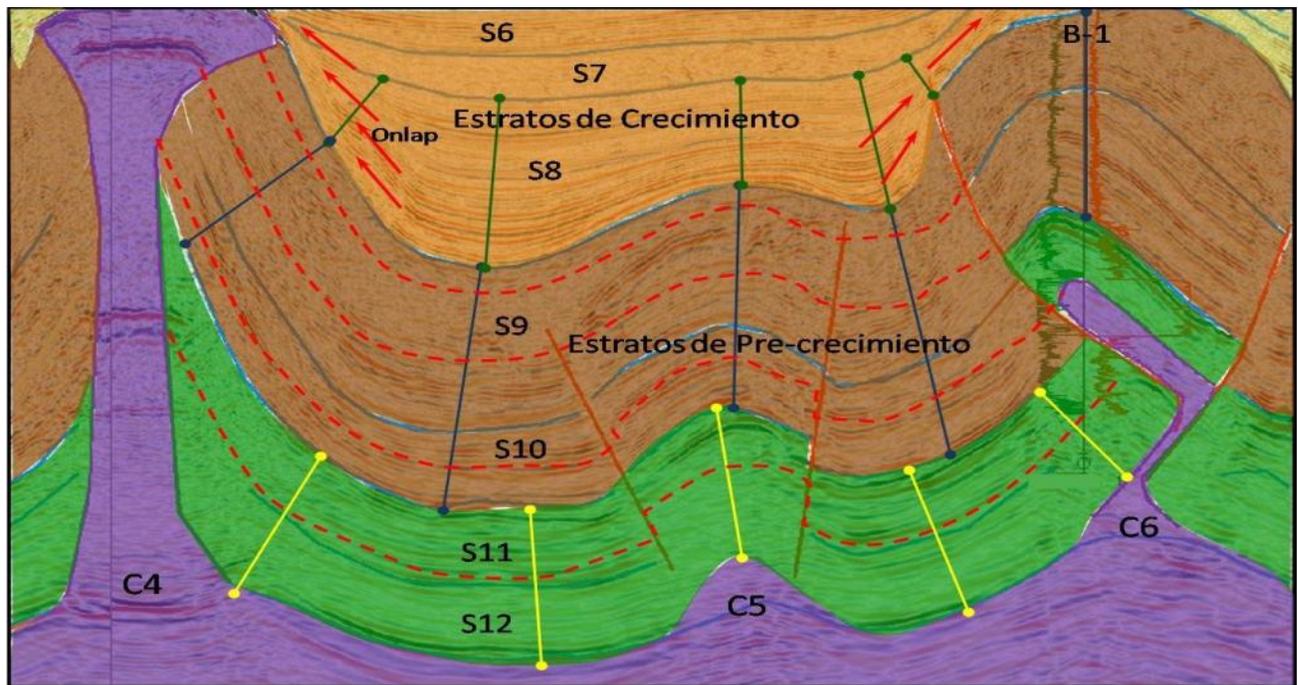


Fig. 5.9.- Interpretación sísmica de estratos de crecimiento dentro de una cuenca interdiapírica. (A) es la sección no interpretada. (B) es la sección interpretada. Las secuencias S9, S10, S11 Y S12 corresponden a estratos de pre-crecimiento, y las secuencias S7 y S8 a estratos de crecimiento. El espesor de las secuencias S7 y S8 en los anticlinales y sinclinales es variable; en las secuencias con estratos de pre-crecimiento el espesor es constante. Es notable la inclinación y la terminación en onlap de los reflectores sísmicos en los estratos de crecimiento sobre los flancos del anticlinal. Las líneas punteadas rojas indican la igualdad en espesor de las secuencias con estratos de pre-crecimiento.

5.3.3. Fase 2

Una segunda fase de deformación ocurrió paulatinamente desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio, debido al incremento de la carga sedimentaria, dando lugar a estructuras salinas no diapíricas de mayor amplitud que las anteriores, prevaleciendo los montículos de sal pero con mayor amplitud, y que en algunas ocasiones, evolucionaron a almohadillas o domos de sal. Estas últimas estructuras ocurren cuando los montículos comienzan a contraerse hasta angostarse y elevarse, formando flancos que incrementan cada vez más su pendiente formando pliegues con una mayor amplitud y menor longitud de onda; vistas en planta podrían ser circulares a moderadamente elípticas y sus bases generalmente subplanares. En el Anexo 4B se observa la sección balanceada restaurada para el Mioceno Medio, con la presencia de dichas estructuras. El estilo estructural de la sección se caracteriza por anticlinales simétricos con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos suaves a abiertos, con longitud de onda grande a moderada. Es posible que desde esta época existiera una de las fallas de cabalgamiento entre las líneas de referencia 12 y 13 (en el centro de la sección), siendo una de las más grandes. Se interpreta que para esta edad la longitud de la sección era de aproximadamente 142 km, con un acortamiento de 8 km desde el Cretácico Superior y un acortamiento porcentual del 5.3%. Se sugiere que fueron principalmente dos mecanismos de deformación los que plegaron y fallaron la zona durante esta fase:

- a) *Halokinesis por carga diferencial*, la cual facilita que la sal fluya de las zonas de mayor carga hacia las zonas de menor carga sedimentaria; en otras palabras, la sal se moverá por las variaciones en espesor de la carga sedimentaria, fluyendo de un área con mayor presión a una con menor presión para mantener su estabilidad (Fig. 5.10). A diferencia del mecanismo de halokinesis por flotación este no requiere de una inversión de densidades; en estas situaciones, se tiene una carga diferencial que, a medida que se incrementa producirá el desarrollo de estructuras individuales a velocidades mayores que las requeridas por la halokinesis por flotación. Se propone este mecanismo debido a que la carga sedimentaria para esta edad, es lo suficientemente grande y con variaciones en su espesor para crear una diferencia de presión en la masa salina que facilite su movilización.

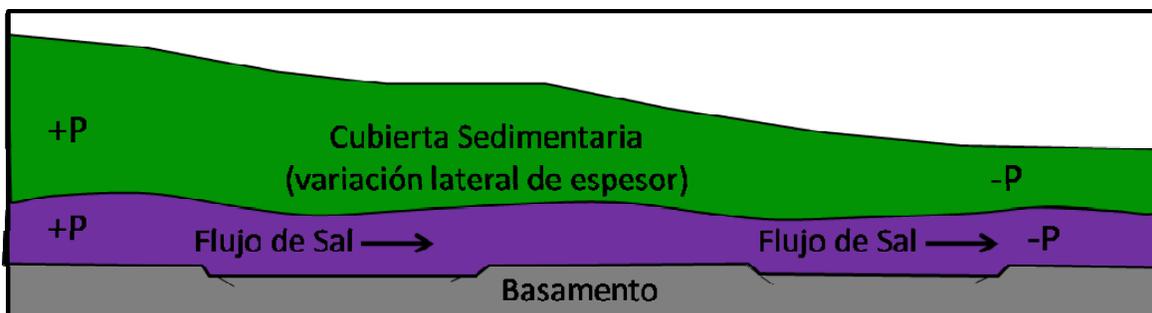


Fig. 5.10.- Diagrama de movilidad de la sal por carga diferencial (modificado de Jackson y Talbot, 1986).

- b) Así mismo, sigue influyendo el *deslizamiento gravitacional* como mecanismo de deformación, donde el basamento mantiene o incrementa su inclinación debido a la subsidencia termal en la zona occidental del área marina de Campeche (Fig. 5.8).

Desde el punto de vista tectono-sedimentario, durante esta fase se depositó la tectonosecuencia 2 (T2), la cual involucra a las secuencias sísmicas S9 y S10, interpretadas y descritas en el capítulo anterior, correspondientes a los depósitos terrígenos arcillosos y arenosos del Paleoceno-Mioceno Medio. Estos depósitos corresponden a una tectonosecuencia de antefosa, debido a que durante el Paleógeno el Bloque de Chortis migró progresivamente al este a lo largo del lado sur del Macizo de Chiapas y Guatemala, continuando el empuje y levantamiento del Macizo de Chiapas con una compresión incipiente y estimulando el desarrollo de antefosas en el norte. En el área de estudio no se presentan, aún para esta edad, efectos compresivos ni emplazamiento de cuerpos salinos, como ocurre en el sur de México, y al parecer durante el Mioceno Inferior y Medio todavía se mantienen dichas condiciones, prevaleciendo tectonosecuencias de antefosa.

El depósito de los sedimentos estuvo fuertemente controlado por la paleotopografía modificada por las estructuras salinas que se desarrollaron durante esta edad; dando lugar a cuencas interdiapíricas con mayor pendiente en sus flancos. El análisis sísmico de las secuencias involucradas durante esta deformación (S9 y S10), indican que la sedimentación ocurrió de forma concordante, únicamente mostrando ligeras variaciones graduales en los espesores de las secuencias a lo largo de la sección y mostrando una forma externa de “sheet drape” con ligeras formas de “wedge” hacia ambos flancos de los altos topográficos, con patrones de reflexión interna con terminaciones en onlap de muy baja inclinación. La geometría de dichos reflectores muestra que éstos, corresponden a estratos de pre-crecimiento indicando que la sedimentación fue mayor que la tasa de levantamiento o deformación (Fig. 5.9). Una de las secuencias depositadas durante esta época, es la secuencia 9 la cual se considera como uno de los mayores deslizamientos inducidos por gravedad identificados regionalmente en el área marina de Campeche, conocida coloquialmente como “caótica”. En contraste, es probable que la configuración caótica de esta secuencia sea de origen intraformacional, originada por esfuerzos compresivos que modificaron internamente a los sedimentos recientemente depositados antes de consolidarse por completo, para posteriormente plegarse y contorsionarse durante una fase de deformación (correspondiente con la Fase 3).

5.3.4. Fase 3

Durante el Mioceno Superior-Plioceno Medio Temprano ocurrió la máxima etapa de deformación en la zona de estudio, creando un sistema compresivo que involucra a toda la columna del Mesozoico hasta el Mioceno Medio, dando lugar a estructuras salinas diapíricas, generalmente intrusivas de mayor amplitud que en las fases anteriores, y un fuerte cabalgamiento y fallamiento inverso de pliegues de despegue que evolucionaron a pliegues por propagación de fallas formando estructuras “pop up” (Fig. 5.11). En el Anexo 4C se observa la sección balanceada restaurada en el Plioceno Medio con la presencia de dichas estructuras, siendo predominantes los diapiros salinos, bloques y paredes de sal. El estilo estructural de la sección es muy parecido al actual caracterizado por ser de pliegues con anticlinales ligeramente asimétricos nucleados por sal, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos cerrados, con longitud de onda corta a moderada y exhibiendo un fuerte acortamiento. A partir de esta fase son muy notables los cabalgamientos, siendo frecuentes los anticlinales con fallamiento inverso en ambos de sus flancos y con vergencias opuestas, creando bloques expulsados o estructuras tipo “pop-up” con

desplazamiento que facilita la inyección salina. Se interpreta que para esta edad, la longitud de la sección era de aproximadamente 94 km, con un acortamiento de 48 km desde el Mioceno Medio, siendo esta la mayor etapa de deformación compresional que sufrió el área, con un acortamiento porcentual del 33.8% desde el Mioceno Medio y 56 km-37.3% desde el Cretácico Superior. Se proponen dos mecanismos de deformación que modificaron el movimiento de la sal y el paquete sedimentario durante esta fase:

- a) Se considera que el principal mecanismo fue de *halotectónica* (Trusheim, 1957) y no de halokinesis, debido a que ocurrieron movimientos tectónicos en la margen del Pacífico que movilizaron a las placas tectónicas, induciendo que los esfuerzos horizontales se propagaran hacia adelante del extremo del foreland, deformando a las secuencias y produciendo un sistema compresivo en la zona de estudio y área marina de Campeche. Todo inició durante el Mioceno Medio en el sur de México en la margen del Pacífico, cuando el Bloque de Chortis empujó con mayor fuerza a la Sierra de Chiapas plegándola y cabalgándola con mayor intensidad, como consecuencia del movimiento sobre una superficie de despegue representado por la sal Calloviana. Sánchez-Montes de Oca (1980) denominó a esta orogenia como Evento Chiapaneco. Durante esta época, en el área marina de Campeche, los efectos de dicha orogenia fueron únicamente notables por un ligero levantamiento y fue hasta el Mioceno Superior-Plioceno Medio Temprano cuando los efectos tectónicos que ocurrieron en el sur de México, se propagaron hacia el norte, hacia adelante del extremo del foreland, plegando y cabalgando las rocas del Cinturón Plegado Chuktah-Tamil. Durante este efecto compresivo la sal actuó como una superficie de despegue propiciando el cabalgamiento de la sobrecarga, haciendo que el acortamiento invirtiera las densidades entre la sal y la cubierta sedimentaria y facilitando el flujo de sal por las zonas de despegue en forma ascendente, y formando pliegues de despegue que evolucionaron como pliegues por propagación de fallas (Fig.5.11).
- b) Otro mecanismo de deformación durante esta edad sugiere que la compresión fue inducida por efectos de *deslazamiento gravitacional* (Fig. 5.8), en donde el basamento sufre una mayor inclinación por subsidencia termal en la zona occidental del área marina de Campeche, creando una pendiente mayor que provocó que la masa salina fluyera por debajo del gradiente hidráulico. Se sabe que la sal, al ser sometida a esfuerzos de cizalla fluye rápidamente con altas velocidades de deformación (Carter et al., 1993; Vendeville et al., 1995).

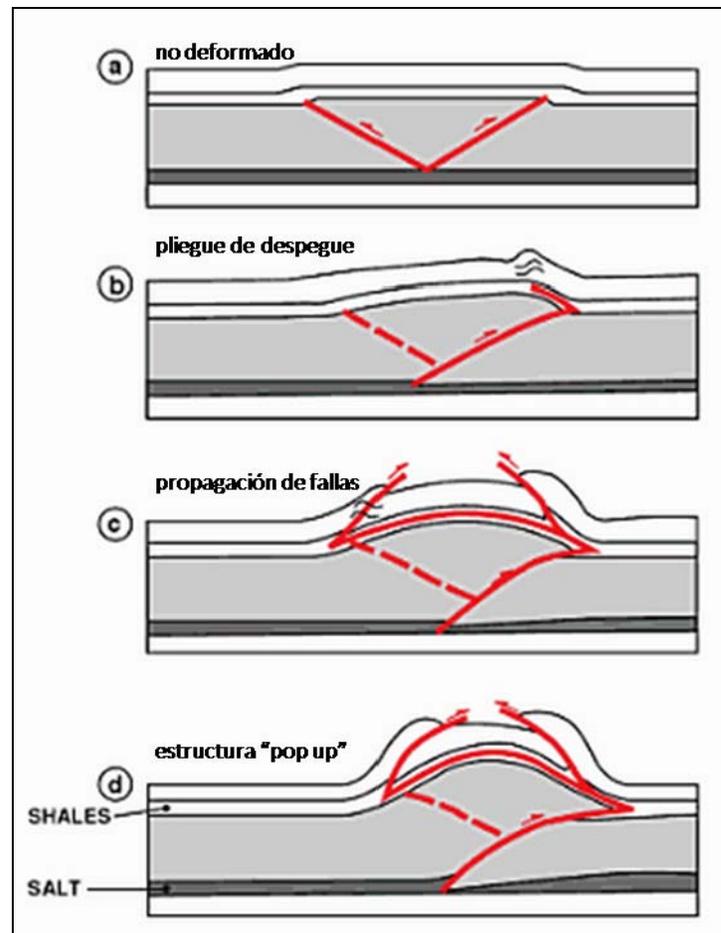


Fig. 5.11.- Modelo evolutivo de pliegues de despegue que evolucionaron a pliegues por propagación de fallas para formar estructuras "pop up" (tomado de Letousey et al., 1995).

Desde el punto de vista tectono-sedimentario, durante esta fase se depositó la tectonosecuencia 3 (T3), la cual involucra a las secuencias sísmicas S6, S7 y S8, interpretadas y descritas en el capítulo anterior, correspondientes a los depósitos terrígenos arcillosos y arenosos del Mioceno Superior a la parte inferior del Plioceno Medio. Estos depósitos corresponden a una tectonosecuencia de Cinturón Plegado, ocasionado por la propagación hacia el norte de los efectos compresivos asociados a la fase culminante de la colisión del Bloque de Chortis en el Pacífico Mexicano. Los pliegues y cabalgaduras son las estructuras más comunes en los cinturones plegados, asociados a la deformación en la parte más externa de la compresión, dentro del foreland. Como se mencionó anteriormente, la superficie de despegue por la cual se propagó el efecto compresivo del cinturón plegado fue la sal Calloviana, por lo que se considera como una deformación de cobertura sedimentaria que no involucra al basamento (thin-skin deformation).

El Macizo de Chiapas y la Sierra de Chiapas continuaron aportando gran cantidad de sedimentos con facies de flujos turbidíticos y depósitos caóticos en el talud y cuenca, mostrando un mayor espesor dentro de las estructuras de sinclinales, que funcionaron como depocentros. Es común que durante las tectonosecuencias de cinturones plegados, el relleno sedimentario ocurra dentro de las cuencas "piggy-back"; éstas se forman sobre o dentro de una faja de pliegues y

cabalgaduras controladas, en este caso, por la tectónica salina, creando cuencas interdiapíricas con flancos muy inclinados.

El análisis sísmico de las secuencias involucradas durante esta fase de deformación (S6, S7 y S8), indica que la sedimentación ocurrió de forma contemporánea a la deformación, siendo secuencias que presentan formas externas de “wedge” con relleno divergente, mostrando un mayor espesor dentro de las estructuras de sinclinales, que en los depósitos de la misma edad, en los anticlinales. Son notables los estratos de crecimiento durante esta fase (Fig.5.12), los cuales muestran patrones sísmicos con terminaciones de onlap con fuerte inclinación (Figs. 5.9 y Fig. 5.13), lo cual demuestra que la tasa de sedimentación fue menor que la tasa de levantamiento o deformación. La sedimentación ocurrió sobre pliegues de crecimiento que, conforme iban evolucionando a pliegues por propagación de fallas, formaron pendientes inclinadas en ambos flancos de los anticlinales, en donde los sedimentos al depositarse exhibieron una estratificación con patrones de onlap sobre ambos flancos. Debido a los fuertes cambios en la inclinación y espesor de los estratos de crecimiento, tanto sección arriba como en sentido horizontal a través del limbo, se propone un modelo de pliegues de despegue con rotación de limbos (Hardy y Poblet, 1994; Poblet et al., 1997) (Fig. 5.12).

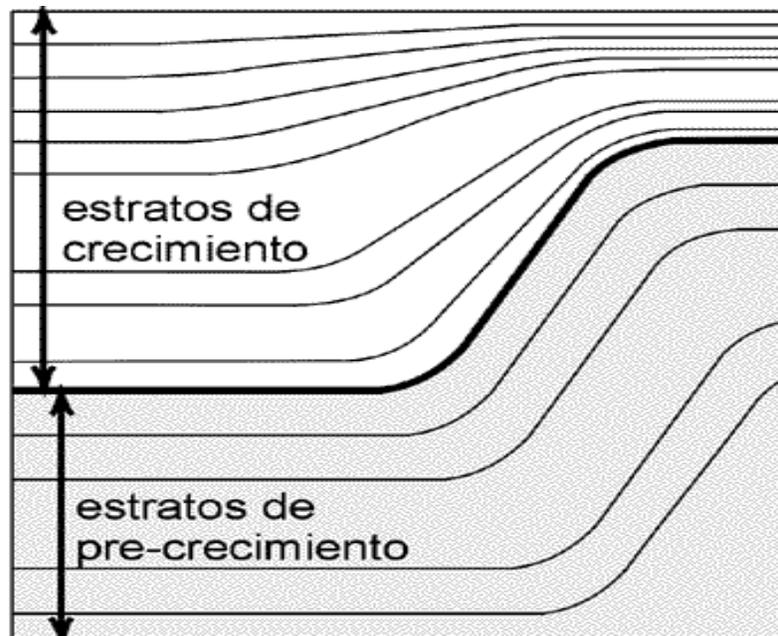
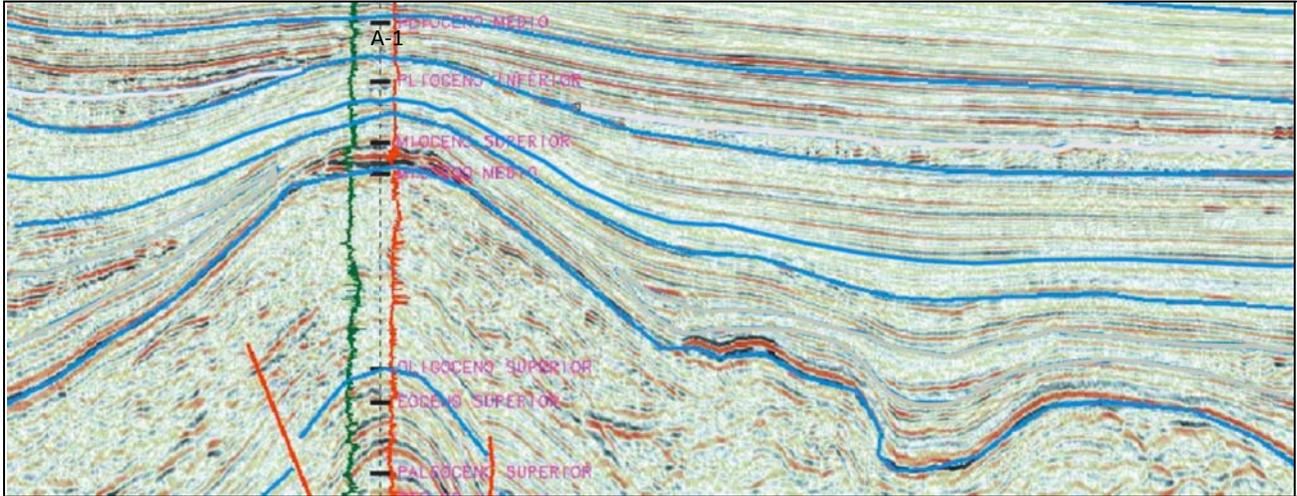


Fig. 5.12.- Modelo de estratos de crecimiento formados a partir de pliegues de despegue con rotación de limbos. Los estratos de precrecimiento muestran espesores iguales a lo largo de la sección, mientras que, los estratos de crecimiento exhiben una forma de abanico que disminuyen su inclinación y espesor sección arriba (tomado de Suppe et al., 1997).

A.



B.

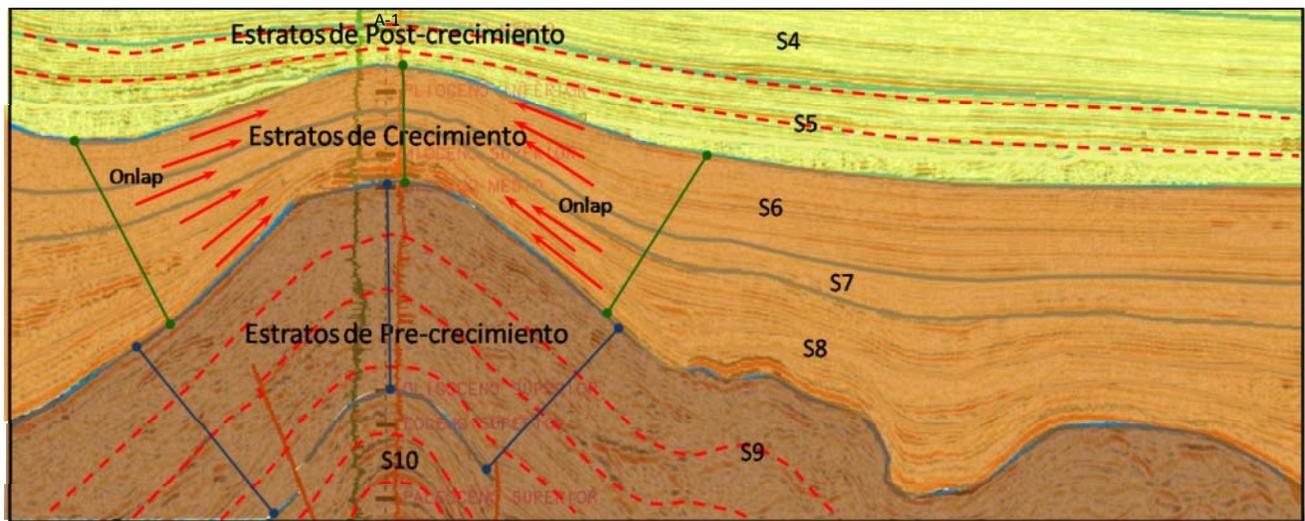


Fig. 5.13.- Interpretación de estratos de crecimiento en la sección sísmica dentro de una cuenca interdiapírica. (A) es la sección no interpretada. (B) es la sección interpretada; las secuencias S9 y S10 son estratos de pre-crecimiento; las secuencias S6, S7 y S8 son estratos de crecimiento; las secuencias S4 y S5 son estratos de post-crecimiento. El espesor de las secuencias S6, S7 y S8 en el anticlinal y sinclinal es variable; en las secuencias con estratos de pre-crecimiento el espesor es constante. Es notable la inclinación y la terminación en onlap de los reflectores sísmicos en los estratos de crecimiento sobre los flancos del anticlinal. Las líneas punteadas rojas indican la igualdad en espesor de las secuencias con estratos de pre-crecimiento.

5.3.5. Fase 4

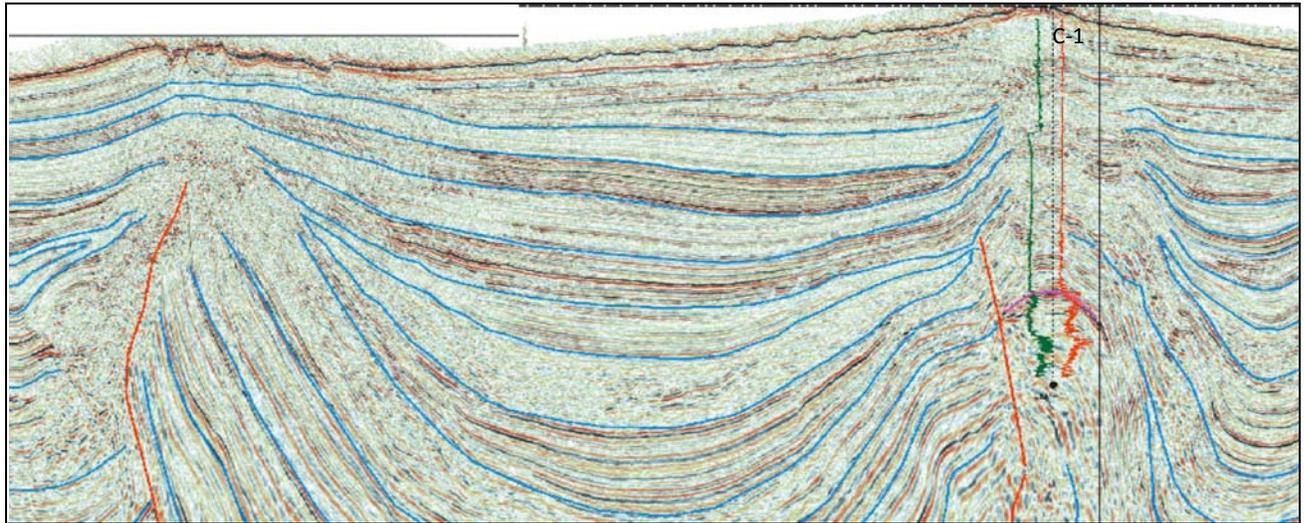
Finalmente, durante el Plioceno Medio-Pleistoceno ocurrió la última etapa de deformación en la zona de estudio, dando lugar a la reinyección de estructuras salinas diapíricas y a un efecto compresivo menor. Se considera que esta fase está relacionada con la evacuación de la sal, debido principalmente a la sobrecarga litostática. En el Anexo 4D se observa la sección sísmica actual, sin ninguna restauración o balanceo estructural. El estilo estructural de la sección es el mismo que se mencionó al principio de este capítulo, consintiendo esencialmente de pliegues asimétricos con anticlinales nucleados por sal, con vergencias al NW-SE, que evolucionaron como pliegues por propagación de fallas inversas que despegan desde el nivel de la sal autóctona. Los anticlinales están fallados en ambos de sus flancos inversamente, con la presencia de algunas estructuras tipo “pop-up” o bloques expulsados. La longitud de la sección actualmente es de 85 km, con un acortamiento de 9 km desde el Plioceno Medio, siendo una etapa de deformación compresional tenue, con un acortamiento del 9.5% desde el Plioceno Medio y del 43.3% desde el Cretácico Superior. Se proponen dos mecanismos de deformación que modificaron el movimiento de la sal y del paquete sedimentario durante esta fase:

- a) *Halokinesis por carga diferencial*, la cual facilita que la sal fluya de las zonas de mayor carga hacia las zonas de menor carga sedimentaria. Durante este mecanismo la sal se moverá por las variaciones en espesor de la carga sedimentaria, fluyendo de un área con mayor presión a una con menor presión para mantener su estabilidad o equilibrio (Fig. 5.10). Se interpreta que durante el Plioceno Medio - Pleistoceno, el Bloque de Chortis al trasladarse hacia el oriente, hace que el peso que ejercía sobre el Macizo de Chiapas disminuya, provocando un empuje vertical por rebote isostático, dejando al basamento expuesto a los efectos erosivos y aportando una gran cantidad de terrígenos al interior de la cuenca. Se propone el mecanismo de halokinesis por carga diferencial debido a que la carga sedimentaria para esta edad es lo suficientemente grande y con variaciones en su espesor para crear una diferencia de presión en la masa salina, subsidencia y por ende la reinyección y removilización de la sal.
- b) *Halokinesis de expansión por gravedad*, ocurre cuando la parte superior o cresta de un diapiro se emplaza lateralmente hacia los lados, dentro de la cubierta sedimentaria sobre superficies con ligera inclinación inducido por simple gravedad. Se plantea que durante esta fase, el cuerpo salino C4 de la Fig. 5.4, evolucionó de un diapiro salino sin cresta a uno con cresta en forma de balón debido a este mecanismo. La forma del bulbo puede variar dependiendo de la densidad de los sedimentos sobreyacentes con los que entra en contacto (Jackson y Talbot, 1986). En este caso, la cubierta sedimentaria es rígida y relativamente indeformable, por lo que la sal en ascenso es desviada en un fuerte flujo toroidal que origina un bulbo en forma de balón, generando una recirculación de la sal en ascenso. Del mismo modo, el cuerpo salino C6 corresponde a un diapiro por la reinyección de la sal durante esta fase.

Desde el punto de vista tectono-sedimentario, durante esta fase se depositó la tectonosecuencia 4 (T4) la cual involucra a las secuencias sísmicas S1, S2, S3, S4 y S5 interpretadas y descritas en el capítulo anterior, correspondientes a los depósitos terrígenos arcillosos del Plioceno Medio al Pleistoceno-Reciente. Estos depósitos corresponden a una tectono-secuencia de margen de emersión isostática, relacionada con una tectónica activa de evacuación salina y una compresión menor. Como se menciona anteriormente, este rebote isostático fue a causa de la disminución del empuje del Bloque de Chortis en la margen sur de Chiapas, por lo que emergió liberada del peso que la hundía, quedando expuesto a los efectos erosivos y aportando una gran cantidad de terrígenos al interior de la cuenca. Se depositaron una gran cantidad de sedimentos terrígenos provenientes del Macizo de Chiapas y Sierra de Chiapas, los cuales se caracterizan por ser turbiditas, principalmente arcillosas, depositadas en la cuenca profunda.

Después de la Fase 3, y del sucesivo relleno sedimentario, el piso oceánico quedó parcialmente regulado sin mostrar paleoaltos estructurales evidentes, únicamente mostrando ligeras inclinaciones por arriba de los flancos de los anticlinales. El análisis sísmico de las secuencias involucradas durante esta fase, indica que las secuencias presentan una forma externa de “sheet drape”, con escasos reflectores sísmicos con terminaciones en onlap sobre las superficies inclinadas. Los espesores de las secuencias por lo general son los mismos a lo largo de toda la sección; únicamente en la parte oriental de la sección se observan espesores variables con rellenos divergentes y formas externas de “wedge”, con mayor cantidad de patrones sísmicos con terminaciones en onlap. Se infiere que los cuerpos salinos C7 y C8 de la Figura 5.4, correspondientes a diapiros salinos intrusivos, continuaron con un empuje ascendente durante un mayor tiempo, modificando los depocentros de las minicuecas interdiapíricas, así como la distribución y acumulación de sedimentos; evidencia de esto, también lo demuestran los altos batimétricos del piso marino actual, por arriba de dichas estructuras diapíricas (Fig. 5.14). Se interpretó que las secuencias depositadas durante ésta fase, corresponden a estratos de post-crecimiento, caracterizados por tener poca inclinación y gran continuidad lateral, lo cual demuestra que la tasa de sedimentación fue mayor que la tasa de levantamiento o deformación en la mayoría de los casos.

A.



B.

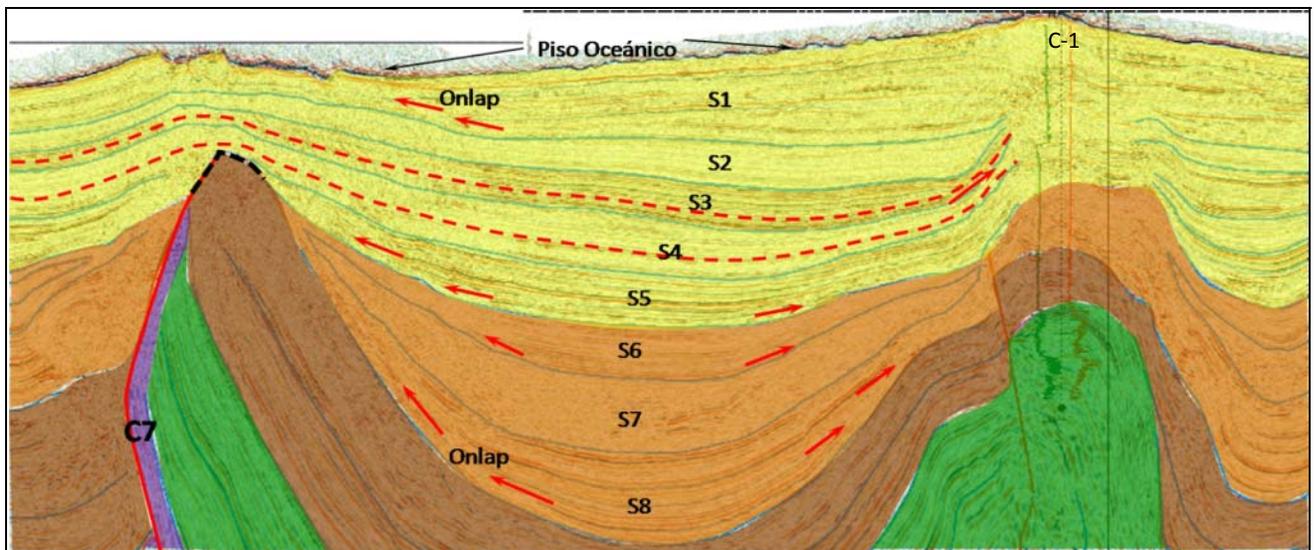


Fig. 5.14.- Interpretación de estratos de crecimiento en la sección sísmica dentro de una cuenca interdiapírica. (A) es la sección no interpretada. (B) es la sección interpretada; las secuencias S6, S7 y S8 son estratos de crecimiento; las secuencias S1, S2, S3, S4 y S5 son estratos de post-crecimiento. El espesor de las secuencias con estratos de crecimiento es variable, adelgazándose en los anticlinales; en las secuencias con estratos de post-crecimiento el espesor es constante, únicamente con variaciones hacia la zona oriental. Es notable el relieve positivo del fondo marino sobre los anticlinales, indicando una reciente etapa de levantamiento. Las líneas punteadas rojas indican la igualdad en espesor de las secuencias con estratos de post-crecimiento.

Capítulo 6. CONCLUSIONES

Se interpretó e integró información litológica, bioestratigráfica, de registros geofísicos de cuatro pozos exploratorios y sísmica de reflexión, a lo largo de una sección regional de 85 km de longitud, con una orientación preferencial NE-SW, ubicada dentro del área Tamil-Nab, en aguas profundas del Golfo de México. En la tabla del Anexo 5, se muestra una sinopsis cronoestratigráfica, paleoambiental y estructural que resume algunas de las conclusiones y resultados elaborados durante el trabajo de investigación. A continuación, se presentan de manera concisa, las conclusiones formuladas a partir del análisis de los resultados:

- ✓ La columna estratigráfica está constituida por unidades que varían en edad del Oxfordiano al Reciente.
- ✓ Los paleoambientes del Oxfordiano son de rampa interna (facies de intermarea y lagunares) que variaron a rampa externa; únicamente en la zona occidental, durante el Kimmeridgiano y Tithoniano, cambiaron a paleoambientes de cuenca con condiciones reductoras, mientras que en la zona oriental seguían predominando las rampas externas y talud inferior-medio. En la Sonda de Campeche, los paleoambientes fueron más someros, siendo de rampa interna, ambientes continentales y dunas costeras durante el Oxfordiano; laguna, banco de ooides, frente del banco y rampa interna durante el Kimmeridgiano; y rampa interna y externa durante el Tithoniano.
- ✓ En el Cretácico, en la zona occidental, se registraron principalmente paleoambientes de cuenca, observándose una oscilación cíclica de ambientes de cuenca a plataforma externa, durante el Albiano Medio; en la zona oriental, paleoambientes de talud inferior y medio que cambiaron a plataforma externa e interna durante el Maastrichtiano-Campaniano. En la Sonda de Campeche, los paleoambientes fueron de plataforma, talud y talud inferior.
- ✓ Para el Paleógeno, se reportaron paleobatimetrías que variaron de batial inferior a medio; posteriormente, durante el Neógeno, prevalecieron paleobatimetrías que cambiaron de batial medio a superior, y que durante el Plioceno Medio-Superior cambiaron a nerítico externo. En la Sonda de Campeche, los paleoambientes fueron más someros, siendo de batial medio-superior, durante el Paleógeno; y nerítico externo-medio durante el Neógeno.
- ✓ En la mayoría de los pozos, están ausentes los pisos del Neocomiano (Berriasiano, Valaginiano, Hauteriviano); se interpreta que durante esta edad, el piso oceánico era irregular, presentando paleoaltos batimétricos debido al movimiento temprano de la sal que controlaron la distribución y acumulación de sedimentos carbonatados de manera diferencial, variando el espesor de los depósitos. Se sugiere que fue hasta el Barremiano, cuando el piso oceánico quedó parcialmente regulado.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

- ✓ Del mismo modo, en la mayoría de los pozos, se observan discordancias entre los límites del Turoniano-Campaniano, debido a la ausencia de los pisos Santoniano-Coniaciano; indicando nuevamente un piso oceánico irregular, deformado por los efectos tempranos del movimiento salino.
- ✓ En la mayoría de los pozos, se localizaron calizas brechoides o microbrechas en la parte superior del Cretácico Superior (Maastrichtiano-Campaniano). Los paleoaltos estructurales, controlaron la distribución de los sedimentos, distribuyendo diferencialmente a las brechas polimícticas y calizas brechoides del Cretácico Superior, dando texturas, grados de selección, fabrica, porosidad y permeabilidad diferentes.
- ✓ Como resultado de la interpretación sismoestratigráfica y de registros de los pozos, se identificaron 12 secuencias sísmicas. Las secuencias S1 a S9 se depositaron durante el Paleógeno-Neógeno, correspondientes a facies de: desbordo, canal, lóbulos turbidíticos, derrumbes, deslizamientos y hemipelágicas. Las secuencias S11 y S12 son del Jurásico-Cretácico, pertenecientes a facies hemipelágicas y lóbulos turbidíticos. Según la clasificación de estratigrafía sísmica de Vail (1997), estas facies corresponden a sistemas de abanico submarino (Slope Fan Complex) depositados predominante sobre el talud, en condiciones de nivel bajo del mar (Low Stand Systems Tracts).
- ✓ De particular interés desde el punto de vista tectono-sedimentario, es el origen de la secuencia S9 del Mioceno Medio. Su aspecto caótico sugiere un origen intraformacional. Se interpreta que los sedimentos inicialmente se depositaron en facies de lóbulos turbidíticos y sedimentos hemipelágicos y antes de consolidarse por completo, estos se deformaron durante la fase compresiva del Mioceno Superior-Plioceno Medio Temprano.
- ✓ Con base en el análisis de estratos de crecimiento identificados dentro de secuencias sintectónicas (S6, S7 y S8), se determinó que la fase de mayor deformación del área inició en el Mioceno Superior y concluyó durante el Plioceno Medio Temprano.
- ✓ El estilo estructural del área estudiada se caracteriza por pliegues de despegue que evolucionaron a pliegues por propagación de fallas, ligeramente asimétricos nucleados por sal, con orientación NW-SE, de moderada a alta amplitud y longitud de onda moderada y sinclinales amplios, que tienen como despegue basal el nivel de la sal autóctona. Algunos de los anticlinales presentan fallamiento inverso en ambos flancos, formando estructuras “pop up”. En la zona oriental el acortamiento es mayor, los sinclinales son más profundos y el desplazamiento de los bloques expulsados es mayor.
- ✓ La evolución estructural de las masas salinas presentes en el área de estudio fue modificándose con el tiempo, iniciando con estructuras no diapíricas de montículos de sal (salt swells) que evolucionaron a almohadillas y domos de sal (salt pillows y domes), durante una etapa inicial de deformación; posteriormente, evolucionaron a estructuras diapíricas como

paredes y bloques de sal (salt walls y stocks) durante la fase compresiva de deformación; y finalmente, a diapiros salinos (salt diapirs) con bulbos en sus crestas, durante la etapa de reinyección salina.

- ✓ De forma general, se identificaron 4 fases de deformación, cada una correspondiente a una tectonosecuencia:
 - Fase 1: Tectonosecuencia de margen pasivo (Jurásico Superior-Cretácico Superior; S11 y S12), inducida por los mecanismos de halokinesis por flotación y de deslizamiento gravitacional, generando estructuras de montículos de sal, durante una etapa temprana de deformación salina.
 - Fase 2: Tectonosecuencia de antifosa (Paleoceno Inferior-Mioceno Medio; S9 y S10), controlada por los mecanismos de deformación de halokinesis por carga diferencial y de deslizamiento gravitacional, generando estructuras de montículos, almohadillas y domos de sal. Para este tiempo se estima un acortamiento del 5.3 %.
 - Fase 3: Tectonosecuencia de cinturón plegado (Mioceno Superior-Plioceno Medio Temprano; S6, S7 y S8), influenciada por los mecanismos de tectónicos en el sur de México y por deslizamientos gravitacionales, formando estructuras de diapiros, bloques y paredes de sal; corresponde a la mayor etapa de deformación en el área. Se estima un acortamiento del 37.3 % con respecto al Cretácico Superior.
 - Fase 4: Tectonosecuencia de margen isostáticamente levantada (Mioceno Medio-Pleistoceno-Reciente; S1, S2, S3, S4 y S5), inducida por los mecanismos de deformación de halokinesis por carga diferencial y halokinesis de expansión por gravedad. La longitud actual de la sección es de 85 km, con un acortamiento final del 43.3 % desde el Cretácico Superior.
- ✓ Desde el punto de vista geológico petrolero se concluye lo siguiente:
 - En el área de estudio existen condiciones geológicas que favorecen la migración, acumulación y entrapamiento de hidrocarburos; la riqueza orgánica y espesor de las rocas generadoras son alentadores, sin embargo, las condiciones de madurez hasta ahora observadas no lo son.
 - Las rocas acumuladoras productoras más importantes son las calizas fracturadas y dolomías del Albiano-Cenomaniano en facies de lóbulos turbidíticos, en los pozos A-1 y D-1, respectivamente, ya que las calizas brechoides del Cretácico Superior, aunque presentes en todos los pozos, tienen bajos valores de porosidad y permeabilidad, al igual que las rocas del Terciario por su alto nivel de arcillosidad.

- Debido a la baja densidad y alta viscosidad de los aceites encontrados en el área de estudio (10° a 11° API), sus factores de recuperación, por debajo del 10 %, hacen que los descubrimientos hasta ahora realizados no sean rentables. Se requiere desarrollo de tecnologías que mediante sistemas artificiales de producción pongan a los aceites pesados y extrapesados en superficie dentro de un contexto de viabilidad económica.
- ✓ Los resultados de esta tesis podrán servir como una fuente de información o referencia, para futuros estudios que se realicen en el área de aguas profundas del sureste del Golfo de México, relacionados con la estratigrafía, sedimentología y geología estructural, así como, un apoyo para evaluar los elementos del sistema petrolero, como son: roca generadora, roca almacén, roca sello, trampa, migración y sincronía.

BIBLIOGRAFÍA

- Adán-González N. y Jiménez-Bernal F., 2008. Caracterización geológica y petrofísica de un pozo exploratorio de un sector de Reforma, Tabasco. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis Licenciatura, pp. 25-49.
- Aguayo C.J.E., 1966. Estudio geológico de la zona transicional comprendida entre la Cuenca de Macuspana-Campeche y la porción Occidental de la Plataforma de Yucatán. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis profesional, 35 p. (inédita).
- Aguayo C.J.E., Bello R. y Basañez M.A., 1985a. Evolución sedimentaria del Mesozoico del área de Chiapas-Tabasco. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, No. 40, pp. 123-138.
- Aguayo C.J.E., Basañez M.A., Bello R., Pimienta M. y Sosa A., 1985 b. Tectonic Evolution and Carbonate Sedimentary Environments During the Mesozoic at Reforma-Jalpa Area, SE Mexico. The American Association Petroleum Geologists and Society Economic Paleontologists and Mineralogists. Core Work shop, New Orleans, Louisiana, pp. 249-254.
- Aguayo C.J.E., Gutiérrez-Estrada M.A., Araujo J.M., Sandoval-Ochoa J.H. y Vázquez- Gutiérrez F., 1999. Geodinámica Holocénica y Reciente del sistema fluvio-deltáico Grijalva-Usumacinta, Suroeste del Golfo de México. Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural, V. 49, pp. 29-44.
- Aguayo C.J.E., Araujo J.M., Gutiérrez-Estrada M.A. y Sandoval-Ochoa J.H. (2001). Proyecto de investigación sobre la geodinámica marina del Suroeste del Golfo de México. Instituto Mexicano del Petróleo, informe técnico FIES-IMP, 96-17-1, 51 p. (inédito).
- Alencáster G. y Michaud F., 1990. Rudistas (Bivalvia-Hippuritacea) del Cretácico Superior de la región de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (México). Actas de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, V. 4, pp. 175-194.
- Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S.V., Claeys, P., Kastner, M., and Hildebrand, A.R., 1992, Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540: *Geology*, v. 20, p. 697-700
- Ambrose, W. A., T. F. Wawrzyniec, K. Fouad, S. C. Talukdar, R. H. Jones, D. C. Jennette, M. H. Holtz, S. Sakurai, S. P. Dutton, D. B. Dunlap, E. H. Guevara, J. Meneses Rocha, J. Lugo, L. Aguilera, J. Berlanga, L. Miranda, J. Ruiz Morales, R. Rojas, and H. Solís, 2003, Geologic framework of upper Miocene and Pliocene gas plays of the Macuspana Basin, southeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 87, pp. 1411-1435.
- Angeles-Aquino F.J., Vizcarra-Valenzuela C., Puerto-Zapata C., Leon-Tapia C., Fuentes-Lopez U., 1983. Monografía petrolera de la Zona Marina, Superintendencia General de Exploración, Petróleos Mexicanos, 110 pgs. AMGP.
- Angeles Aquino F.J., 1988. Estudio estratigráfico-sedimentológico del Cretácico en la Sonda de Campeche, México. Revista de Ingeniería Petrolera, V. XXVIII, No. 1, pp. 45-55.
- Angeles Aquino, F.J., Reyes Núñez, J., Quezada-Muñetón, J.M., 1992, Evolución tectónica de la Sonda de Campeche, estilos estructurales resultantes y su implicación en la generación y acumulación de hidrocarburos: II Simposio de Exploración Petrolera, Instituto Mexicano del Petróleo, México, D.F.
- Angeles-Aquino F.J., Reyes N., Quezada J.M. y Meneses J.R., 1994. Tectonic Evolution, Structural Styles and Oil Habitat in the Campeche Sound, México. Transactions of the Gulf Coast Associations of Geological Societies, V. XLIV, pp. 53-62.
- Angeles-Aquino, F. y A. Cantu Chapa, 2001. Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico, en C. Bartolini, R.T. Buffler, y Abelardo Cantú Chapa (Eds), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems. AAPG Memoir 75, pp.343-352.
- Angeles-Aquino, F.J., 2006. Monografía Petrolera de la zona Marina, Asociación Mexicana de Geólogos petroleros, A.C
- Antoine, J.W. 1972. Structure of the Gulf of Mexico. In: Rezak, R. and V.J. Henry (eds.) Texas A&M University Oceanographic Studies, Volume 3: Contributions on the geological and geophysical oceanography of the Gulf of Mexico. Gulf Publishing Company, Ht. 303 p.
- Bartok P., 1989. The Origin of the Eastern Gulf of Mexico and Proto-Caribbean. Geological Society of America Abstracts with Programs, V. 21, pp. A129.
- Bartok P., 1993. Pre-breakup Geology of the Gulf of Mexico-Caribbean. Its Relation to Triassic and Jurassic rift Systems of the Region. Tectonics, V. 12, pp. 441-449.
- Basañez L.M.A. y Brito M.A., 1987. Estudio diagenético del Jurásico Superior en pozos de la Zona Marina de Campeche. Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto IMP, C-3043, 87 p. (inédito).
- Basurto-Borbolla, G., 1992. Tectónica Salina y su Expresión Sísmica en el sureste de México y sur del Golfo de México. Tesis posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

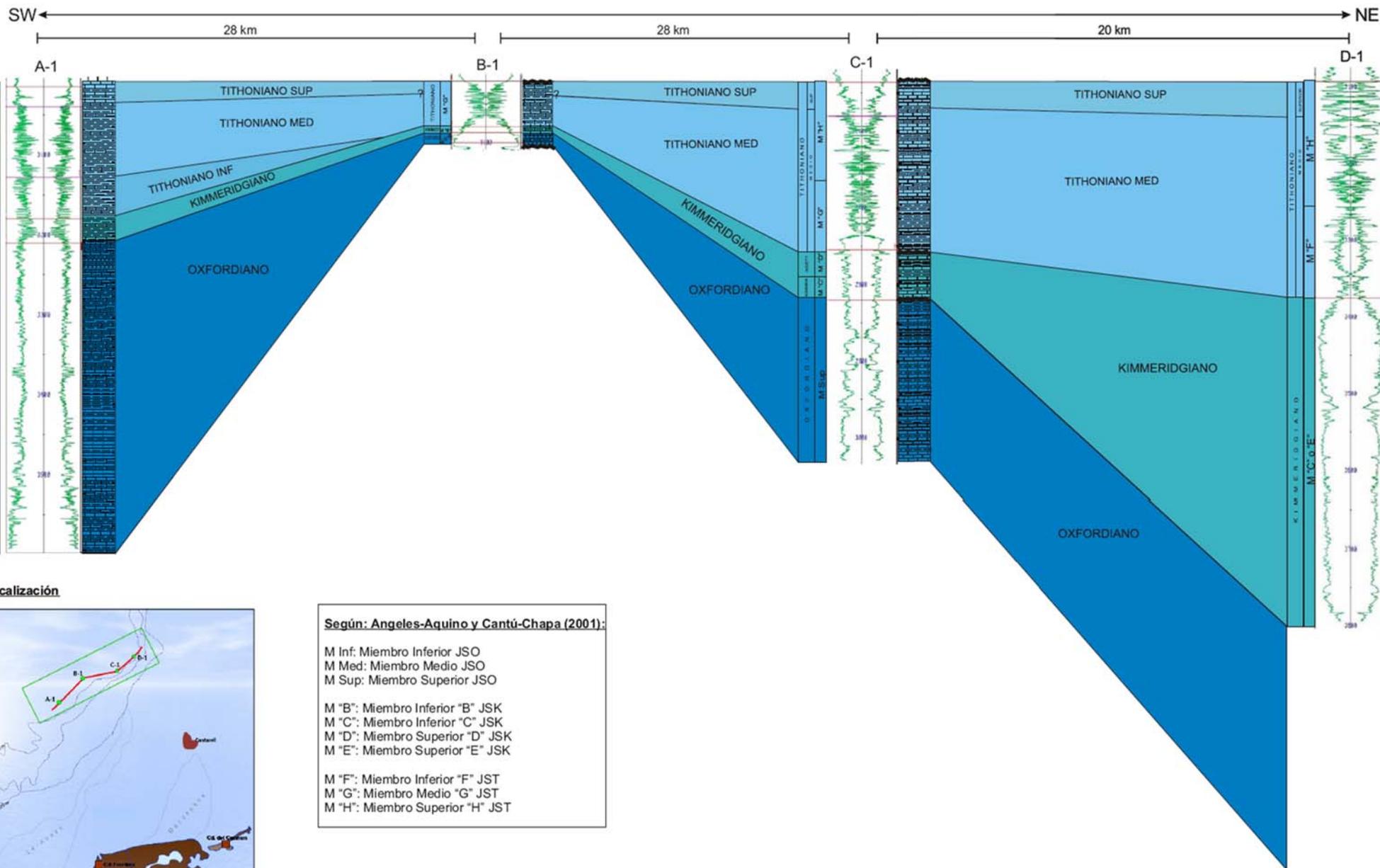
El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

- Bryant, W.R., Antoine, J., Ewing, M., and Jones, B., 1968, Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1204–1228.
- Burkart B., 1978. Offset Across the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, V. 6, pp. 328-332.
- Burkart B., Deaton C., Dengo C. y Moreno G., 1987. Tectonic Wedges and Offset Laramide Structures Along the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. Reaffirmation of large Neogene Displacement. *Tectonics*, V. 6, No. 4, pp. 411-422.
- Camargo Z.A. y Quezada J.M., 1991. Análisis geológico-económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XLI, No. 2, pp. 1-32.
- Cantú-Chapa, A., 1977, "Las amonitas del pozo Chac-1, norte de Campeche (Golfo de México)" *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol. IX, num. 2.
- Cantú Chapa, A., 2001. Mexico as the western margin of Pangea base on biogeographic evidence from the Permian to the Jurassic", en C. Bartolini, R.T. Buffler y A. Cantú-Chapa (eds), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*. AAPG Memoir 75, p. 1-27.
- Cantú-Chapa, A., y R. Landeros-Flores, 2001, *The Cretaceous-Paleocene Boundary in the subsurface Campeche Shelf, southern Gulf of Mexico*", en C. Bartolini, R.T. Buffler y A. Cantú Chapa (eds), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*. AAPG Memoir 75, pp.389-395.
- Cárdenas-Vences G., 2008. Evaluación petrolera y métodos de explotación en el complejo Ku-Maloob-Zaap. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis Licenciatura, pp. 29-46, 55-59.
- Carfantan, J.C., 1981. Structural evolution of the south-east of Mexico; paleogeography and tectonic history of the internal zones Mesozoic. *Revista UNAM, Instituto de Geología* 5 (2), 207–216 (in Spanish).
- Carter, N.L., Horseman, S.T., Russell, J.E. y Handin, J., 1993. Rheology of rocksalt: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 1257-1271.
- Castro-Mora J., Schlaepfer C. y Martínez E., 1975. Estratigrafía y microfácies del Mesozoico de la Sierra Madre Sur, Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 27, Nos. 1-3, pp.1-103.
- Coney P.J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, V. 15, No.1, pp. 6-15.
- Cruz-Helú, P., Verdugo V., R., y Bárcenas P., R., 1977, Origin and distribution of Tertiary conglomerates, Veracruz Basin, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 61, p. 207-226
- Dahlstrom, C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 18, p. 332-406.
- Dengo G. y Bohnenberger O.H. (1969). Structural Development of Northern Central America. *The American Association of Petroleum Geologists Memoir*. *Geology*, V. 11, pp. 203-220.
- Dickinson W.R. y Coney P.J. (1980). Plate Tectonic Constraints on the Origin of the Gulf of Mexico, in : Pilger R.H., ed., *The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic*. Symposium, Baton Rouge, La., pp. 27-36.
- Dobson, L. M., and R. T. Buffler, 1997, Seismic stratigraphy and geologic history of Jurassic rocks, northeastern Gulf of Mexico: *AAPG Bulletin*, v. 81; no. 1; p. 100-120
- Espina, R.G.; Alonso, J.L.; Pulgar, J.A. 1996. Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 4, p. 431-444.
- Feng, J., Buffler, R.T., Kominz, M.A., 1994. Laramide orogenic influence on late Mesozoic-Cenozoic subsidence history, western deep Gulf of Mexico Basin. *Geology* 22 (4), 359–362.
- García-Molina, G., 1994, Structural evolution of SE México (Chiapas-Tabasco-Campeche) offshore and onshore: Rice University, Ph.D. Dissertation, 161 p.
- Garrison, L.E., y Martin, R.G., Jr., 1973, Geologic structures in the Gulf of México basin: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 773, 85 p.
- Galloway, W. E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin: *AAPG Bulletin*, v. 73, p. 143–154.
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B., Cabera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., Scott, T.M., 1991. Cenozoic. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America*, vol. J. Geological Society of America, pp. 245–324.

- García-Molina, G., 1994, Structural evolution of SE México (Chiapas-Tabasco-Campeche) offshore and onshore: Rice University, Ph.D. Dissertation, 161 p.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L. Wilson, and T.F. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p. 1-58
- Goldhammer, R.K., y Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 45-81.
- Grajales-Nishimura, J.M., E. Cedillo-Pardo, C. Rosales-Domínguez, D.J. Morán-Zenteno, W. Alvarez, P. Claeys, J. Ruíz-Morales, J. García-Hernández, P. Padilla-Avila, A. Sánchez-Ríos, 2000, Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields: *Geology*, v. 28, p. 307-310
- Gulf Base, 2006, "General Facts about the Gulf of Mexico", <http://www.gulfbase.org/facts.php>
- Guzmán M.A. y Mello M.R., 1999. Origin of Oil in the Sureste Basin, México. The American Association Petroleum Geologists Bulletin, V. 83, No.7, July, pp. 1068-1095.
- Hardy, S.; Poblet, J. 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, Vol. 22, p. 371-374.
- Hernández-Juárez A., 2008. Origen, evolución e importancia económica petrolera del campo Cantarell, en la Sonda de Campeche. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis Licenciatura, pp. 17-33, 51-69.
- Herrea S.M.E. y Estavillo C.F.G., 1991. Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de la Formación Todos Santos en el área del Alto-Uzpanapa- Matías Romero, Oaxaca. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, V. 23, No.1, pp. 5-42.
- Holguin Q.N., 1985. Evaluación geoquímica del Sureste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 37, pp. 3- 48.
- Hossack, J. R., 1979, The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review: *Journal of the Geological Society*, 136, 705-711.
- Jackson, M.P.A. y Talbot, C. J., 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *GSA Bull.* 97, p. 305-323.
- Jakobsson K. H., Ellis D., Stewart I. y Van Bockstaele A., 2003. Mexico a Regional Analysis. Statoil Publication, p. 3-23.
- Letouzey, J., B. Colletta, R. Vially, J.C. Chermette, 1995. Evolution of Salt-Related Structures in Compressional Settings, in M.P.A. Jackson, D.G. Roberts, and S. Senelson, eds., Salt Tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65, p. 41-60.
- Limón-González, M., Cedillo Pardo, E., Quezada Muñeton, J. M., Grajales-Nishimura, J. M., Alvarez, W., Hildebrand, A. R., Sánchez Ríos, M.A., Rosales Dominguez, M. C., and González Casildo, V., 1994. Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary breccias from southern Mexico: Normal sedimentary deposits or impact related breccias?: American Association of Petroleum Geologists, Abstracts, v. 3, p. 199
- Michaud, F., 1987, Stratigraphie et paleogeographie du Mesozoique du Chiapas, sud-est du Mexique: These du Doctorat, Université Paris 6, 301 p.
- Mitchum, R. M., P. R. Vail and S. Thompson, 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis, in C.E. Clayton, ed., Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 53-62.
- Mitchum, R. M., P. R. Vail and J. B. Sangree, 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences, in C.E. Clayton, ed., Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 117-133.
- Meneses de Gyves J., 1980. Geología de la Sonda de Campeche. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXXIX, No. 2, pp. 1-26.
- Meneses-Rocha J., 1986. Evolución tectónica de las provincias de fallas de transcurrencia de Chiapas, México. *Sociedad Geológica Mexicana, VIII Convención Nacional*, México, DF. Resúmenes, p. 29 (resumen).
- Meneses-Rocha J., 1987. Marco tectónico y paleogeografía del Triásico Tardío-Jurásico en el Sureste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXXIX, No. 12, pp. 3-69.
- Meneses Rocha J., 1990, Marco tectónico y paleogeográfico del Triásico Tardío-Jurásico en el sureste de México, *Boletín AMGP*, Vol. XXXIX, No. 2, p. 3-68.

- Monroy-Santiago F., 1996. Estudio sedimentológico y diagenético del Jurásico Tardío Kimmeridgiano de la parte suroccidental de la Sonda de Campeche, Mex. Facultad de Ingeniería, Posgrado UNAM, Tesis Maestría, pp. 30-46.
- Muñoz-Jiménez, A.; Casas-Sainz, A.M. 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectonosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, Vol. 9, p. 65-85.
- Olivas-Ramírez M., 1975. Aspectos paleogeográficos de la región Sureste de México en los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y Quintana Roo. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXVI, pp. 323-336.
- Ornelas, M., N. Aguilera, S. Franco, M. Granados y R. Bello. 1993. Biozonificación y análisis de facies del Jurásico Superior en pozos del Área Marina de Campeche. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* 6: 11-47.
- Oviedo, P.A.E., 1996. Evolución Neógena de las cuencas Terciarias del Sureste. Tesis Maestría, UNAM.
- Padilla y Sánchez, R.J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, num1, 2007, pp.19-42.
- Peel, F. J., C. J. Travis, and J. R. Hossack, 1995, Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore U.S. Gulf of Mexico: A preliminary analysis, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snellson, eds., *Salt tectonics, a global perspective: AAPG Memoir* 65, p. 153– 175.
- Pérez-Drago, G., Gutiérrez-Cirlos Maraña, A. G., Urrutia-Fucugauchi, J., Pérez-Cruz, L. M., 2008. Chicxulub Impact Crater and Yucatan Carbonate Platform - PEMEX Oil Exploratory Wells Revisited. Poster presentation AGU Fall Meeting 2008 (inedito).
- Pilger R.H. Jr., 1981. The Opening of the Gulf of Mexico: Implications for the Tectonic Evolution of the Northern Gulf Coast. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, V.31, pp. 377-381.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001a. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions, Petroleum systems of deep-water basins: global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM 21st Annual Research Conference*, Houston, Texas, GCSSEPM, 193-220 .
- Pindell, J.L. and Dewey, J.F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/ Caribbean region. *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.
- Poblet, J.; McClay, K.; Storti, F.; Muñoz, J.A. 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 3-4, p. 369-381.
- Quezada-Muñetón, J.M. 1990. El Cretácico medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros*, 39, 1, p. 3-98.
- Quezada-Muñetón, J.M., 1992, El Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el borde de oriental del Batolito de la Mixtequita en el Noreste del Estado de Oaxaca, *Boletín AMGP*, Vol. XXXIX, No. 1, 98 p.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pirinees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, Vol. 15, p. 213-233.
- Ricoy S., U., 1989, Tertiary terrigenous depositional systems of the Mexican Isthmus Basins: Ph.D. Dissertation, The University of Texas at Austin, 145 p.
- Rowan, M. G., B. C. McBride, and P. Weimer, 1995, The role of extension in the evolution of allochthonous salt, central Louisiana outer shelf and upper slope, in B. E. Perkins, ed., *Salt, sediment and hydrocarbons: Gulf Coast Section SEPM 16th Annual Research Conference*, p. 223– 233.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419–451
- Salvador, A., 1991a, Editor, *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J
- Salvador, A., 1991b, Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 131–180
- Salvador, A., 1991c, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389– 444
- Sánchez-Montes de Oca R. (1978). *Geología petrolera de la Sierra de Chiapas, IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos*, Superintendencia General de Distritos de Exploración, Zona Sur, Libro-Guía, 57 p.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 1980, *Geología petrolera de la Sierra de Chiapas: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 31, Nos. 1-2, p. 67-77

- Sandoval-Ochoa J.H., Aguayo J.E.C., Gutiérrez-Estrada M.A. y Araujo J.M., 1999. Relaciones tectónicas en la margen continental al Sur del Golfo de México y cinemática del Manto, morfología basamento bloques corticales sobre la placa. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, V. 49, pp. 17-28.
- Sawyer, D.S., Buffler, R.T. and Pigler Jr., R.H. 1991. The crust under the Gulf of Mexico basin. In: Salvador, A. (ed), *The Gulf of México Basin*. Geol. Soc. Am., *The Geology of North America*, v.J, p. 53-72.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C., 1993, *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Sohl, N. F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., and Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. J, p. 205–244.
- Stanley S. M., 2002. *Earth System History*, p. 405-410.
- Suppe J., 1983, *Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science*, 283, 684-721.
- Suppe J., 1985, *Principles of structural geology: New Jersey, Prentice-Hall*, 537p.
- Suter M., 1981, *Strukturelles Querprofil durch den nordwestlichen Faltenjura, Mt-Terri-Randüberschiebung-Freiberge: Eclogae geol. Helvetiae*, 74, 255-275.
- Trudgill, B. D., Fiduk, J. C., Weimer, P., Rowan, M. G., Gale, P. E., Korn, B. E., Phair, R. L., Gafford, W. T., Dischinger, J. B., Roberts, G. R., and Henage, L. F., 1995, *The geological evolution of the deep water Perdido Foldbelt, Alaminos Canyon, northwestern deep Gulf of Mexico. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 45, p. 573-579.
- Trusheim, F., 1957. *Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands*. In: *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 109, 111-151.
- Uchupi, E. 1975. *Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea*. In: Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. (eds.) *The ocean basins and margins*, vol. 3: *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Plenum Press, NY. 706 p.
- Van der Voo, R., F.J. Mauk, and R.B. French, 1976. *Permian Triassic continental configuration and the origin of the Gulf of Mexico. Geology*, Vol. 4, pp. 177-180
- Vélez-Scholvinck D., 1990. *Modelo transcurrente en la evolución tectono-sedimentaria de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XL, No.2, pp. 1-35.
- Vendeville, B.C., and Nilsen, K.T., 1995. *Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening*, in Travis, C.J., Harrison, H., Hudec, M.R., Vendeville, B.C., Peel, F.J., and Perkins, B.F., eds., *Salt, sediment and hydrocarbons: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sixteenth Annual Research Conference*, p. 285–295.
- Viniegra O., Francisco, 1966, *Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la Provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlán: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 18, p. 145-171
- Viniegra F.O., 1971. *Age and Evolution of Salt Basins of South eastern Mexico. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 55, No. 3, pp. 478-494.
- Weidie, A. E., Wolleben, J. A., and McBride, E. F., 1972, *Late Cretaceous depositional systems in northern Mexico: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Societies*, v. 22, p. 323-329.
- Weimer, P., and R.T. Buffler, 1992, *Structural geology and evolution of the Mississippi Fan fold belt, deep Gulf of Mexico: AAPG Bulletin*, v. 76/2, p. 225-251.
- Wilkerson, M. S., Dicken C. L., 2001, *Quick look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings: AAPG Bulletin*, 85, 1759-1770.
- Winker, C.D., y Buffler, R.T., 1988, *Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bull.*, v. 72, p. 318-346.
- Weyl R., 1974. *El desarrollo paleogeográfico de América Central. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXV, pp. 375-415.
- Wu, S., A.W. Bally, and C. Cramez, 1990, *Allochthonous salt, structure and stratigraphy of the northeastern Gulf of Mexico: Part II. Structure: Marine and Petroleum Geology*, v. 7, p. 334– 370.



Anexo 1.- Sección de Correlación de los pozos A-1, B-1, C-1 y D-1 en el área Tamil-Nab para el Jurásico Superior con datum estratigráfico en la cima del Tithoniano Superior. Se incluye la correlación de los miembros asignados por Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001).



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

SW ← → NE

28 km

28 km

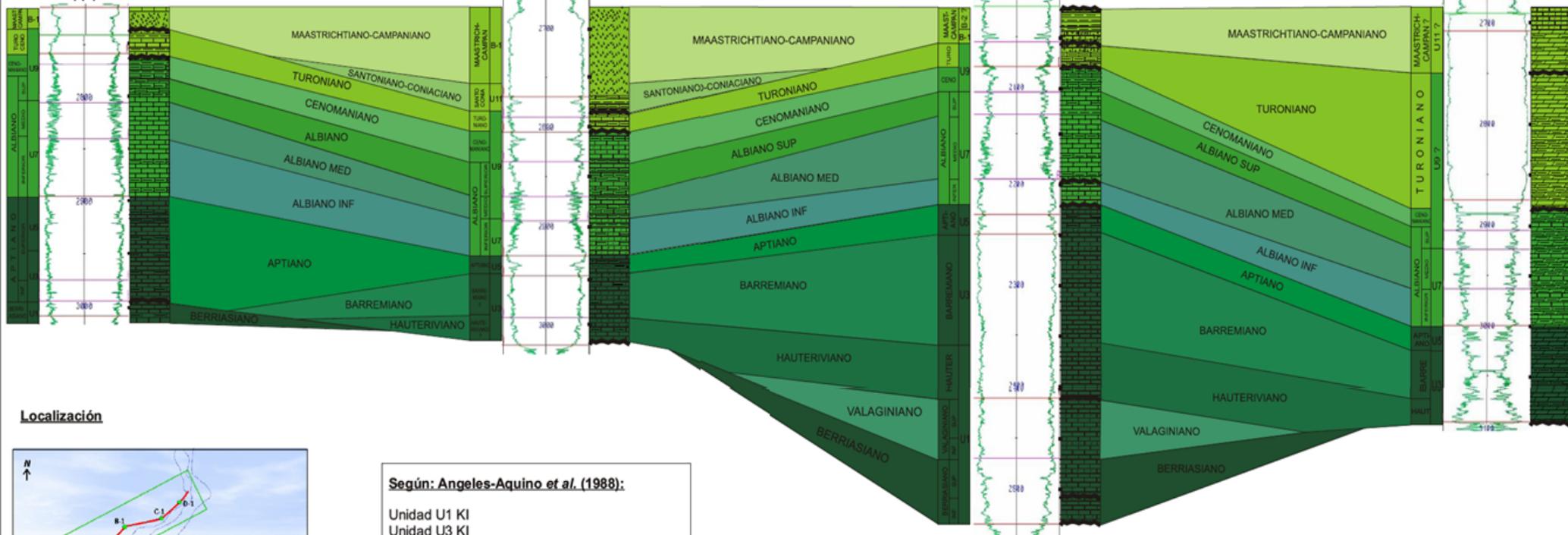
20 km

A-1

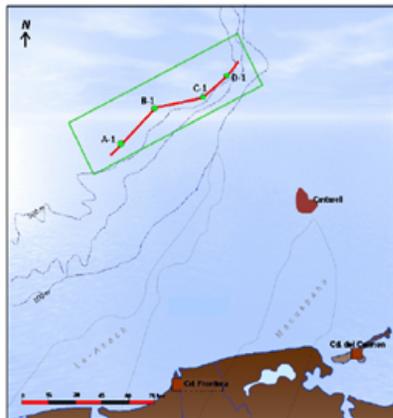
B-1

C-1

D-1



Localización



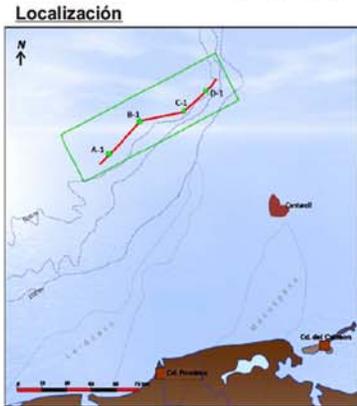
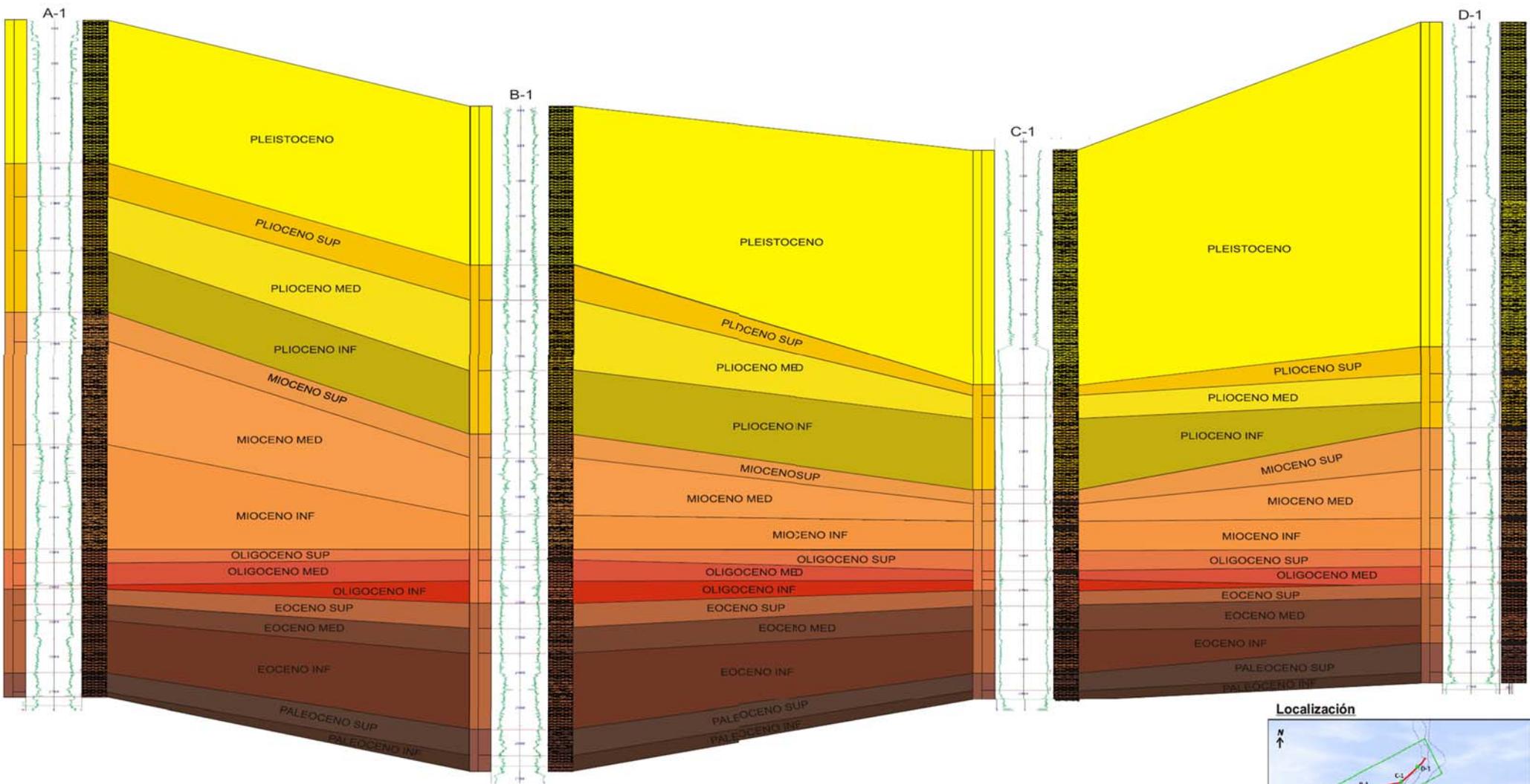
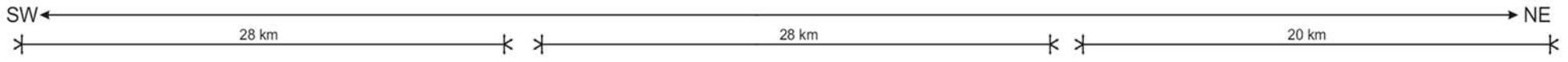
Según: Angeles-Aquino et al. (1988):

- Unidad U1 KI
- Unidad U3 KI
- Unidad U5 KI

- Unidad U7 KM
- Unidad U9 KM

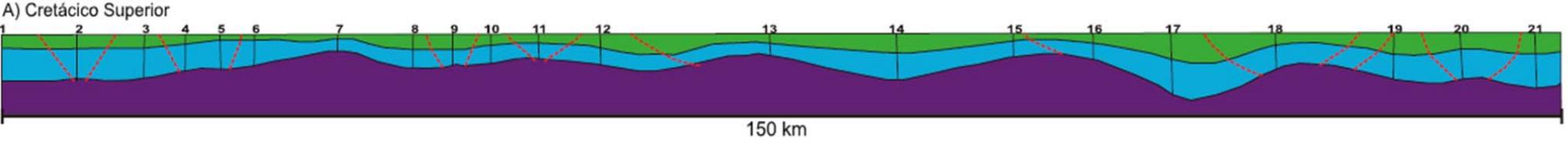
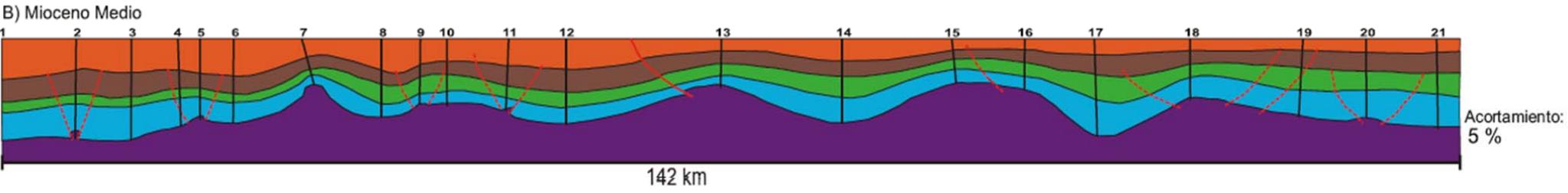
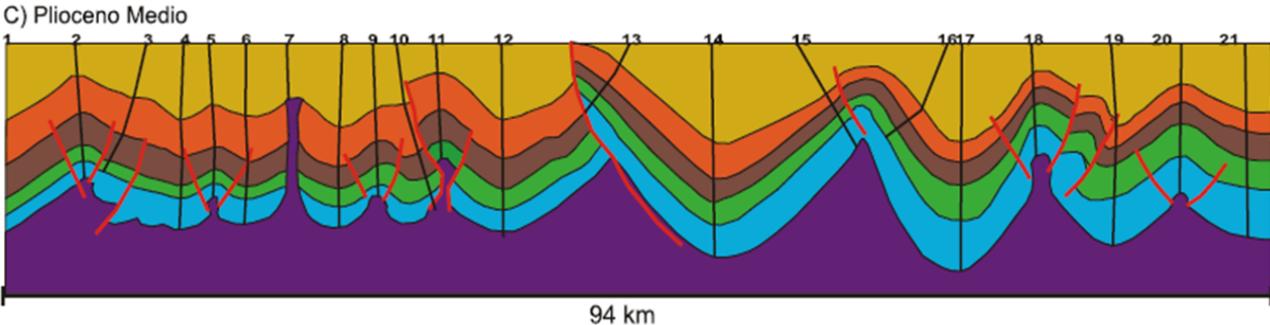
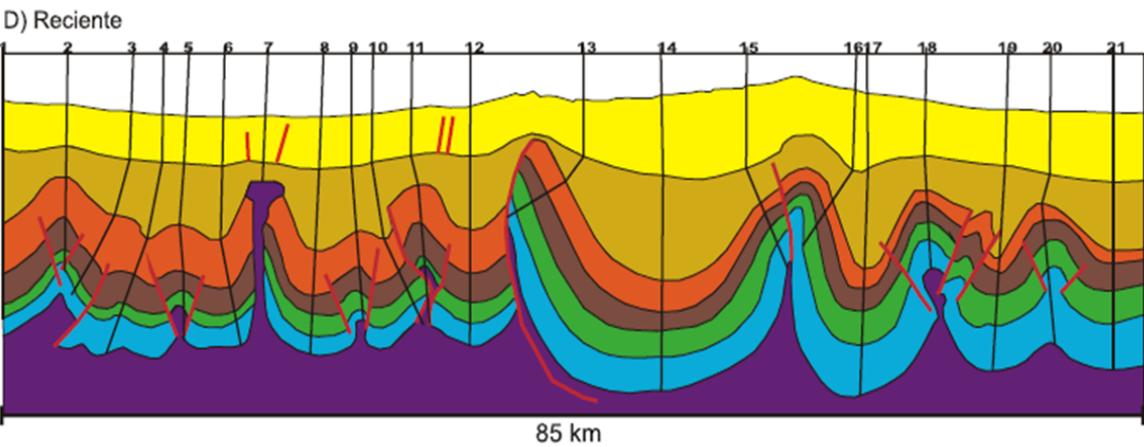
- Unidad U9 KS
- Unidad U11 KS

Anexo 2.- Sección de Correlación de los pozos A-1, B-1, C-1 y D-1 en el área Tamil-Nab para el Cretácico con datum estratigráfico en la cima del Cretácico Superior. Se incluye la correlación de los miembros asignados por Angeles-Aquino et al. (1988).



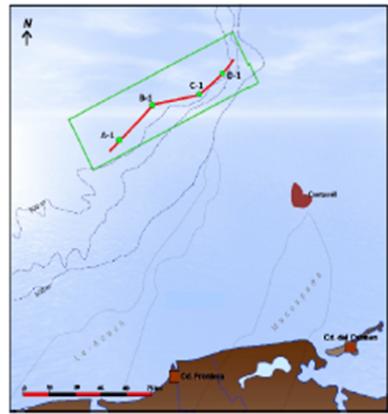
Anexo 3.- Sección de Correlación de los pozos A-1, B-1, C-1 y D-1 para el Cenozoico con datum estratigráfico en la cima del Oligoceno Superior.

SW ← → NE



- Secuencias Sísmicas Involucradas**
- S1-S5
 - S6-S8
 - S9
 - S10
 - S11
 - S12
 - Sal

Localización



Anexo. 4.- Balanceo de Sección. A) restauración para el Cretácico Superior; B) restauración para el Mioceno Medio; C) restauración para el Plioceno Medio; D) restauración para el Reciente Pleistoceno.

		ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO										ANÁLISIS ESTRUCTURAL																
SISTEMA	SERIE	PISO	LITOLOGÍA		PALEOAMBIENTE		SECUEN- CIAS	FACIES		FASES DEFORMACIÓN Y SECUENCIACIÓN	ESTILO ESTRUCTURAL	MECANISMOS DEFORMACIÓN	ESTRUCTURAS SALINAS	LONG. SECC.	ACORTAMIENTO													
			ZONA OCCIDENTAL	ZONA ORIENTAL	ZONA OCCIDENTAL	ZONA ORIENTAL		ZONA OCCIDENTAL	ZONA ORIENTAL																			
NEÓGENO	PLEISTOCENO	Sup	?	?	Batial superior-nerítico externo	Batial superior-nerítico externo	S1	Sedimentos hemipelágicos y lóbulos turbidíticos	Facies de canal, desborde, derrumbes	FASE 4	Margen Isostáticamente Levantada	Pliegues ligeramente asimétricos, con anticlinales nucleados por sal, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos cerrados, con longitud de onda corta; fallas inversas con vergencias opuestas en ambos flancos de los anticlinales, creando estructuras tipo "pop-up"	Halokinesis por carga diferencial y halokinesis de expansión por gravedad	Diapiros salinos, bloques y paredes de sal	85 km	9 km - 43.3 %												
							S2	Sedimentos hemipelágicos	Facies de canal y desborde																			
							S3	Sedimentos hemipelágicos y lóbulos turbidíticos, algunos canales	Facies de canal, desborde, derrumbes y lóbulos turbidíticos																			
							S4	Sedimentos hemipelágicos algunos canales	Facies de canal y desborde																			
							S5	Sedimentos hemipelágicos y lóbulos turbidíticos; derrumbes	Lóbulos y sedimentos hemipelágicos; derrumbes																			
							S6	Lóbulos turbidíticos y sedimentos hemipelágicos																				
	PLIOCENO	Inf	Lutita en partes ligeramente calcárea y bentonítica	Lutita calcárea, ligeramente arenosa y bentonítica	Batial superior-medio	Batial superior-medio	S7	Flujos caóticos y derrumbes		FASE 3	Cinturón Plegado	Pliegues ligeramente asimétricos, con anticlinales nucleados por sal, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos cerrados, con longitud de onda corta a moderada; fallas inversas con vergencias opuestas en ambos flancos de los anticlinales, creando estructuras tipo "pop-up"	Halotectónica y deslizamiento gravitacional	Diapiros salinos, bloques y paredes de sal	94 km	48 km - 37.3 %												
							S8	Lóbulos turbidíticos arenosos y sedimentos hemipelágicos																				
							S9	Derrumbes, deslizamientos, flujos caóticos. "Caótica".																				
		MIOCENO					S	Lutita ligeramente calcárea, arenosa y bentonítica, con esporádicos fragmentos de arenisca y trazas de mudstone	Lutita calcárea, en partes arenosa, trazas de mudstone-wackestone								Batial superior-medio	Batial superior-medio	S10	Lóbulos turbidíticos arenosos y sedimentos hemipelágicos		FASE 2	Antefosa	Pliegues simétricos, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos suaves a abiertos, con longitud de onda grande a moderada. Tenue fallamiento inverso	Halokinesis por carga diferencial y deslizamiento gravitacional	Montículos, almohadillas y domos de sal	142 km	8 km - 5.3 %
																			S11	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos								
																			S12	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos								
PALEÓGENO	Oli	Lutita bentonítica, ocasionalmente bentonítica, ligeramente calcárea, raras veces arenosa, con trazas o ligeras intercalaciones de mudstone	Lutita calcárea, ligeramente bentonítica, en partes arenosa, trazas o con ligeras intercalaciones de mudstone-wackestone	Batial inferior-medio	Batial inferior-medio	S10	Lóbulos turbidíticos arenosos y sedimentos hemipelágicos				FASE 1	Margen Pasivo	Pliegues simétricos, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos suaves, con longitud de onda grande y sin presentar fallamiento.	Halokinesis por flotación y deslizamiento gravitacional	Montículos de sal	150 km			0 km - 0 %									
						S11	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos																					
						S12	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos																					
CRETÁCICO	Sup					Kl: calizas ligeramente arcillosas; KM: calizas ligeramente arcillosas, packstone-wackestone arcilloso y lutitas y calizas arcillosas; KS: mudstone-wackestones, lutitas que gradúan a margas, calizas brechoideas, brechas polimíticas	Kl: calizas ligeramente arcillosas y dolomitizadas, y dolomías; KM: calizas ligeramente arcillosas, mudstone-wackestone arcilloso, lutitas y dolomías arcillosas; KS: calizas arcillosas, mudstone-wackestone, lutitas calcáreas y bentoníticas, dolomías arcillosas y ligeramente arcillosas y caliza de aspecto brechoide	Kl: cuenca; KM: cuencas, plataforma externa y cuenca cond. reductoras; KS: plataforma externa y cuenca	Kl: talud inferior-medio; KM: talud inferior-medio; KS: plataforma interna-externa	S11							Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos			FASE 1	Margen Pasivo	Pliegues simétricos, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos suaves, con longitud de onda grande y sin presentar fallamiento.	Halokinesis por flotación y deslizamiento gravitacional	Montículos de sal	150 km	0 km - 0 %		
										S11							Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos											
										S12							Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos											
JURÁSICO	Tith	Oxf: mudstone arenosos, grainstone de coelitas, mudstone arcillosos, packstone-grainstone de pellets y limonitas; Kimm: lutitas con abundante nanoplácton calcáreo y radiolarios; Tith: lutitas bituminosas y calizas arcillosas	Oxf: lutitas calcáreas, mudstone-wackestone arcilloso ligeramente dolomítico y packstone de intraclastos; Kimm: mudstone-wackestone ligeramente arcilloso, lutita calcárea, dolomía ligeramente arcillosa; Tith: lutitas bituminosas y calizas arcillosas	Oxf: rampa interna y rampa externa; Kimm: rampa externa y cuenca reductora; Tith: cuenca reductora y cuenca.	Oxf: plataforma media-externa; Kimm: plataforma interna; Tith: cuenca reductora y talud inferior-medio.					S11	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos		FASE 1	Margen Pasivo	Pliegues simétricos, con vergencias preferenciales al NW-SE, presentando ángulos interflancos suaves, con longitud de onda grande y sin presentar fallamiento.	Halokinesis por flotación y deslizamiento gravitacional	Montículos de sal	150 km	0 km - 0 %									
										S11	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos																	
										S12	Lóbulos turbidíticos intercalados con sedimentos hemipelágicos																	

Anexo 5.- Sinopsis Cronoestratigráfica, Paleosedimentaria y Estructural del área Tamil-Nab, SE del Golfo de México profundo