

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).

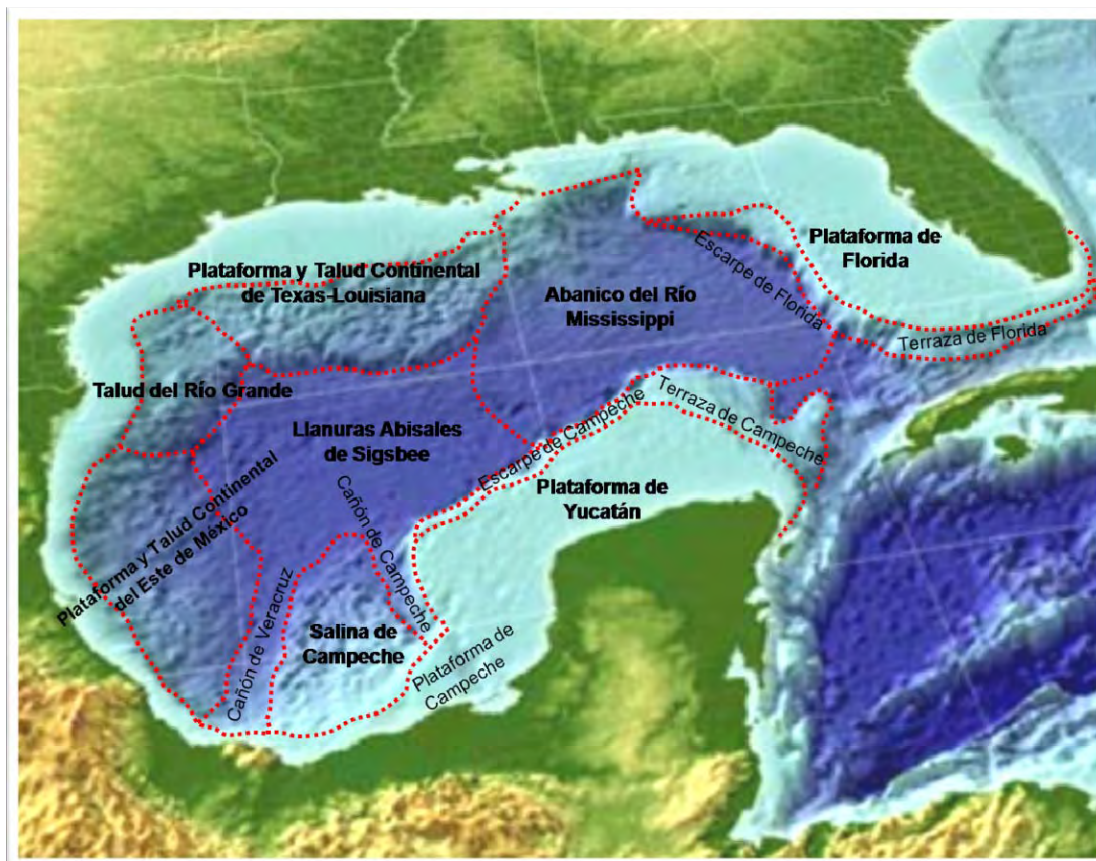


Fig. 2.1.- Mapa de las provincias fisiográficas del Golfo de México (Modificada de <http://www.gulfbase.org/facts.php>)

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 Jurásico 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.

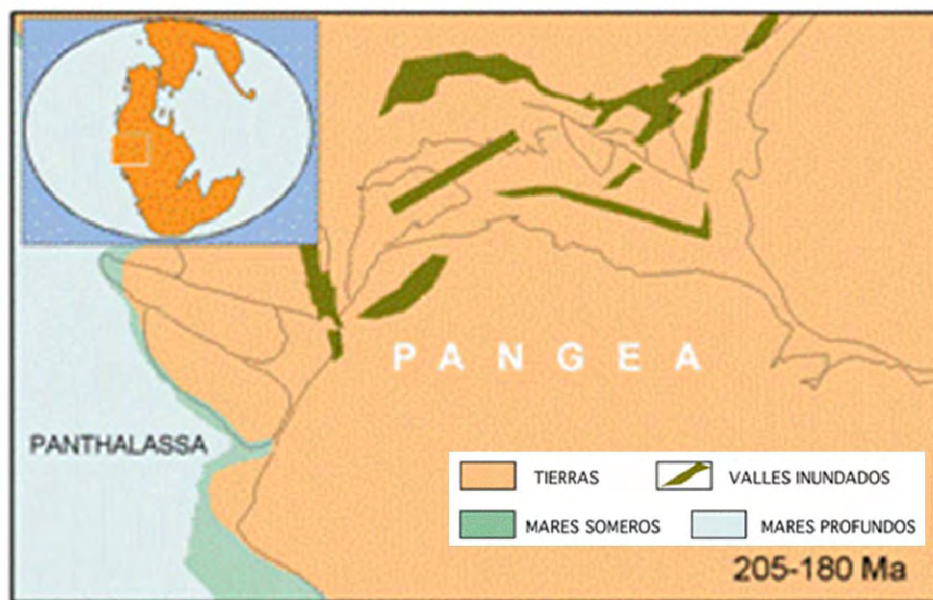


Fig. 2.2.- Proceso de rifting durante la disgregación de Pangea durante el Triásico Superior a Jurásico Inferior (Stanley, 2002)

Jurásico Medio - Jurásico Superior

Fue hasta el Jurásico 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.

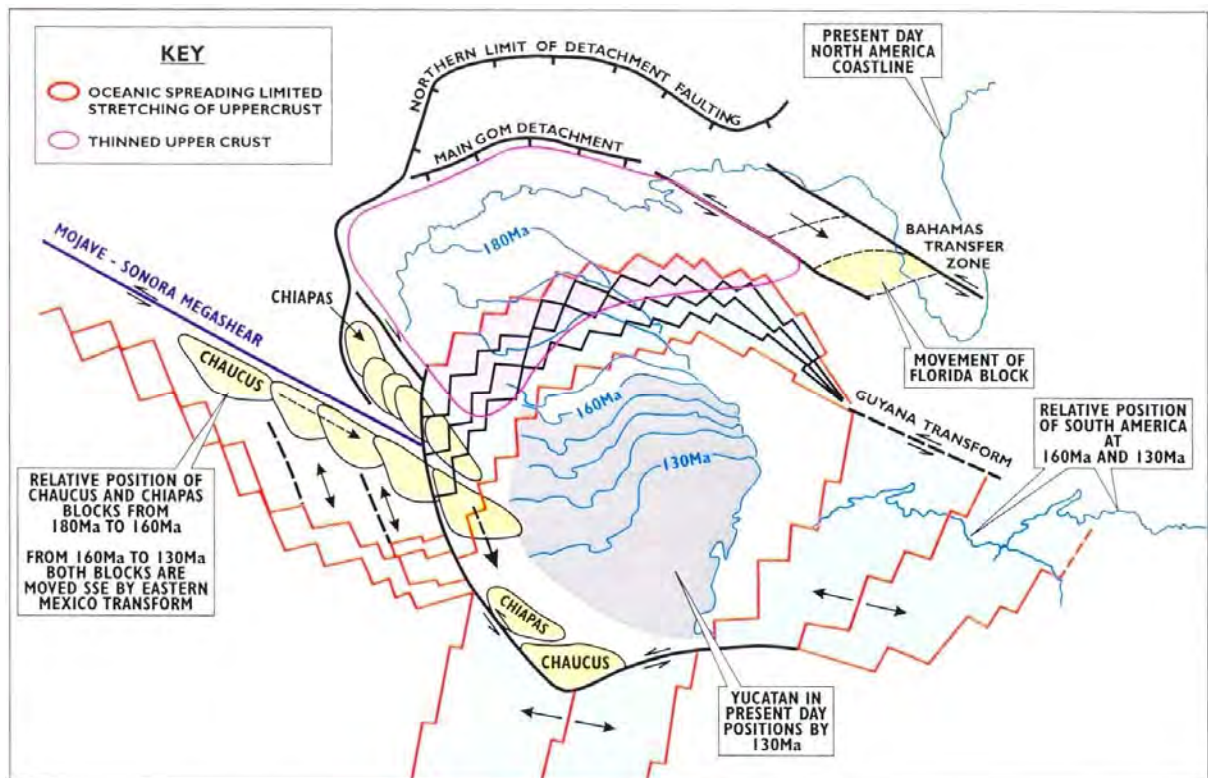


Fig. 2.3.- Desprendimiento del Bloque de Yucatán desde la margen noroccidental de la costa del Golfo en los Estados Unidos hacia el sureste durante el Jurásico Medio (Pindell, 2002).

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).

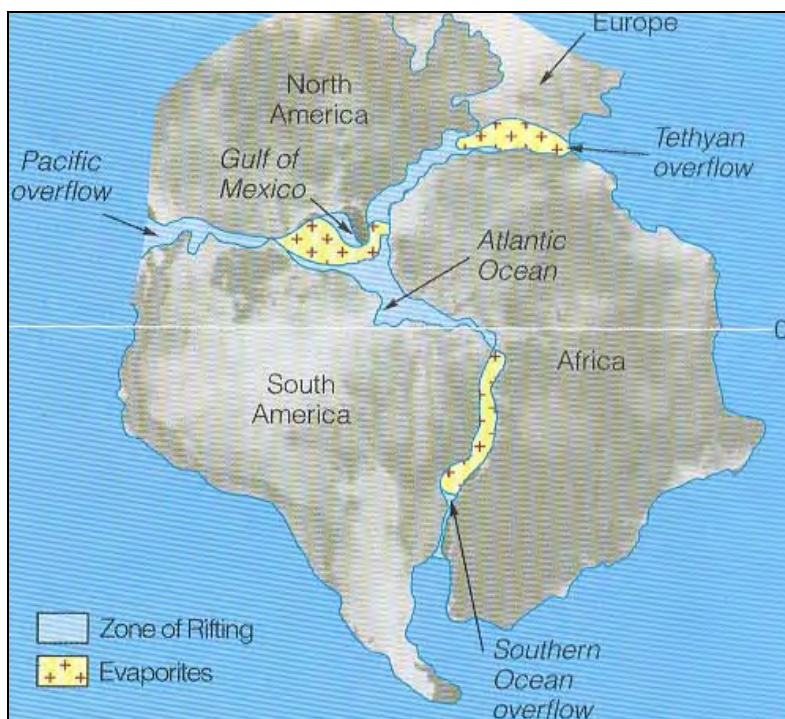


Fig. 2.4.- Distribución de las evaporitas durante la temprana apertura del Golfo de México durante Jurasico Medio, Calloviano (Stanley, 2002).

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 pasivos 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 (Viniegra, 1966).

Cretácico Inferior

Fue hasta el Valanginiano cuando el bloque de Yucatán alcanzo 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.

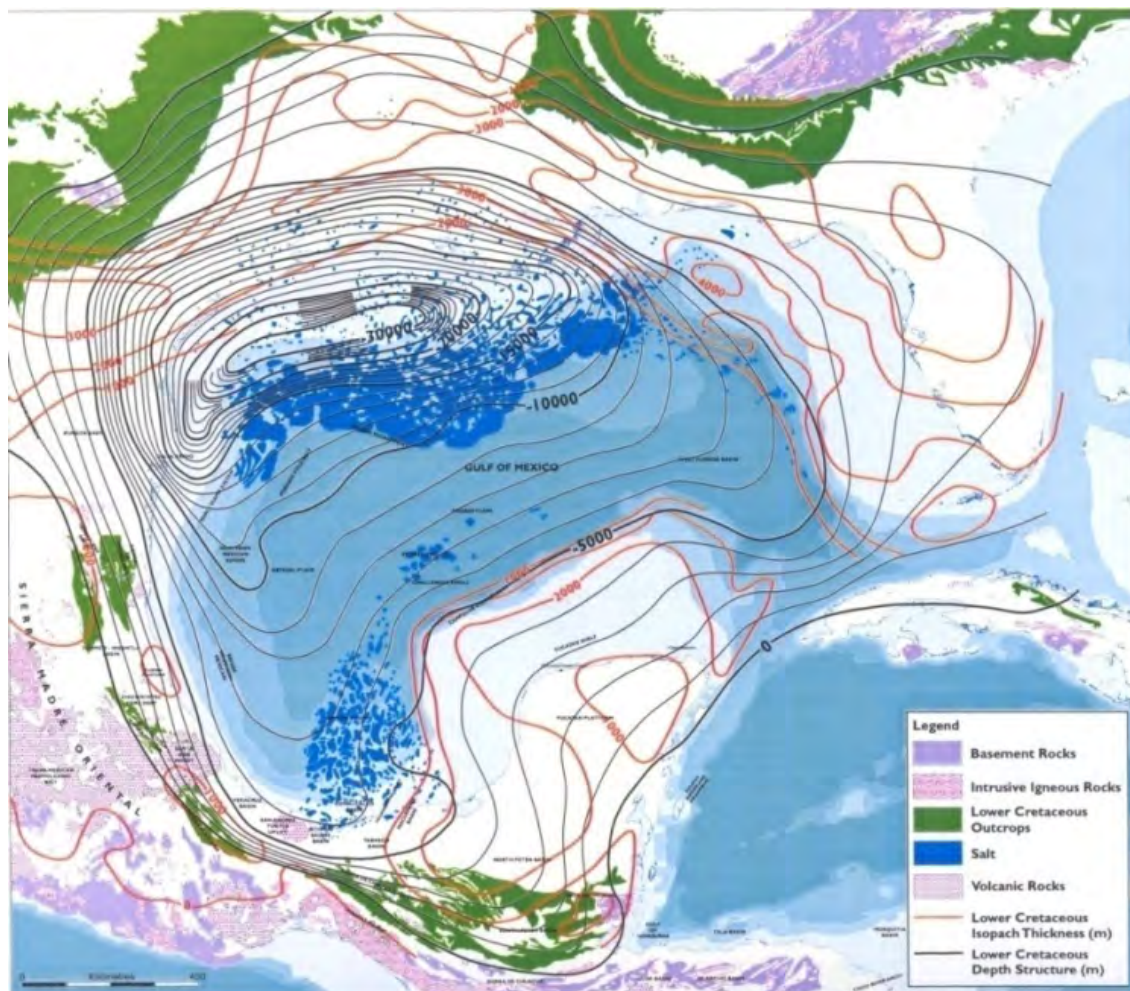


Fig. 2.5.- Mapa de la paleobatimetría y espesor de depósitos para el Cretácico Inferior en el Golfo de México. Las isopachas de mayor espesor corresponden al límite entre la corteza continental y transicional en las plataformas de Yucatán y Florida (Jakobsson *et al.*, 2003).

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 Maestrichtiano, aumentó el aporte de sedimentos terrígenos 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.

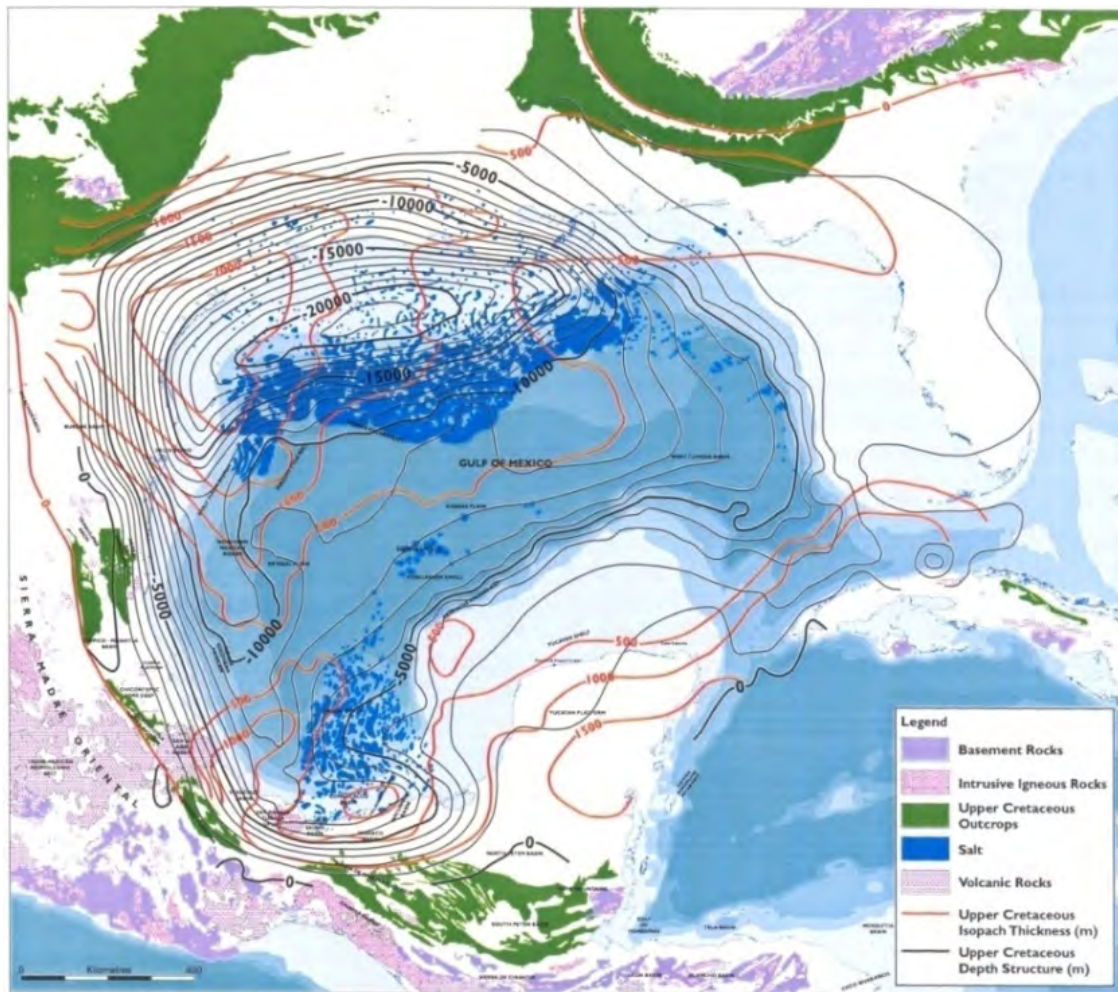


Fig. 2.6.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Cretácico Superior en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor se localizan en la Cuenca de Burgos y el Río Grande (2000 m), y para el suroeste y la plataforma de Yucatán se tiene en promedio de 1500 a 1000 m (Jakobsson *et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

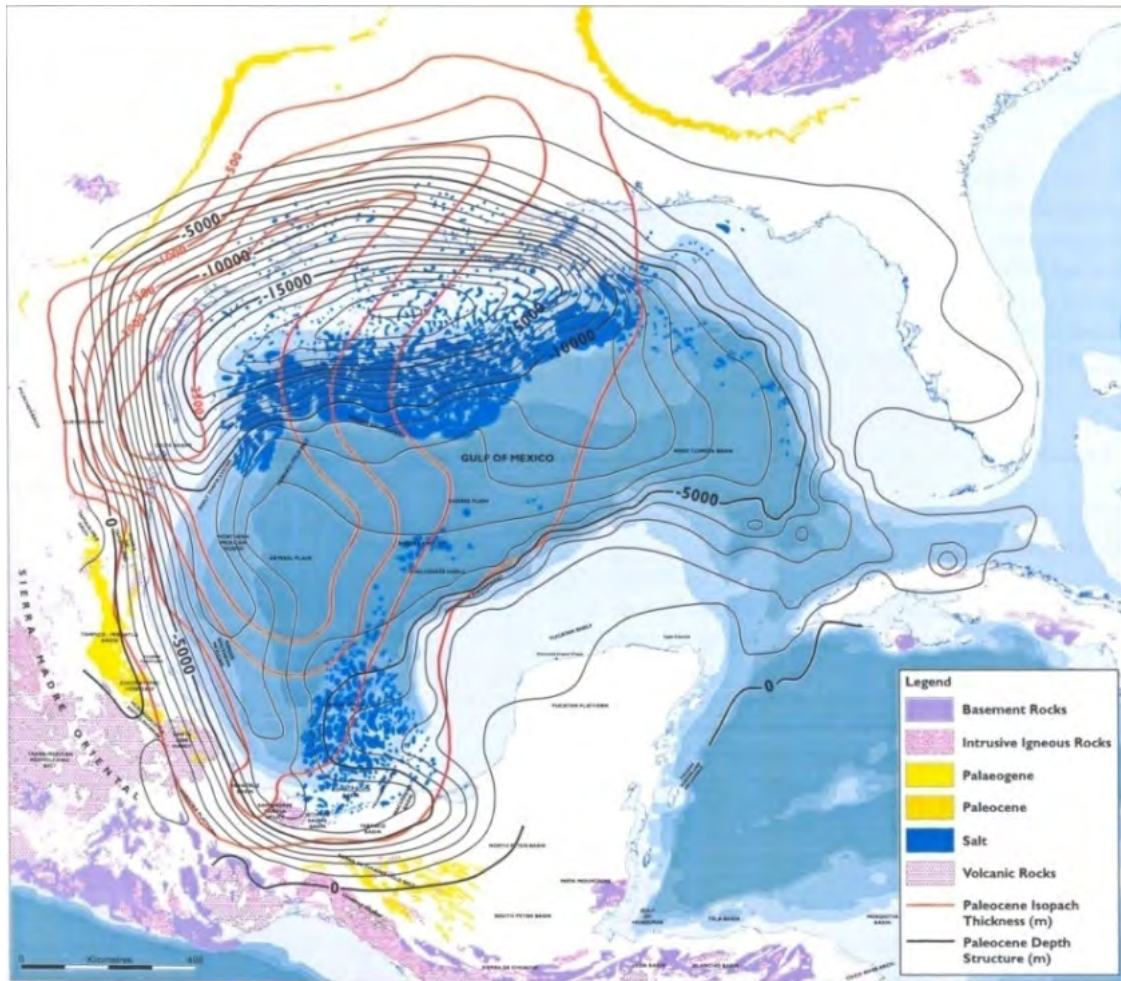


Fig. 2.7.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Paleoceno en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor se localizan en la cuenca de Burgos, partes del suroeste de Louisiana, el sur de Texas y el Río Grande (Jakobsson et al., 2003).

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 antefosas. 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.

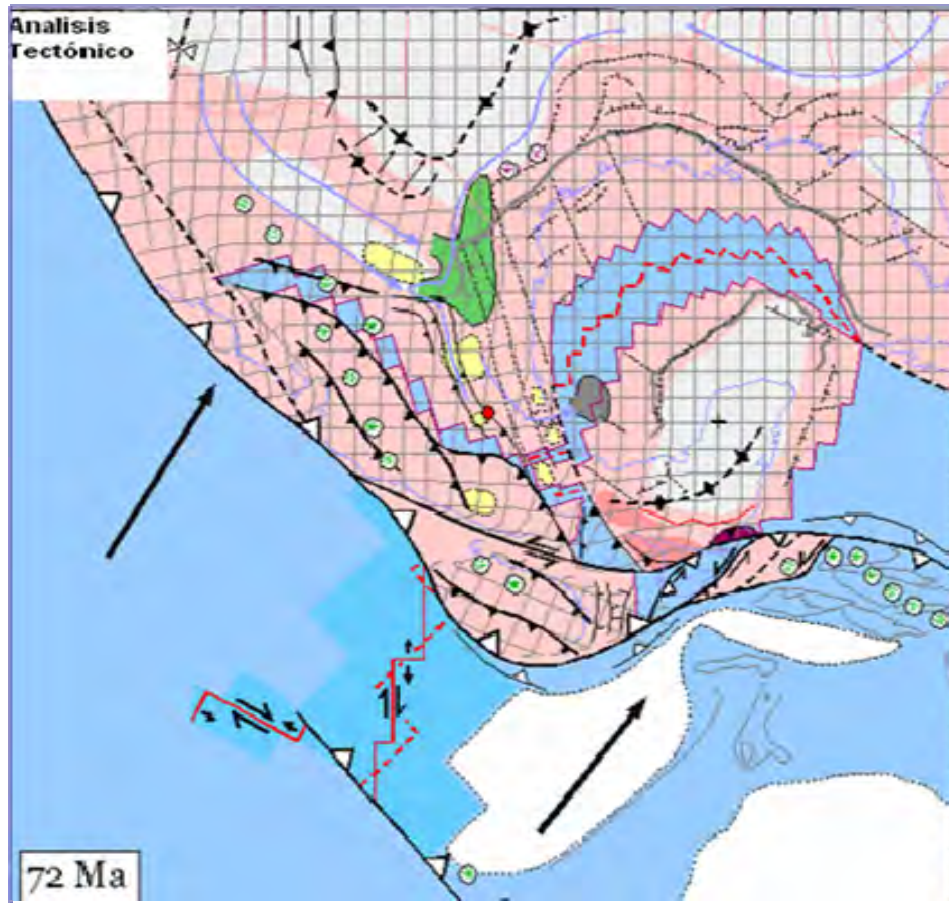


Fig. 2.8. Colisión del Bloque de Chortis sobre la margen del Pacífico durante el Cretácico Superior-Paleógeno (Pindell, 2002).

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 movilizarse 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).

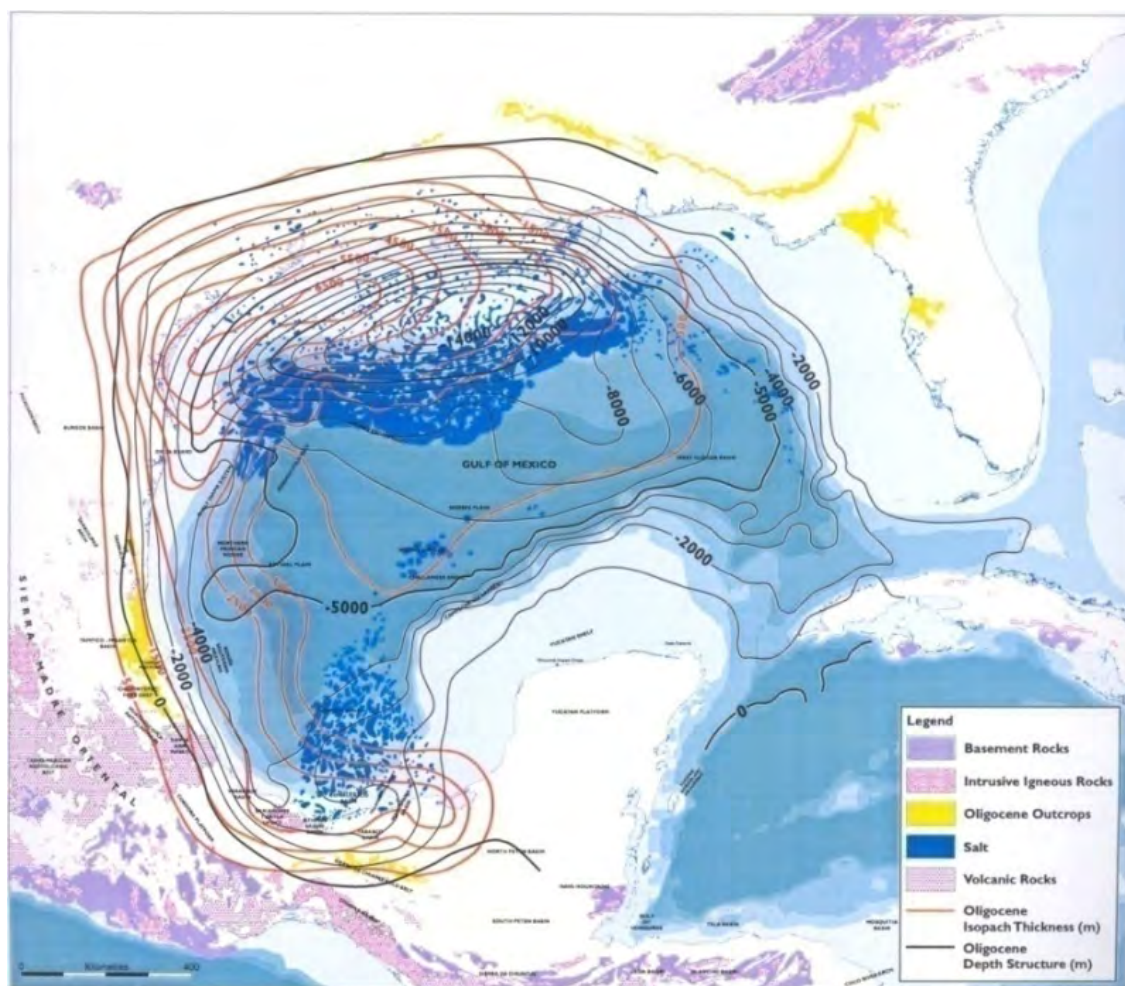


Fig. 2.9.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Oligoceno en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor se localizan en el norte y noroeste del Golfo, en donde los espesores llegaron a ser de hasta 6000 m (Jakobsson *et al.*, 2003).

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).

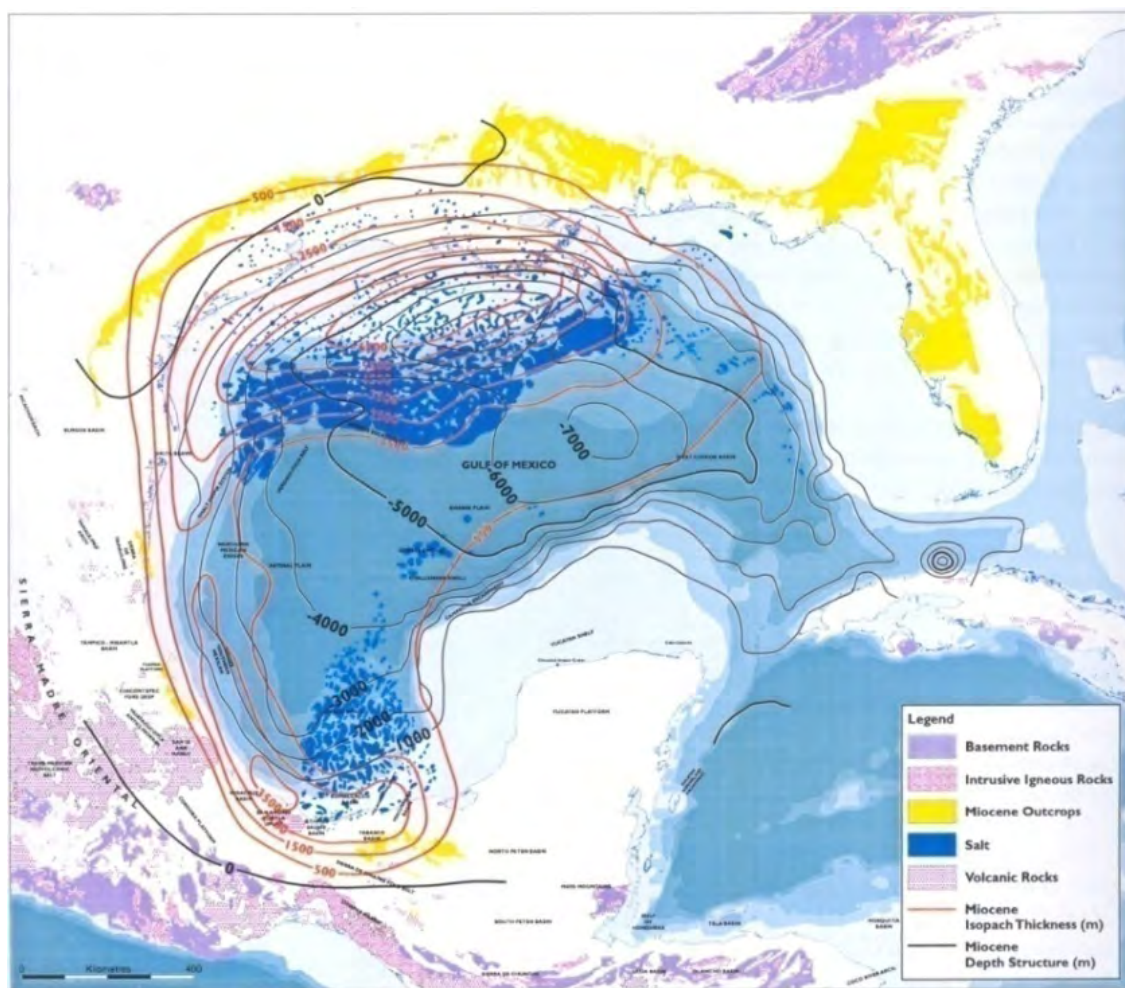


Fig. 2.10.- Mapa de la paleobatimetría y espesores de depósitos para el Mioceno en el Golfo de México. Las isopacas de mayor espesor están al sur y sureste de la costa de Texas y Louisiana con 6000 m y en la cuenca de Veracruz con 4000 m de espesor (Jakobsson et al., 2003).

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 Cordilleras 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 Jurásico 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.

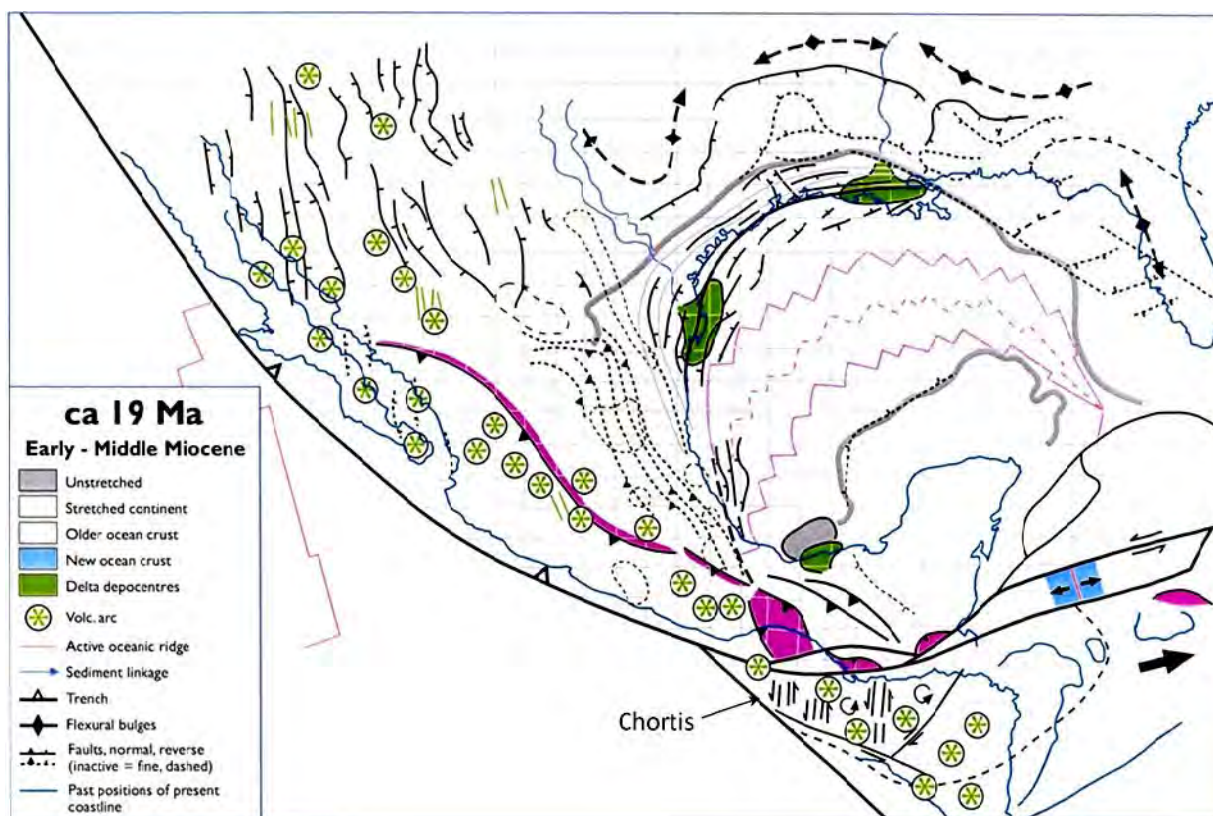


Fig. 2.11.- Colisión oblicua del Bloque de Chortis contra la margen del Pacífico durante el Mioceno (Pindell, 2002).

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).

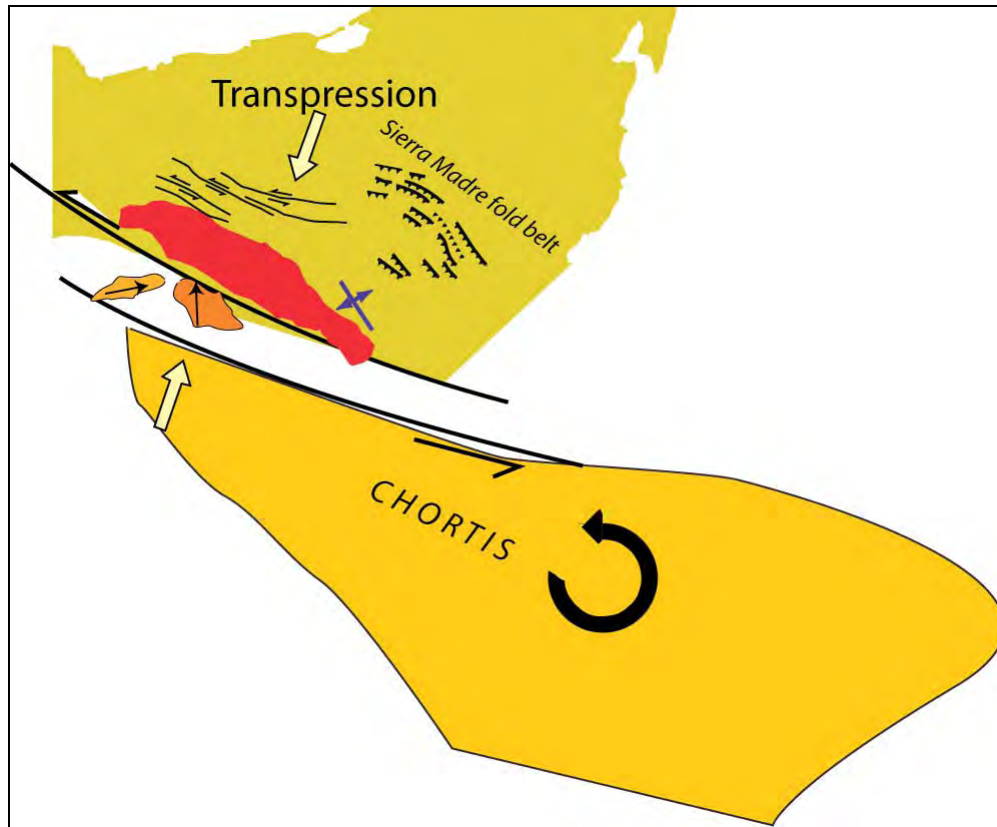


Fig. 2.12.- Desprendimiento del bloque de Chortis y el levantamiento de la margen del Pacífico durante el Plio-Pleistoceno (<http://www.geociencias.unam.mx/paleomagnetismo/Proyectos.htm>).

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 la 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.

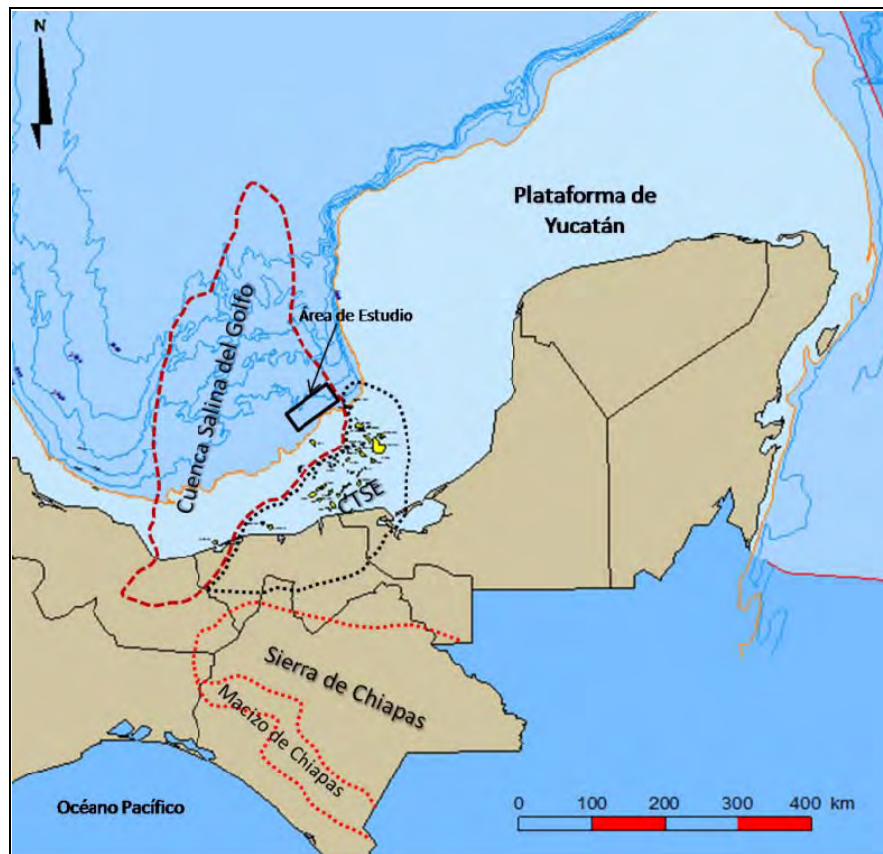


Fig. 2.13.- Elementos regionales que constituyen el Golfo de México y sureste mexicano: Plataforma de Yucatán, Sierra de Chiapas, Cuencas Terciarias del Sureste (CTSE), (Modificada de Base de datos de PEP).

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.

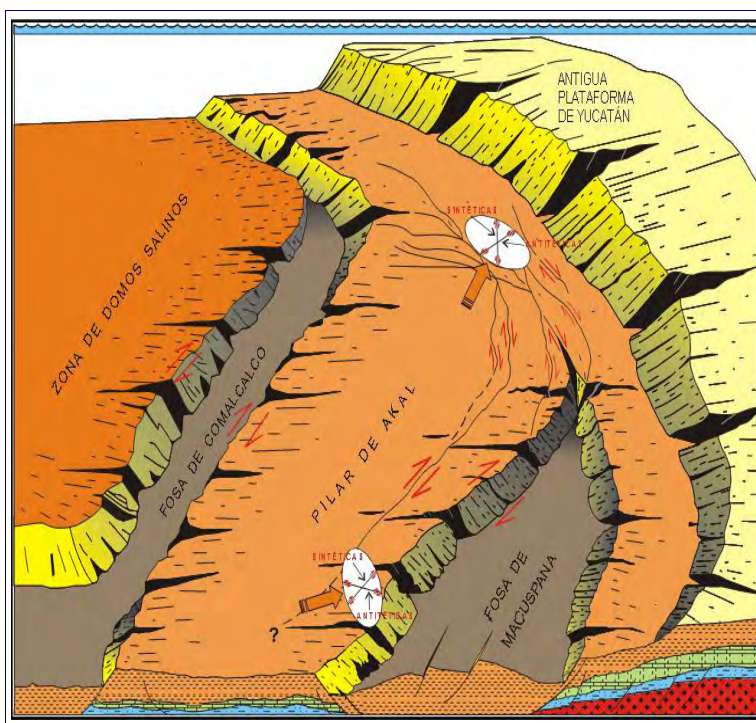


Fig. 2.14.- Esquema de la morfología estructural del área marina de Campeche (Ángeles-Aquino, 1983).

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.

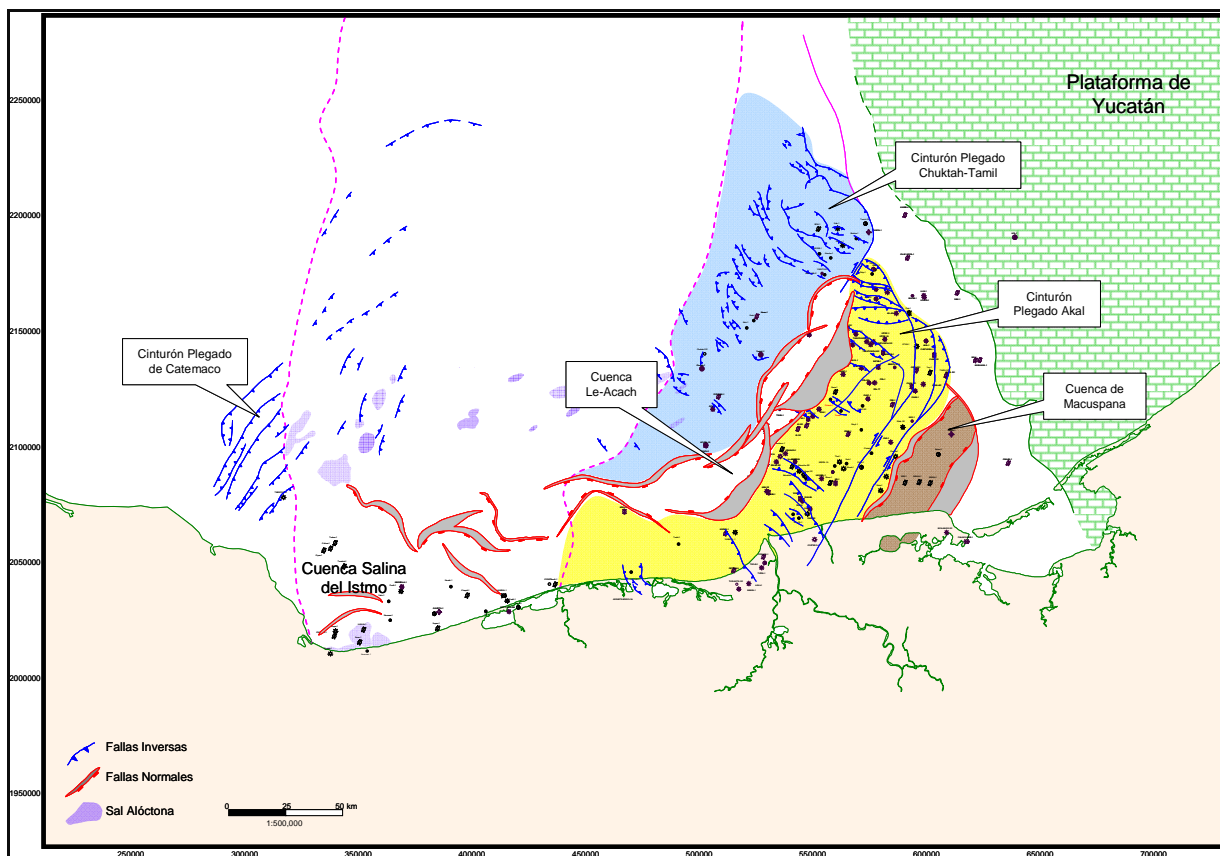


Fig. 2.15.- Mapa de las Provincias tectónicas estructurales del área marina de Campeche (PEMEX, 2004, en Cárdenas-Vences, 2008).

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 suroriental 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.

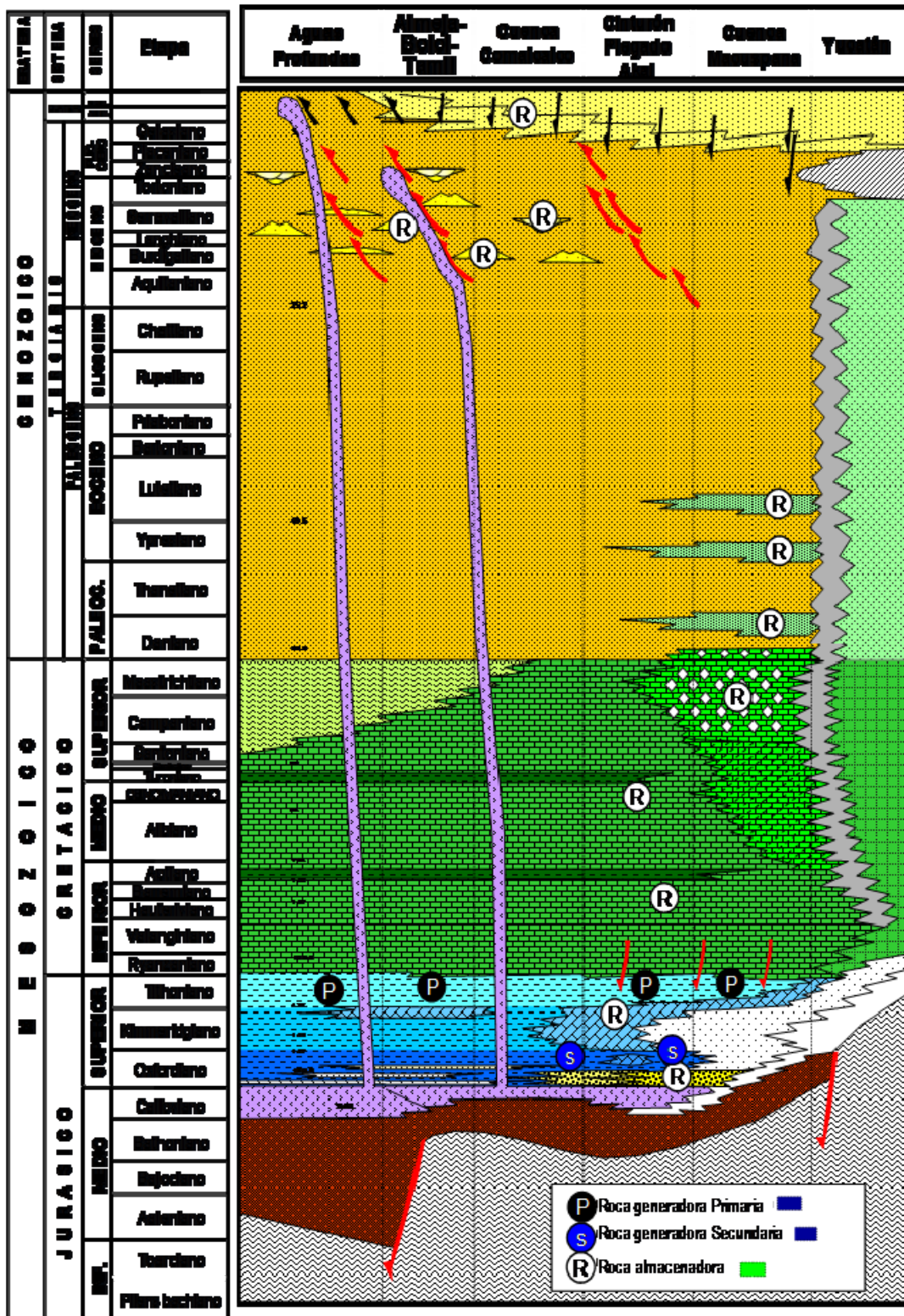


Fig. 2.16.- Tabla estratigráfica sintetizada del Sureste del Golfo de México. El área de estudio se ubica en las columnas de Aguas Profundas y Almeja-Bolol-Tamil (Modificada de Pemex, 2008).

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. Jurasico 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 bentónicas. 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 propicio el desarrollo de una rampa interna.

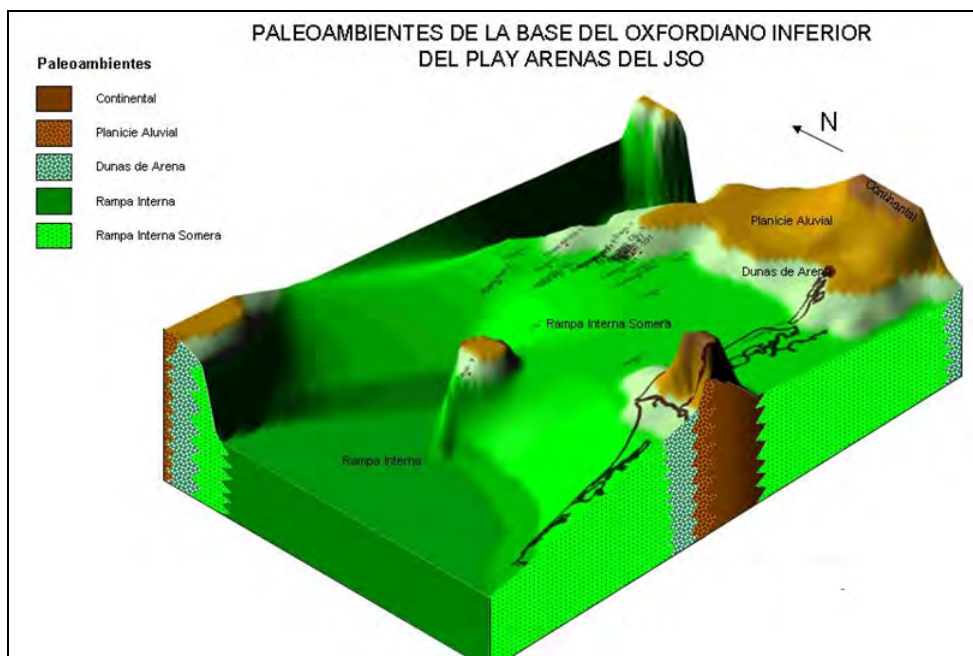


Fig. 2.17.- Paleoambientes de la base del Oxfordiano Inferior en el área marina de Campeche (PEMEX, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

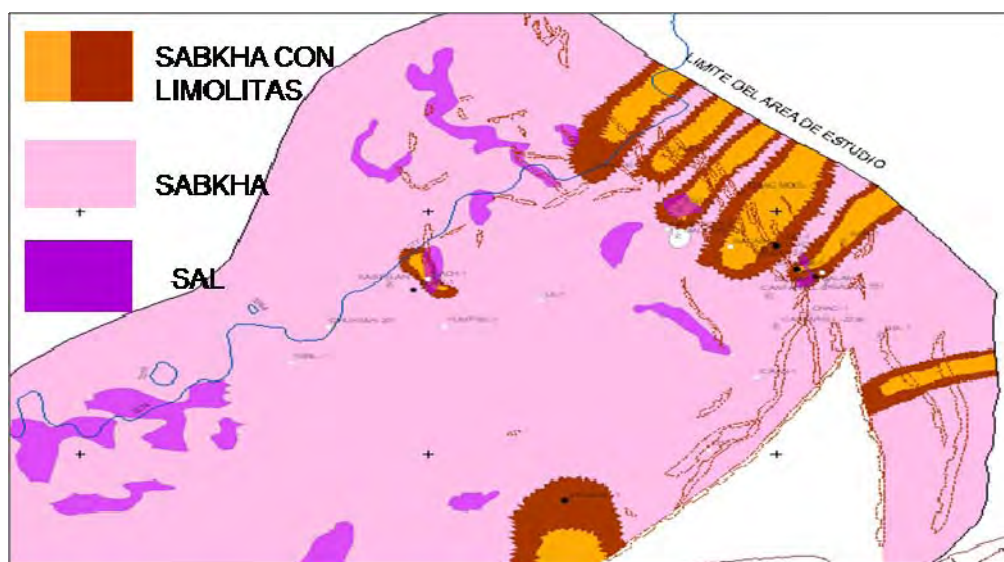


Fig. 2.18.- Mapa de paleoambientes de la parte superior del Oxfordiano Inferior, en el área marina de Campeche (Pemex, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

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 *Nebrodit*es 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 *Nebrodit*es 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 mesocristalinas y microcristalinas, 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 *Nebroditas*, *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).

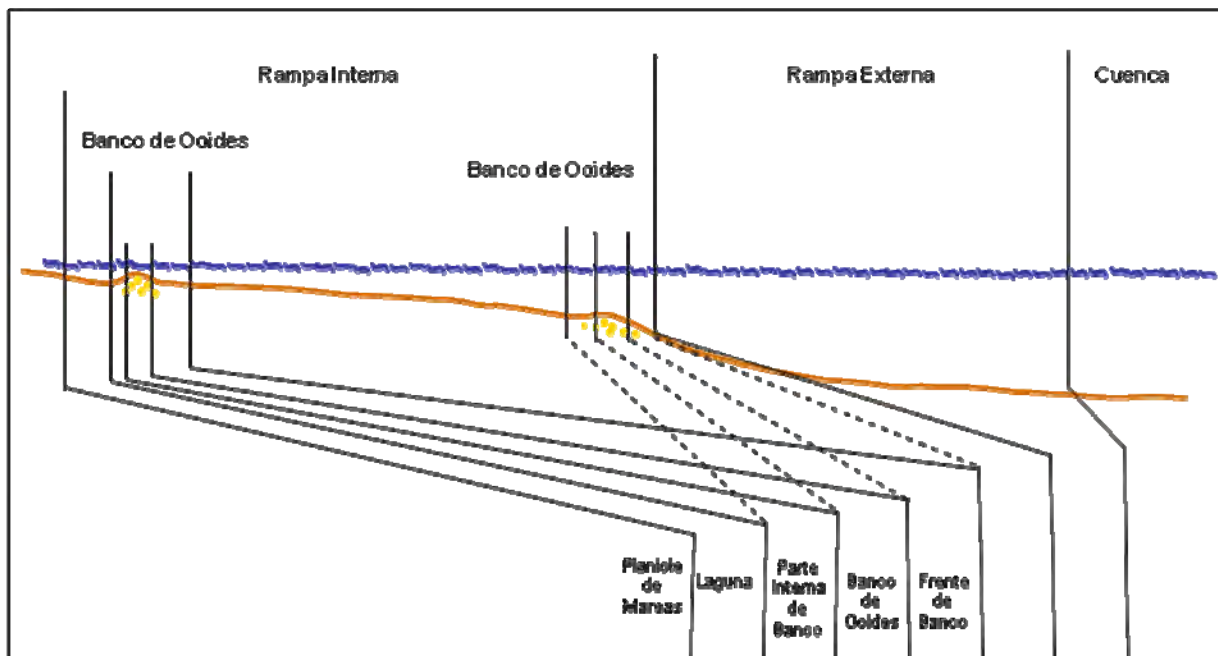


Fig. 2.19.- Perfil diagramático de la rampa carbonatada del Kimmeridgiano en el área marina de Campeche (Modificada de CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

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.

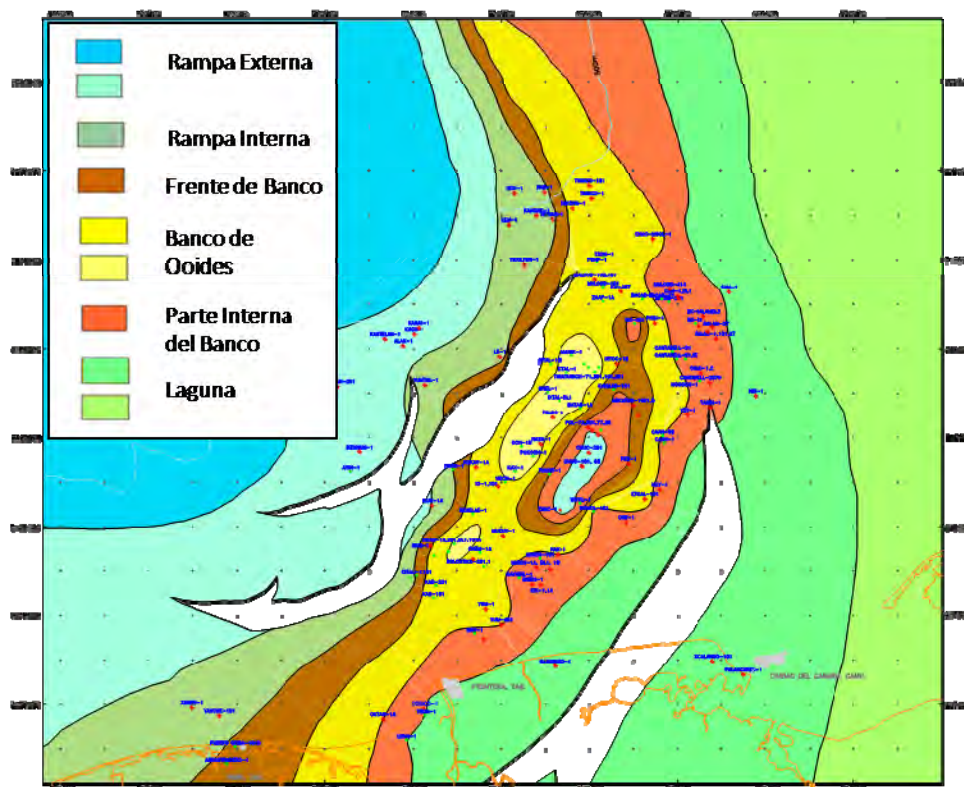


Fig. 2.20.- Mapa de litofacies del Kimmeridgiano, en el área marina de Campeche (PEMEX, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

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 *eothyryx alpina* del Tithoniano Inferior y

Medio; y los amonoideos 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).

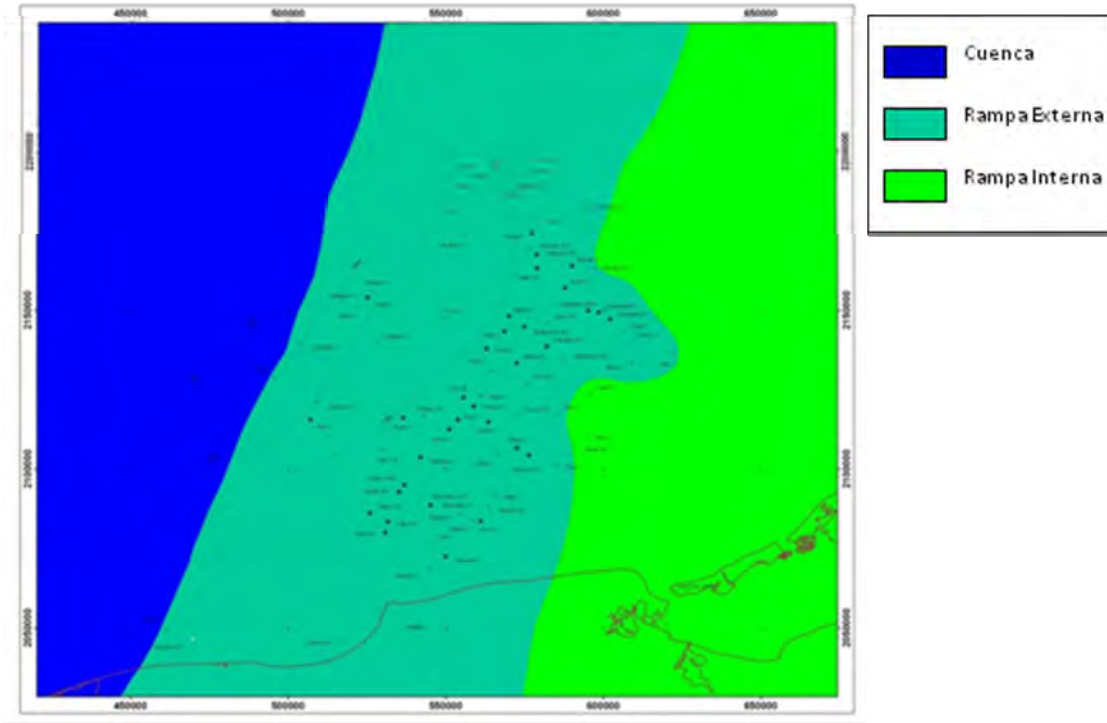


Fig. 2.21.- Mapa de distribución de paleoambientes para el Tithoniano Inferior en el área marina de Campeche (Modificado de CPE, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

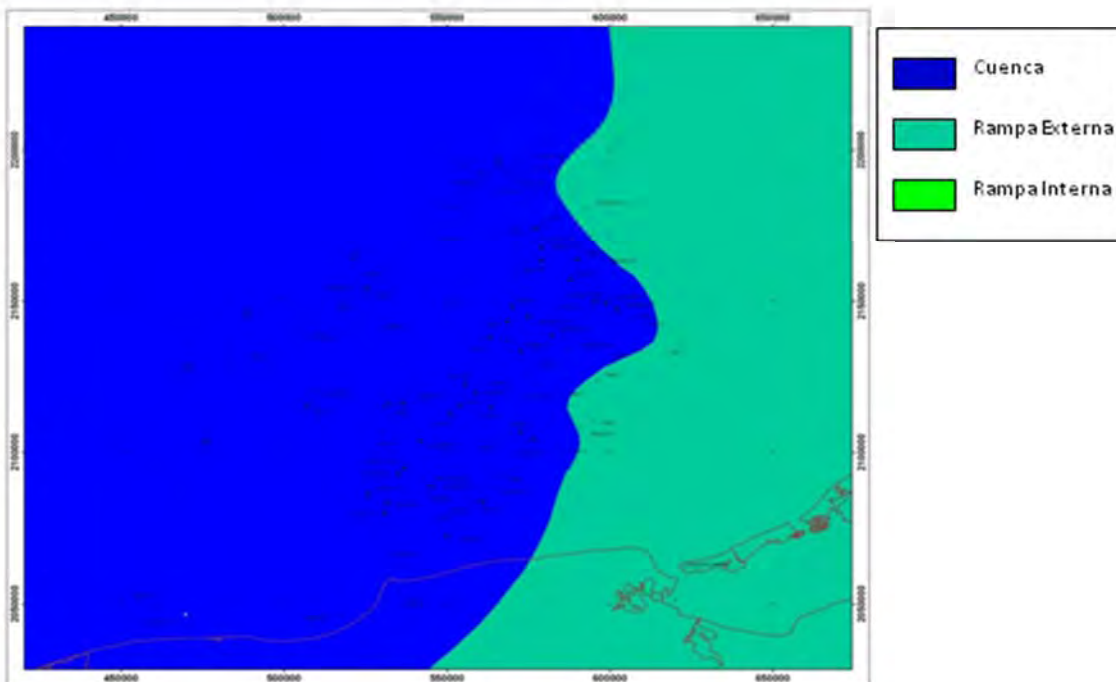


Fig. 2.22.- Mapa de distribución de paleoambientes del Tithoniano Superior en el área marina de Campeche (Modificado de CPE, 2007, en Hernández-Juárez, 2008).

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 recrystalizados 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).

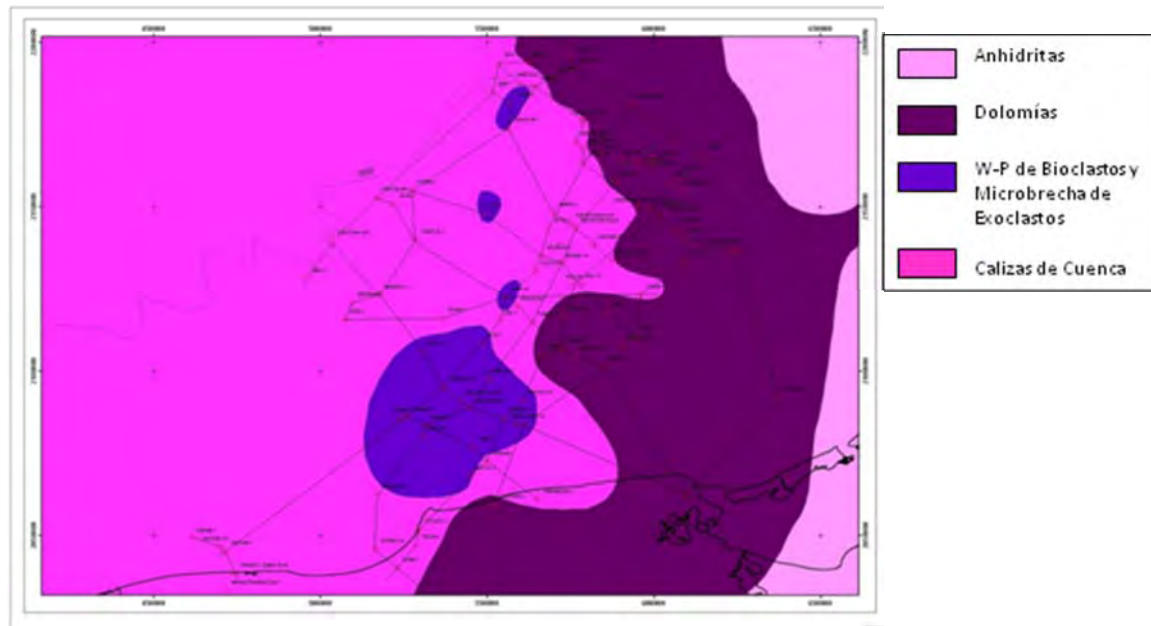


Figura 2.23.- Mapa de litofacies del Cretácico Inferior, Barresiano-Barremiano, en el área marina de Campeche (Modificado de CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

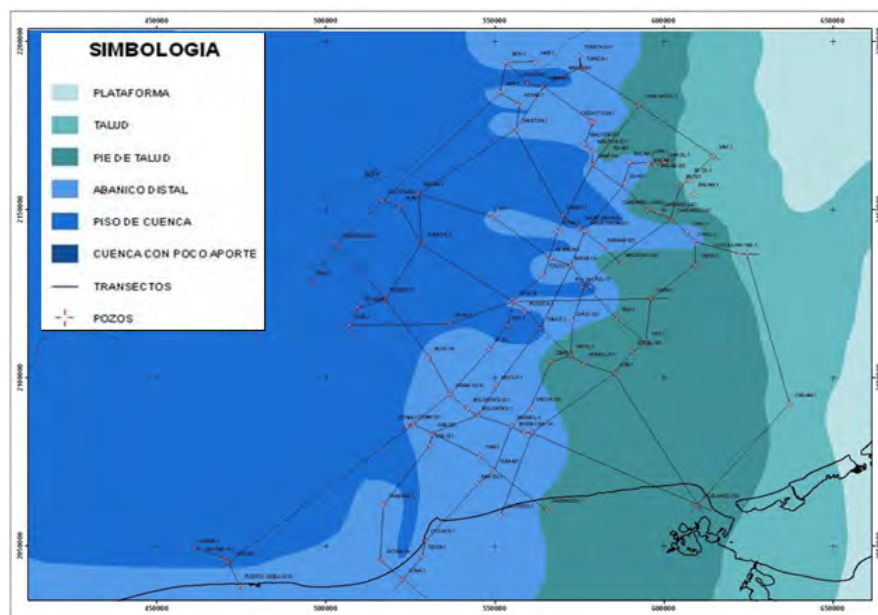


Fig. 2.24.- Mapa de paleoambientes del Cretácico Inferior, Berriasiano-Barremiano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

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, relieves por microfallamiento, 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.

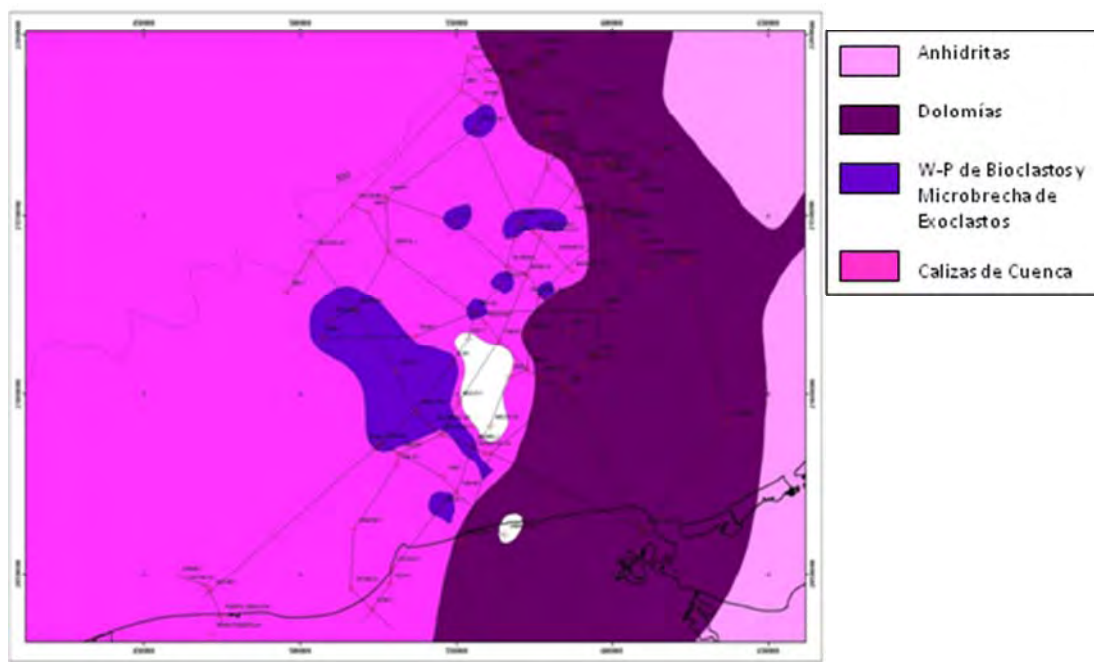


Fig. 2.25.- Mapa de distribución de litofacies del Albiano en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

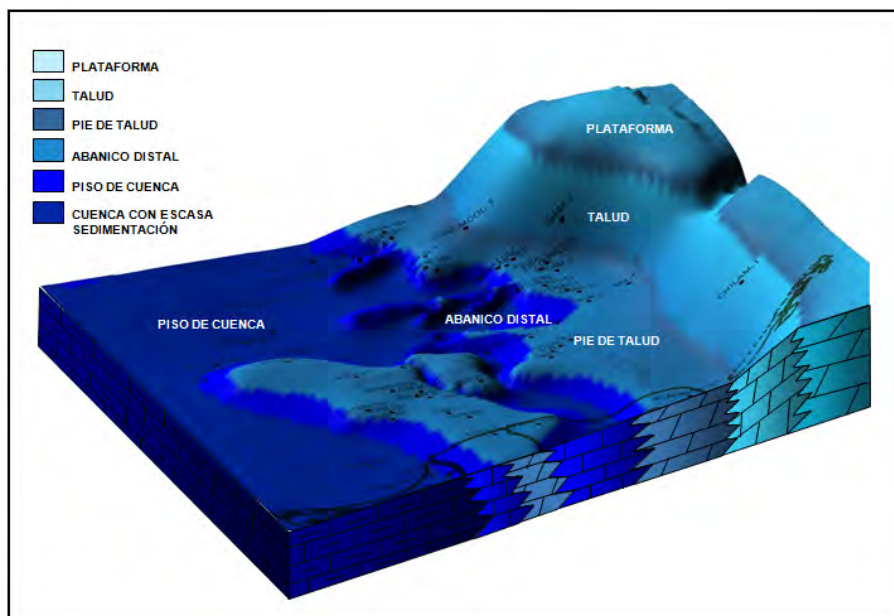


Fig. 2.26.- Modelo de paleoambientes del Albiano-Cenomaniano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

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*, *Clavahedbergella 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*, *Globotruncana 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.

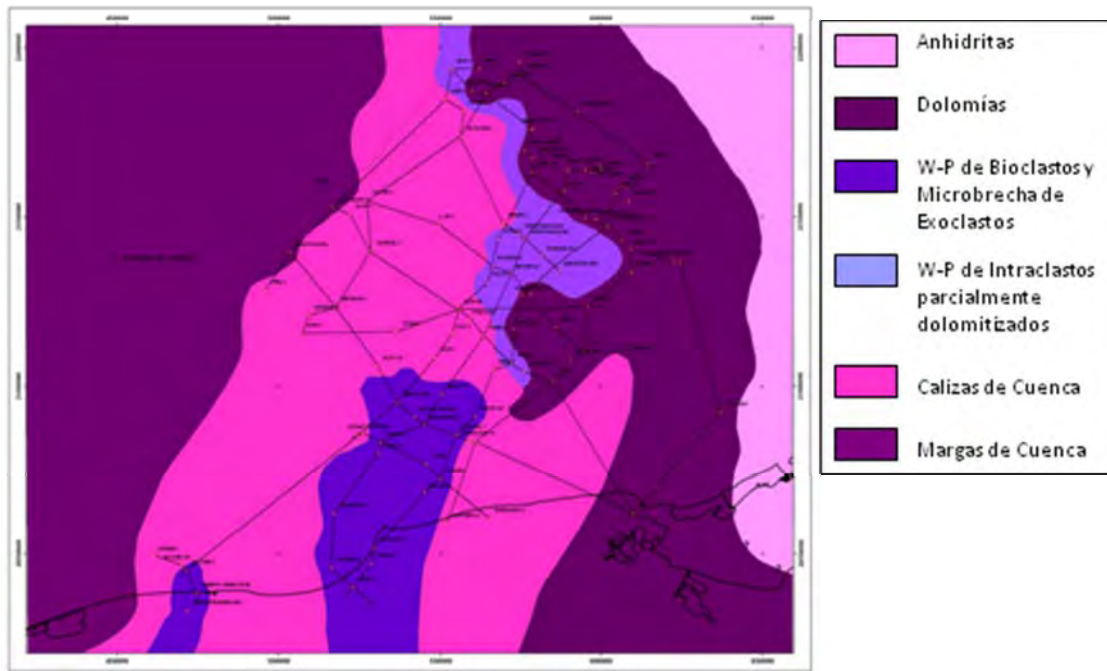


Fig. 2.27.- Mapa de distribución de litofacies del Cretácico Superior, Turoniano-Maastrichtiano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

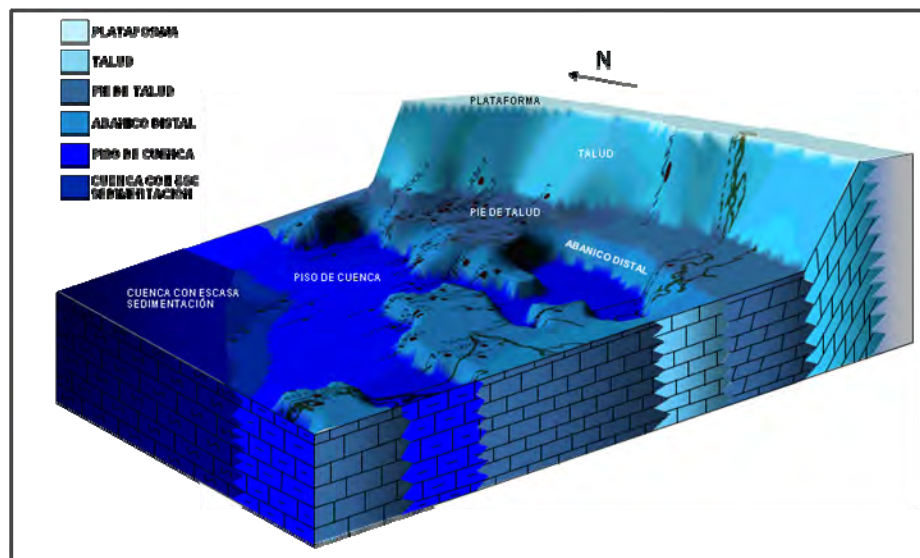


Fig. 2.28.- Modelo de paleoambientes del Cretácico Superior, Turoniano-Santoniano, en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

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, mesocrystalina y microcrystalina, 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 recrystalizada; 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 planctónicos: *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 pirita 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.

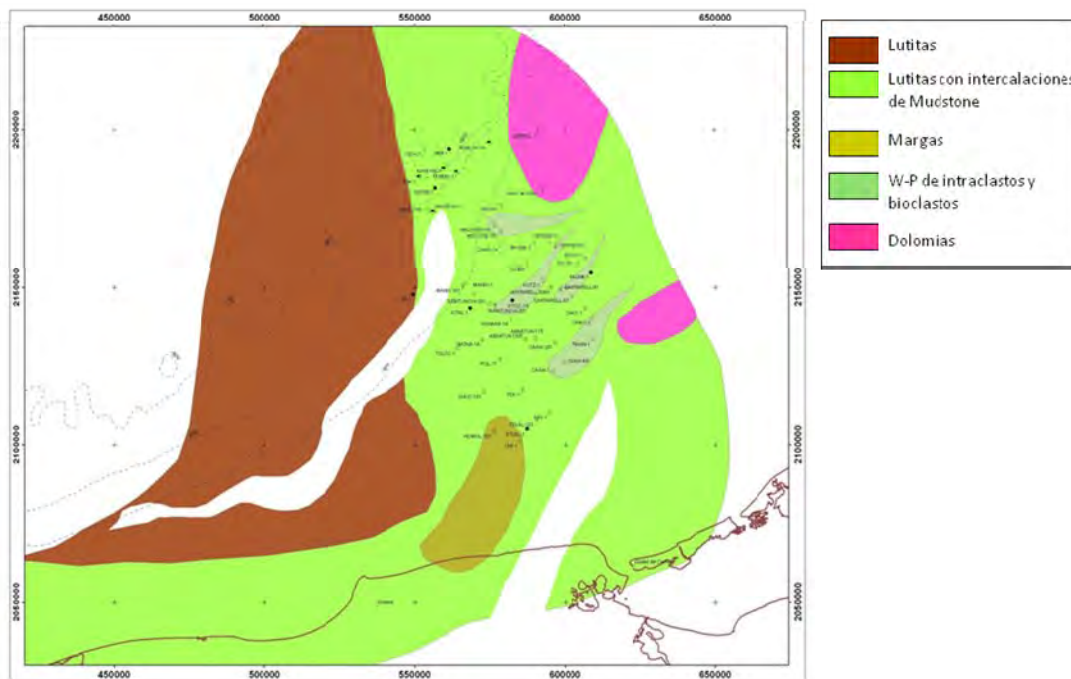


Fig. 2.29.- Mapa de distribución de litofacies del Paleoceno en el área marina de Campeche (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

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.

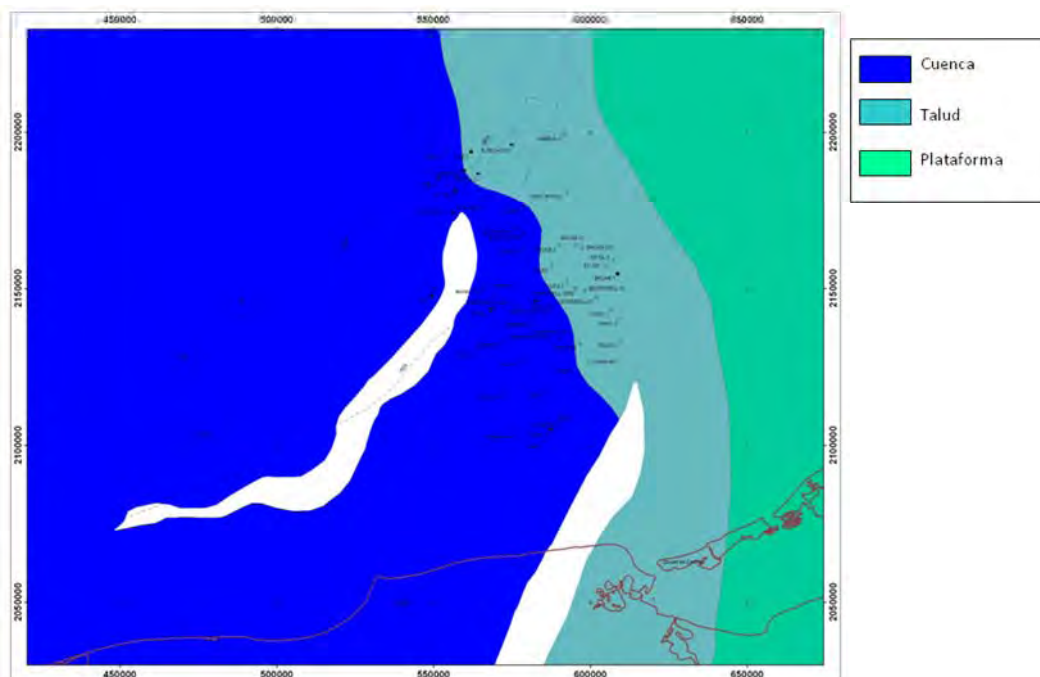


Fig. 2.30.- Mapa de distribución de ambientes del Paleoceno (CPE, 2006, en Hernández-Juárez, 2008).

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 Chicontepec 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 *globigerinids* 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 ciperoensis* *ciperoensis* 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 ciperoensis ciperoensis*, *Globigerina ciperoensis 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 *Globorotalia 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.