



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS EN LA SONDA
DE CAMPECHE”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A:

ORTIZ PACHECO CARLOS ALBERTO

DIRECTOR DE TESIS:

ING. JAVIER ARELLANO GIL



Agradecimientos

A la **Universidad Nacional Autónoma de México** por brindarme la posibilidad de estudiar una carrera profesional de calidad y de forma gratuita..."Para mi alma mater de tu hijo espiritual".

A mi **Madre** y al **Sr. Trinidad Alvarado** por su apoyo y confianza en este proyecto.

A mis hermanos **Eduardo, Nuria y Mariana**, que han sido parte importante en mi vida y de los cuales he aprendido muchísimo. No dejen de esforzarse por lo que les apasiona, luchen cada día para ser mejores y no se conformen; hagan que cada día me sienta más orgullosos de ustedes.

A mi **Abuela, Mario, Víctor, Luis, Fabiola, Luisito y Yesli**, parte importante de mi núcleo familiar y que por el simple hecho de ser mi familia la convierten en la mejor de todas.

A mi mejor amiga, consejera, confidente y novia **Mariana Germán** por su apoyo incondicional, por compartir tantas risas, sueños, tristezas, anhelos y esperanzas, por los días que pasamos y pasaremos juntos. Make me proud!!!!...Te admiro por tu dedicación y pasión en cada una de las cosas que emprendes, permíteme seguir contigo este viaje por mucho tiempo más.

A mis amigos **Oktano9, Raymundo** o "**Rayito**" para los buddies, **Ricardo "El Pare"**, gracias por todo y la mejor de las suertes, el camino apenas comienza!!!!.

A mis sinodales: Ing. Javier Arellano, Ing. Bernardo Martell, Dr. Eduardo Aguayo, M.I. Alberto Palomo y el M.C. Gabriel Vázquez, que sin sus valiosos aportes esta tesis no sería lo que es.

Finalmente quiero agradecer, a los que estuvieron, están y estarán en mi vida, que sin ellos o ellas estos esfuerzos no valdrían la pena.

Índice

Resumen	1
1 Capítulo I.- Generalidades	3
1.1 Objetivos.	4
1.2 Metas.	4
1.3 Ubicación.	4
1.4 Características generales del Golfo de México.	6
1.4.1 Fisiografía de la cuenca.	6
1.4.1.1 Provincia de domos y diapiros salinos submarinos.	6
1.4.1.2 Provincia de domos salinos submarinos pertenecientes a la Cuenca Salina del Istmo.	7
1.4.1.3 Pliegues del Cinturón Mexicano o Cordilleras Mexicanas.	8
1.4.1.4 Provincia de la Fosa Tectónica de Veracruz.	8
1.4.1.5 Fosa de Sigsbee.	8
1.4.2 Geomorfología Sureste del Golfo de México.	8
1.4.2.1 Marino Acumulativo.	9
1.4.2.2 Marino Biogénico.	9
1.4.2.3 Marino Denudativo.	9
1.4.2.4 Modelado tectónico Tabular.	10
1.4.2.4.1 Talud de diapiros salinos.	10
1.4.2.4.2 Escarpe de Campeche.	11
1.4.2.5 Escarpe de Yucatán.	11
1.4.2.5.1 Talud Superior.	11
1.4.2.5.2 Talud Inferior.	11
1.4.2.5.3 Escarpe de Transición Campeche-Yucatán.	11
1.4.2.5.4 Talud Cabecera de Cañón Submarino.	12
1.4.2.6 Plataforma Continental Carbonatada.	12
1.4.2.6.1 Plataforma Continental no rodeada (interna).	12
1.4.2.6.2 Plataforma Continental terrígena (interna).	12
1.4.2.6.3 Plataforma Continental no rodeada (externa).	13
1.4.2.6.4 Plataforma Continental terrígena (externa).	13
1.5 Antecedentes.	13
1.6 Antecedentes de la estratigrafía de secuencias.	16
1.7 Conceptos clave de estratigrafía de secuencias.	18
1.7.1 Secuencias compuestas.	21
1.7.2 Parasecuencias.	21
1.7.3 Márgenes de cuenca.	21
1.7.3.1 Shelf-break margin.	21
1.7.3.2 Márgenes de rampa (Ramp Margin).	22
1.7.3.3 Márgenes de rift (Rift Margin).	23
1.7.3.4 Márgenes de cuenca-foreland (Foreland-basin margin).	23
1.7.3.5 Márgenes de fallas de crecimiento (Growth-fault margin).	24
1.7.4 System tract.	24
1.7.4.1 Lowstand system tract (LST).	25
1.7.4.1.1 Lowstand de abanicos submarinos.	27
1.7.4.1.2 Lowstand de cuñas progradantes (Lowstand prograding wedge).	27
1.7.4.2 Transgressive system tract (TST).	28
1.7.4.3 Highstand system tract (HST).	30
1.7.4.4 System tract en los márgenes de la plataforma.	31
1.7.4.5 Modelos de la estratigrafía secuencial para las plataformas carbonatadas.	32
1.7.4.5.1 Rampas.	32
1.7.4.5.2 Plataforma bordeada (Rimmed shelves).	35
1.7.4.5.3 Márgenes escarpados.	37

1.7.4.5.4	Plataformas aisladas.	38
1.7.4.6	System tracts que se pueden desarrollar dentro del ciclo relativo del nivel del mar.	39
1.7.4.6.1	Midstand system tract.	39
1.7.4.6.2	Regressive system tract.	39
1.7.5	Estratigrafía sísmica	40
1.7.5.1	Secuencia sísmica.	40
1.7.5.2	Facies sísmicas.	40
1.7.5.3	Clasificación de las reflexiones de acuerdo a sus terminaciones.	42
1.7.5.3.1	Terminación lateral (Lapout).	42
1.7.5.3.2	Offlap.	43
1.7.5.3.3	Baselap.	43
1.7.5.3.3.1	Onlap.	43
1.7.5.3.3.2	Downlap.	44
1.7.5.3.3.3	Toplap.	44
1.7.5.3.3.4	Truncamiento.	45
1.7.5.3.3.5	Truncamiento erosional.	45
1.7.5.3.3.6	Truncamiento fallado.	45
1.7.5.3.3.7	Truncamiento aparente	45
1.7.5.3.4	Reconocimiento de las superficies estratigráficas.	45
1.7.5.3.4.1	Limite de secuencia (Sequence Boundary, SB).	45
1.7.5.3.4.2	Onlap costero (Coastal Onlap).	46
1.7.5.3.4.3	Cambio de la dirección hacia la cuenca del onlap costero (Downward shift in coastal onlap).	46
1.7.5.3.4.4	Superficie transgresiva (Transgressive surface).	46
1.7.5.3.4.5	Superficie de máxima inundación (Maximun Flooding Surface, MFS).	46
1.7.5.3.4.6	Superficie regresiva máxima (Maximum Regressive Surface, MRS).	47
1.7.5.3.4.7	Superficie transgresiva erosiva en canales (Transgressive Ravinement Surface, TRS).	47
1.7.5.3.5	Tipos de facies sísmicas.	48
1.7.5.3.5.1	Paralela.	48
1.7.5.3.5.2	Divergente.	48
1.7.5.3.5.3	Reflexiones progradantes.	49
1.7.5.3.5.4	Caótica.	51
1.7.5.3.5.5	Ausencia de facies.	51
1.7.5.3.6	Tipos de formas externas en las facies sísmicas.	52
1.7.5.3.6.1	Interpretación sísmica de los depósitos de facies clásticas.	53
1.7.5.3.7	Reconocimiento sísmico de las secuencias de carbonatos (carbonate buildup). Arrecifes y bancos calcáreos.	58
1.7.5.3.7.1	Criterio para el reconocimiento de las acumulaciones de carbonatos en las secciones sísmicas.	59
2	Capítulo II.- Geología Regional.	61
2.1	Marco geológico regional.	62
2.1.1	Bloque de Yucatán.	62
2.1.2	Plataforma de Yucatán.	63
2.1.3	Sierra de Chiapas.	63
2.1.4	Macizo de Chiapas.	63
2.1.5	Horst Reforma-Akal.	64
2.1.6	Provincia de fallas transcurrentes (strike-slip).	64
2.1.7	Provincia de fallas inversas.	65
2.1.8	Sierra Monoclinal.	66
2.1.9	Anticlinorio Chicomosuelo.	66
2.1.10	Cuencas Cenozoicas.	67
2.2	Marco estratigráfico.	69
2.2.1	Basamento.	69

2.2.2	Jurásico.	69
2.2.2.1	Calloviano.	69
2.2.2.2	Jurásico Superior.	70
2.2.2.2.1	Oxfordiano.	70
2.2.2.2.2	Kimmeridgiano.	71
2.2.2.2.3	Tithoniano.	73
2.2.2.3	Cretácico.	74
2.2.2.3.1	Cretácico Inferior.	74
2.2.2.3.2	Albiano-Cenomaniano.	75
2.2.2.3.3	Cretácico Superior.	76
2.2.2.4	Cenozoico.	77
2.2.2.4.1	Paleoceno.	77
2.2.2.4.2	Eoceno.	78
2.2.2.4.3	Oligoceno.	79
2.2.2.4.4	Mioceno.	79
2.2.2.4.5	Plioceno.	80
2.2.2.4.6	Pleistoceno.	81
2.3	Geología estructural y tectónica.	81
2.3.1	Provincias Tectónicas Estructurales de la Sonda de Campeche.	82
2.3.2	Evolución tectónica.	85
3	Capítulo III Secuencias estratigráficas	89
3.1	Introducción.	90
3.2	Estudio de las reflexiones sísmicas.	91
3.2.1	Implicaciones de la polaridad y la fuerza de las reflexiones.	92
3.2.2	Reconocimiento litológico con base en los reflectores sísmicos.	92
3.2.2.1	Sal.	92
3.2.2.2	Arcillas y limos.	96
3.2.2.3	Areniscas	97
3.2.2.4	Carbonatos.	98
3.2.2.5	Brecha Calcárea.	100
3.3	Sistemas de depósito (system tracts) y secuencias sedimentarias del área de estudio.	101
3.3.1	Jurásico Medio.	101
3.3.1.1	Secuencia Evaporítica	101
3.3.1.1.1	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Evaporítica.	102
3.3.2	Jurásico Superior.	103
3.3.2.1	Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa.	103
3.3.2.2	Oxfordiano.	104
3.3.2.2.1	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa del Oxfordiano.	107
3.3.1.2	Kimmeridgiano.	108
3.3.1.2.1	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcáreo-Arcillosa del Kimmeridgiano.	113
3.3.1.3	Tithoniano.	115
3.3.1.3.1	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa del Tithoniano.	118
3.3.2	Cretácico.	119
3.3.2.1	Secuencia Calcárea.	119
3.3.2.1.1	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcárea del Cretácico.	123
3.3.2.2	Cretácico Superior-Paleoceno.	124
3.3.2.2.1	Secuencia de Brecha Calcárea.	124
3.3.2.2.1.2	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia de Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno.	126
3.3.3	Cenozoico	126
3.3.3.1	Secuencia Clástica.	126
3.3.3.1.1	Paleoceno-Eoceno.	129

3.3.3.1.2	Oligoceno-Plioceno.	130
3.3.3.1.3	Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Clástica del Cenozoico.	131

4 Capítulo IV.- Sistema Petrolero. 135

4.1	Sistema Petrolero.	136
4.1.1	Roca Generadora.	136
4.1.1.1	Subsistema generador de las rocas del Oxfordiano.	137
4.1.1.1.1	Litofacies generadoras.	137
4.1.1.1.2	Tipos o Familias de hidrocarburos.	138
4.1.1.2	Subsistema generador de las rocas del Kimmeridgiano.	138
4.1.1.2.1	Litofacies generadoras.	139
4.1.1.2.2	Tipos o Familias de hidrocarburos.	139
4.1.1.3	Subsistema generador de las rocas del Tithoniano.	139
4.1.1.3.1	Litofacies generadoras.	139
4.1.1.3.2	Tipos o Familias de hidrocarburos.	140
4.1.1.4	Subsistema generadoras de las rocas del Cenozoico (Eoceno-Mioceno).	141
4.1.2	Roca Almacén.	141
4.1.2.1	Areniscas del Oxfordiano.	141
4.1.2.2	Bancos oolíticos del Kimmeridgiano.	145
4.1.2.3	Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno y Carbonatos fracturados del Cretácico Inferior.	145
4.1.2.4	Rocas clásticas del Cenozoico.	147
4.1.3	Roca Sello.	148
4.1.4	Migración.	153
4.1.5	Trampas.	155
4.1.6	Sincronía.	155

5 Capítulo V.- Conclusiones y Recomendaciones. 157

5.1	Conclusiones.	158
5.2	Recomendaciones.	160

Bibliografía. 161

[Escribir texto]

Resumen

El área de estudio cubre aproximadamente 16,500 km² y está ubicada en el Sureste de la plataforma continental de la República Mexicana.

El Sureste Mexicano se divide en cinco provincias geológico-petroleras que son: Chiapas-Tabasco, Salina del Istmo, Macuspana, Comalcalco y la Sonda de Campeche. La Sonda de Campeche es la más importante por su producción y reservas de hidrocarburos, ya que se estima proviene de esta zona entre el 70%-80% de la producción petrolera diaria de México.

La geología regional de la Sonda de Campeche está controlada por una serie de los elementos tectónicos que interactuaron en diferentes tiempos en el sureste mexicano y que condicionaron la evolución del Golfo de México. Sobre estos elementos ocurrieron varios y diversos eventos sedimentológicos, estratigráficos y estructurales, todos estos relacionados con la evolución del Golfo de México desde el Jurásico hasta el reciente.

La columna estratigráfica de la Sonda de Campeche, está compuesta principalmente de carbonatos en el Mesozoico) y terrígenos en el Cenozoico, siendo los depósitos más antiguos, las secuencias evaporíticas que están cubiertas por rocas calcáreo-arcillosas.

El presente trabajo se basa en los principios de la estratigrafía secuencial, principalmente en el análisis de los ambientes sedimentarios y en la interpretación de los perfiles sísmicos. La estratigrafía de secuencias es una parte de la estratigrafía, en la cual las superficies estratigráficas que representan cambios en las secuencias de depósito son usadas para correlacionar y para definir tipos específicos de secuencias estratigráficas.

Se identificaron y limitaron 5 secuencias estratigráficas (Secuencia Evaporítica, Secuencia Calcáreo y Calcáreo-Arcillosa, Secuencia Calcárea y Secuencia Clástica) tomando como base la columna estratigráfica de Angeles-Aquino, 1997.

Para el Calloviano, la roca sedimentaria está constituida por un depósito evaporítico cuya edad específica no ha sido establecida en el área de estudio y en donde las características sísmicas principales son: reflectores sísmicos caóticos en toda la unidad, sino es que se encuentran ausentes por la deformación tan intensa que sufrió la Secuencia y que se encuentra intrusionando a las unidades suprayacentes por lo que la forma externa recibe el nombre de diapiro. La Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa comprende todo el Jurásico, donde se depositaron clásticos en combinación con los primeros carbonatos de la columna estratigráfica. Los reflectores sísmicos del Oxfordiano están limitados tanto en la parte superior como en la parte inferior por amplitudes altas y reflectores con buena continuidad. Los reflectores internos corresponden con reflectores paralelos oblicuos; de esta forma, se interpreta al conjunto de reflectores sísmicos pertenecientes al Oxfordiano como reflectores en forma de "Tejado" (Shingled). Los reflectores presentes en el Kimmeridgiano, son concordantes con los reflectores del Oxfordiano, presentando las mismas características (alta amplitud y buena continuidad). El límite superior de la unidad del Kimmeridgiano muestra reflectores con amplitud alta pero con una continuidad baja. Los reflectores internos para esta unidad no son reconocibles quizá por falta de resolución sísmica de las herramientas, dado que la unidad estratigráfica es de espesor delgado. En general, para el Tithoniano, se tienen como límites superiores e inferiores, reflectores con amplitudes altas y buenas continuidades, a excepción de las zonas que han sido fuertemente deformadas y plegadas.

La Secuencia Calcárea se desarrolló durante todo el Cretácico ya que en este periodo continuaron las condiciones tectónicas que provocaron subsidencia.

Entre los límites del Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior se encuentra una unidad constituida por dolomías y calizas clásticas, integrada por exoclastos del tamaño de brechas; es una secuencia económicamente importante ya que de aquí proviene la máxima producción de hidrocarburos en el país. La secuencia de brecha calcárea fue depositada por el impacto de un

[Escribir texto]

meteorito y por procesos gravitacionales, dando como resultado reflectores sísmicos caóticos, los límites tanto superior e inferior muestran amplitudes altas y buenas continuidades. La forma externa es de lámina, pero se vio afectada por procesos compresionales, seguido después de fallas normales. Para delimitar a la secuencia de brecha calcárea con la secuencia clástica se toma en cuenta el contraste tan marcado de los reflectores, por un lado la secuencia de brecha calcárea presenta amplitudes altas, frecuencias bajas y continuidad relativamente buena, por otro lado, la secuencia clástica se diferencia porque los reflectores tienen amplitudes bajas a medias, frecuencia alta y buena continuidad. A finales del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos aumento con las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide. Esta condición tectónica favoreció el incremento de aporte de sedimentos clásticos al término de la orogenia.

Los reflectores sísmicos del Cenozoico presentan en general, amplitudes medias a bajas, con muy buena continuidad y frecuencia alta, característica de las litologías clásticas que tienen una amplia distribución geográfica, como ocurre en la plataforma, en el talud se presentan discontinuas sobre todo cuando hay slumps y en la cuenca también con muy buena continuidad. Los reflectores para el Paleoceno, llegan a presentarse paralelos, caóticos y hummocky, mientras que para el Eoceno se muestran amplitudes medias, continuidades buenas y frecuencias altas, al igual que al Paleoceno se observan montículos en el límite superior; los contactos con ambos límites son concordantes y los reflectores muestran por lo general patrones caóticos y hummocky. Para el Oligoceno se tienen reflectores hummocky que van a ir progradando hacia la cuenca hasta convertirse en reflectores paralelos con tendencia a ser divergentes, indicando un cambio de alta energía a uno de baja energía; a esta unidad se asocian fallas por gravedad, ocasionadas por el colapso y las compactaciones diferenciales de la última fase de deformación en el Golfo de México. La forma externa de esta unidad es en cuña. Para el Mioceno la deformación, sí se llega a presentar, está asociada a las fallas sinsedimentarias. En general son reflectores paralelos con forma de lámina. En esta unidad se depositaron paquetes de lutitas con lentes de arenas, que se observan en los cambios de amplitud y frecuencia en los perfiles sísmicos.

El sistema petrolero en la Sonda de Campeche se encuentra distribuido de la siguiente manera: Roca Generadora compuesta de Subsistema Generador Oxfordiano, Subsistema Generador Kimmeridgiano, Subsistema Generador Tithoniano, Subsistema Generador Terciario; Roca Almacén compuesta de las areniscas del Oxfordiano, Bancos Oolíticos del Kimmeridgiano, Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno junto con los carbonatos fracturados del Cretácico Inferior y las rocas clásticas del Cenozoico; la Roca Sello está compuesta de secuencias arcillosas y calcáreo-arcillosas que se encuentran en distinto niveles como pueden ser en el Oxfordiano, Tithoniano y Cretácico Superior-Paleoceno; la migración se llevo a cabo en distintos niveles estratigráficos, la cual permitió el movimiento de gas y aceite hacia los yacimientos del Jurásico, Cretácico y Cenozoico; las trampas en las que se consideran a la franja oolítica del Kimmeridgiano, a las trampas de la barra arenosa del Oxfordiano, a las brechas productoras del Cretácico Superior y del Paleoceno como trampas estratigráficas, que posteriormente los procesos tectónicos provocaron el desarrollo de trampas en anticlinales y Una vez que se tiene realizado el estudio de cada uno de los elementos del sistema petrolero, se observa cuáles son sus relaciones espacio-temporales, conocido como sincronía del sistema petrolero.

Capítulo I

Generalidades

1.1 Objetivos.

- a) Estudiar los principales elementos estratigráficos de la Sonda de Campeche utilizando el enfoque de estratigrafía de secuencias.
- b) Utilizar secciones sísmicas que permitan conocer y describir los principales sistemas de depósito de la Sonda de Campeche utilizando la estratigrafía secuencial.

1.2 Metas.

- a) Proporcionar la información adecuada sobre la evolución tectónica, marco estratigráfico, geomorfología y el sistema petrolero de la Sonda de Campeche.
- b) Analizar secciones sísmicas tomando como base a la estratigrafía secuencial con lo que se obtendrá un mejor conocimiento estratigráfico de la Sonda de Campeche.

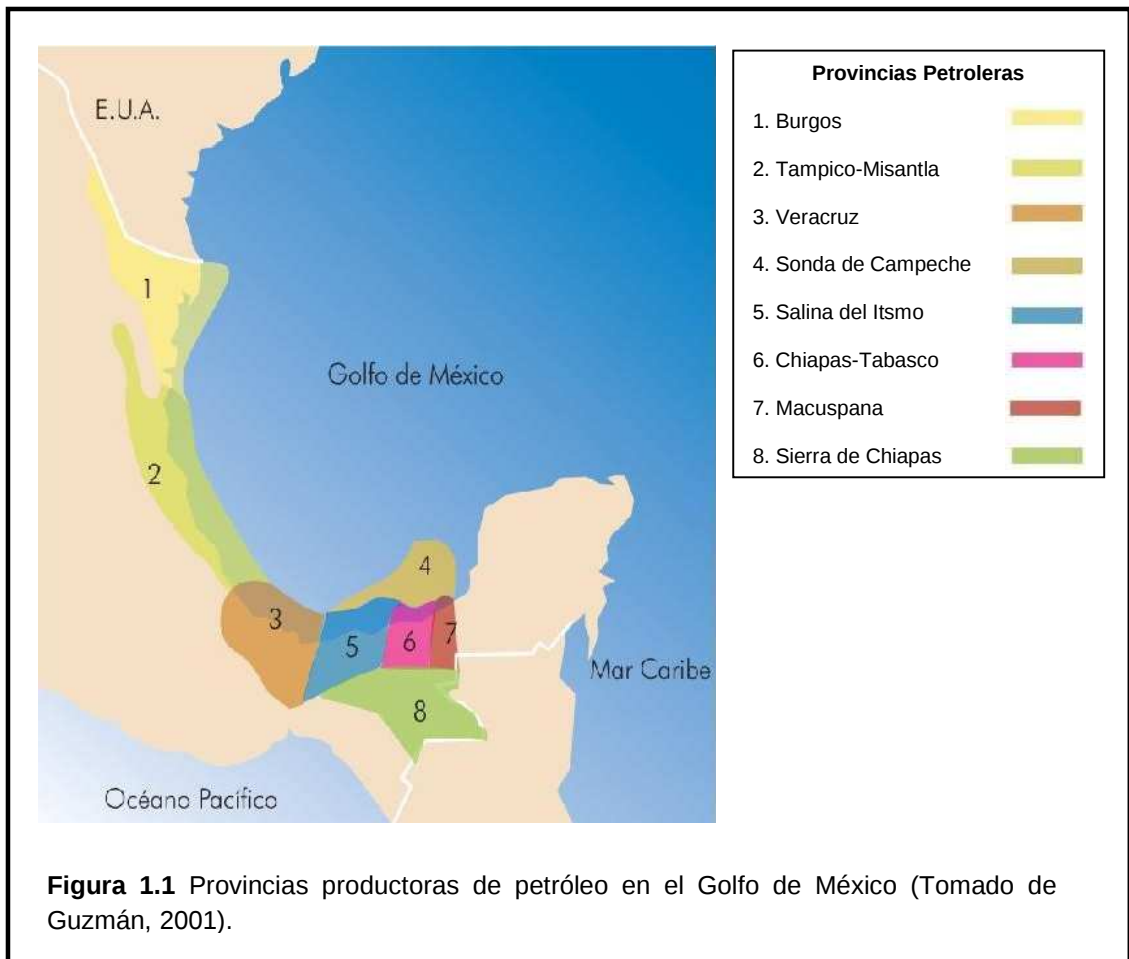
1.3 Ubicación.

El área de estudio cubre aproximadamente 16,500 km² y está ubicada en el Sureste de la plataforma continental de la República Mexicana, comprendida entre las coordenadas geográficas 91°40'-90°00' longitud Oeste y 18°30'-20°00' latitud Norte, a lo largo de las costas de los estados de Tabasco y Campeche, en la porción Sur del Golfo de México en las provincias productoras de petróleo en el Golfo de México (Figura 1.1).

El Sureste Mexicano se divide en cinco provincias geológico-petroleras que son: Chiapas-Tabasco, Salina del Istmo, Macuspana, Comalcalco y la Sonda de Campeche. La Sonda de Campeche es la más importante por su producción y reservas de hidrocarburos, ya que se estima proviene de esta zona entre el 70%-80% de la producción petrolera diaria de México (Guzmán, 2001).

1.4 Características generales del Golfo de México.

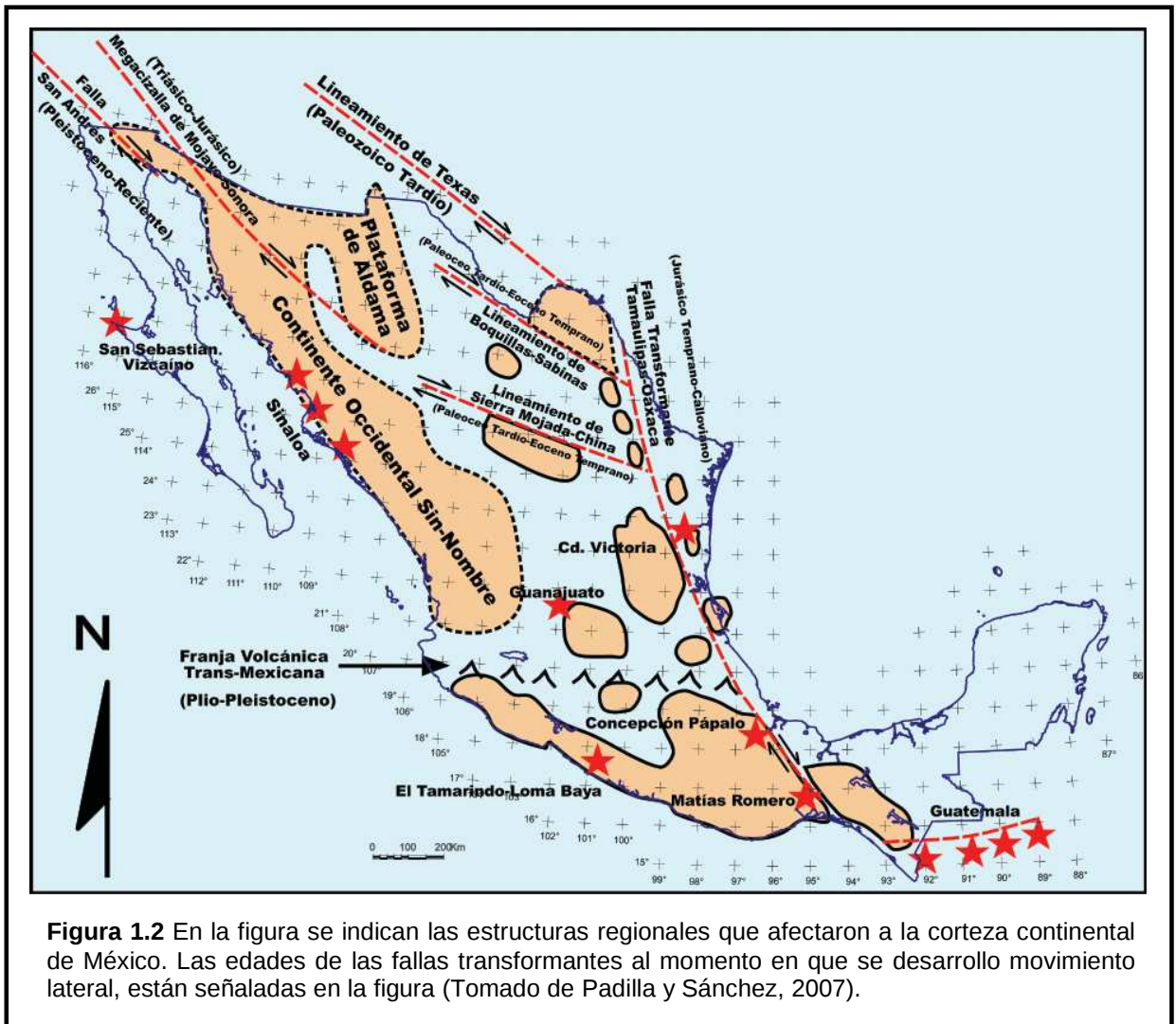
Desde el punto de vista geológico y petrolero mucho se ha estudiado del sur del Golfo de México, por lo que es posible mencionar algunos autores como: Moore y del Castillo (1974); Pilger (1978); Anderson y Schmidt (1983); Dickinson y Coney (1980); Coney (1983); Pindell (1985); Tardy (1986); Padilla y Sánchez (1986); Amos Salvador (1987 y 1991); Longoria (1987); Ross y Scotese (1988) y Winker y Buffler (1988); (Padilla y Sánchez, 2007); entre otros. Todos estos autores concuerdan que el origen del Golfo de México se remonta a la disgregación de Pangea (Triásico Tardío-Jurásico Temprano), ocasionado por el adelgazamiento de la corteza terrestre provocado por un rift, este proceso provocó la creación de horst, grabens, y en otras zonas como el lado este de la costa mexicana, una serie de fallas transcurrentes regionales.



Se pueden mencionar varias fallas transcurrentes como la falla Texas o Walper, sin embargo la falla transcurrente de mayor importancia, debido al papel que juega en el desarrollo de la evolución de la Cuenca del Golfo de México es la falla Tamaulipas-Oaxaca propuesta por Padilla y Sánchez, 2007 (Figura 1.2). El ciclo de formación del Golfo de México terminó con una etapa de enfriamiento en sus márgenes pasivos y después una serie de fracturamientos, fallamientos normales, fallamientos lístricos, formando bloques antitéticos, sintéticos y rotaciones. Algunas de estas fases de deformación se encuentran registradas en las rocas de los afloramientos de la Sierra de Chiapas.

El Golfo de México cuenta en su totalidad con una área aproximada de 1,810,000 km², extendiéndose aproximadamente 1770 km y 1300 km Este-Oeste y Norte-Sur, respectivamente. El Golfo de México se une con el Océano Atlántico a través del estrecho de Florida y con el Mar Caribe.

Los límites del Golfo de México son: al norte con los Estados Unidos de Norteamérica, al sur y oeste con la región continental de la República Mexicana y al este con Cuba. Las características geológicas actuales de esta cuenca nos permiten definirla como una cuenca continental marginal y en una margen pasiva.



1.4.1 Fisiografía de la cuenca.

El Golfo de México está constituido por una serie de conjuntos morfoestructurales profundos (Figura 1.3), también conocidos como provincias fisiográficas (Mendoza, 2000), sus características más importantes son:

1.4.1.1 Provincia de domos y diapiros salinos submarinos.

Se encuentra en el norte del Golfo de México, frente a la costa de Texas y se compone de grandes masas de sal que presentan varios niveles de penetración, afectando únicamente a las secuencias Mesozoica y Cenozoica (Mendoza, 2000), Figura 1.3).

1.4.1.2 Provincia de domos salinos submarinos pertenecientes a la Cuenca Salina del Istmo.

Se encuentra en la zona Sur y Sureste del Golfo de México, caracterizándose por tener domos generalmente deformados debido a esfuerzos transtensivos, provocados por la misma sal y sus diferencias de densidades que provocan que esta ascienda o busque zonas de debilidad, manifestando una morfología característica de relieves de cañones o valles submarinos profundos que limitan o separan bloques que contienen una serie de diapiros agrupados (Mendoza, 2000) (Figura 1.3).

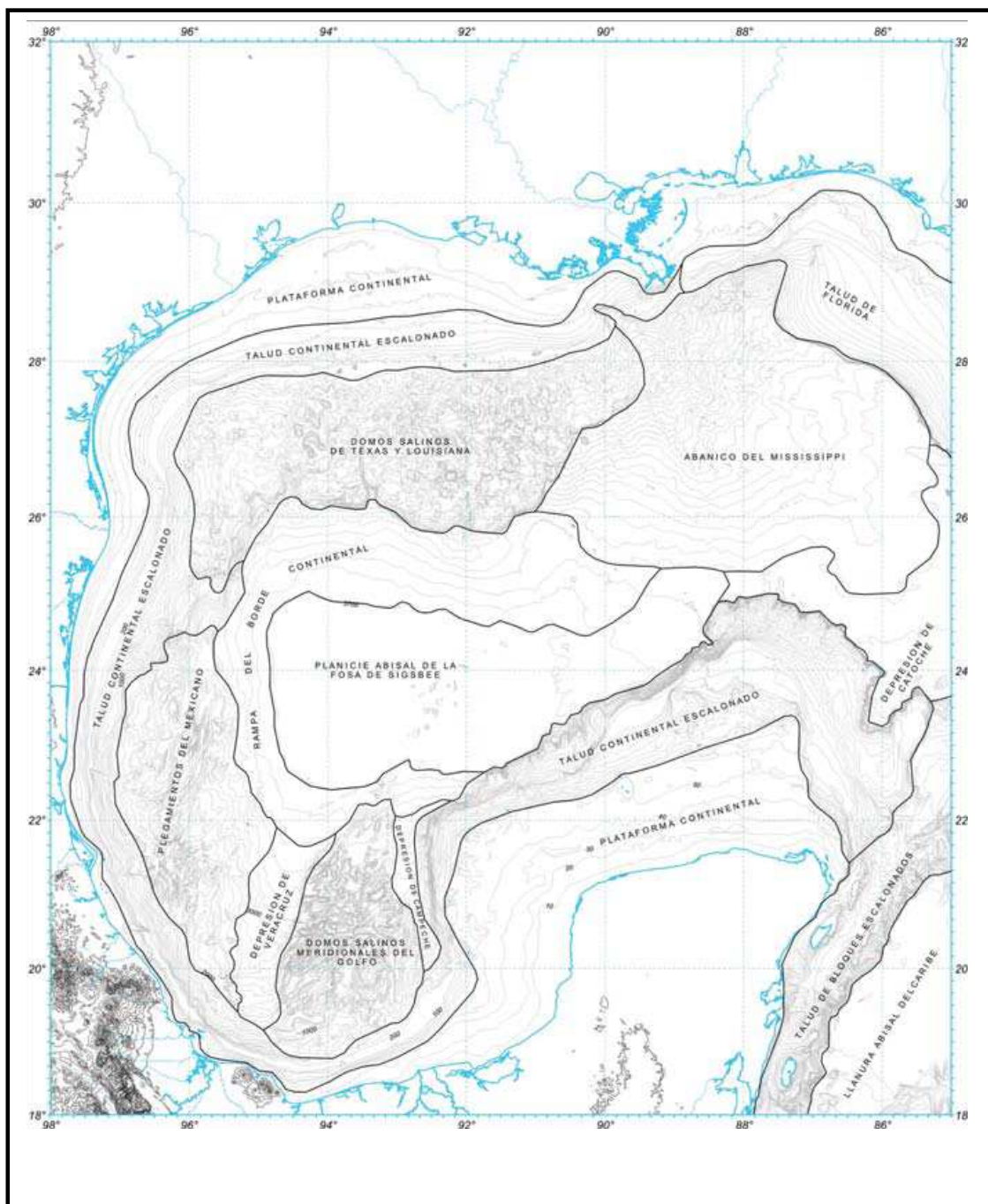


Figura 1.3 Provincias fisiográficas y batimétricas del fondo marino del Golfo de México (Tomado de INEGI, 2003).

1.4.1.3 Pliegues del Cinturón Mexicano o Cordilleras Mexicanas.

Se encuentra en el flanco oeste del Golfo de México, caracterizándose por una fisiografía gobernada por una tectónica de contracción, originando una serie de plegamientos en el talud continental con un rumbo preferencial noroeste-suroeste cubriendo a la zona ubicada al frente del talud de la plataforma continental de Tamaulipas y Veracruz (Mendoza, 2000), (Figura 1.3).

1.4.1.4 Provincia de la Fosa Tectónica de Veracruz.

Es una depresión con rumbo preferencial Suroeste-Noreste conectándose con la fosa de Sigsbee; encontrándose frente la plataforma continental de la Sierra Volcánica de los Tuxtlas así como en sus costas (Manuel Mendoza, 2000; Figura 1.3).

1.4.1.5 Fosa de Sigsbee.

Se ubica desde la costa hasta la planicie abisal (primer y segundo escalones concéntricos), hasta la parte más somera (también con dos escalones concéntricos); presenta un gran contraste de pendiente en el talud continental, siendo heterogéneo debido al cambio en su morfología. El talud cambia de una zona a otra, por ejemplo, encontraremos en la zona del Caribe diferencias muy marcadas en el Norte de Yucatán, así como también estos cambios se pueden observar en el talud adyacente a la provincia de plegamientos con la zona de los domos de la cuenca Salina del Istmo y de Campeche; se debe tomar en cuenta los cambios que se presentan en sus dimensiones relacionados directamente con la profundidad y la pendiente en cada zona.

Existe en esta zona un tercer nivel, igualmente concéntrico, pero de menor profundidad, siendo el reborde de la plataforma continental. La plataforma del Caribe, al igual que en los otros escalones se tiene una variación en los rasgos topográficos y en su anchura, presentando una pendiente diferente en su declive. El cuarto y último escalón es la plataforma continental que se extiende en la planicie costera del Golfo de México, siendo la zona emergida; además de esta zona emergida se presenta la zona sumergida separada por la transición de la ruptura de la playa y la zona sublitoral de poca profundidad que forma parte del cinturón exterior de la estructura concéntrica del Golfo de México (Mendoza, 2000), (Figura 1.3).

En la parte nororiente del Golfo de México se tiene a la zona que limita al norte con el sistema deltaico fluvio-marino del Mississippi y al oriente se extiende la planicie abisal de Sigsbee con el talud continental de Florida; se tiene un límite de talud continental carbonatado al sur (Escarpe de Yucatán) caracterizado por tener terrazas escalonadas cuyos bordes llegan a alcanzar pendientes de hasta 90° (Mendoza, 2000), (Figura 1.3).

1.4.2 Geomorfología Sureste del Golfo de México.

Basándose en su origen y características morfológicas es posible dividir al Golfo de México en 4 unidades geomorfológicas principales (Mendoza, 2000): Marino Acumulativo y Kárstico, Marino Biogénico, Marino Gravitacional y Modelado Tectónico-Tabular.

1.4.2.1 Marino Acumulativo.

Esta formado básicamente por dos unidades (pie de continente y llanura abisal), que corresponde a una secuencia limo-arcillosa que se originó por una serie de depósitos de sedimentos clásticos de aguas someras transportadas por gravedad, corrientes de fondo, precipitación *in situ* del material disuelto en el agua de mar y por la sedimentación de organismos planctónicos. La llanura abisal, está localizada en la parte septentrional de una pequeña parte de la Cuenca de Sigsbee, cuenta con pendientes que no superan 1° y una amplitud mínima en cuanto al relieve se refiere, comenzando en 3000 mbnm y llegando a la parte más profunda a 3600 mbnm. El pie de continente, al igual que en llanura abisal, presenta pendientes que no superan el 1° y en el que se desarrollaron turbiditas y slumps. Debido a las colinas de Campeche, bahía de Campeche y la Plataforma Campeche-Yucatán, se encuentra aporte de material clástico procedente de estos elementos. Su amplitud varía desde los 2000 mbnm hasta los 3000 mbnm (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.2 Marino Biogénico

Las formas del relieve están dominadas por la actividad de organismos que viven en colonias y que están relacionados o tienen influencia de corrientes submarinas, oleaje, turbiedad del agua, vientos, temperatura del agua, etc.

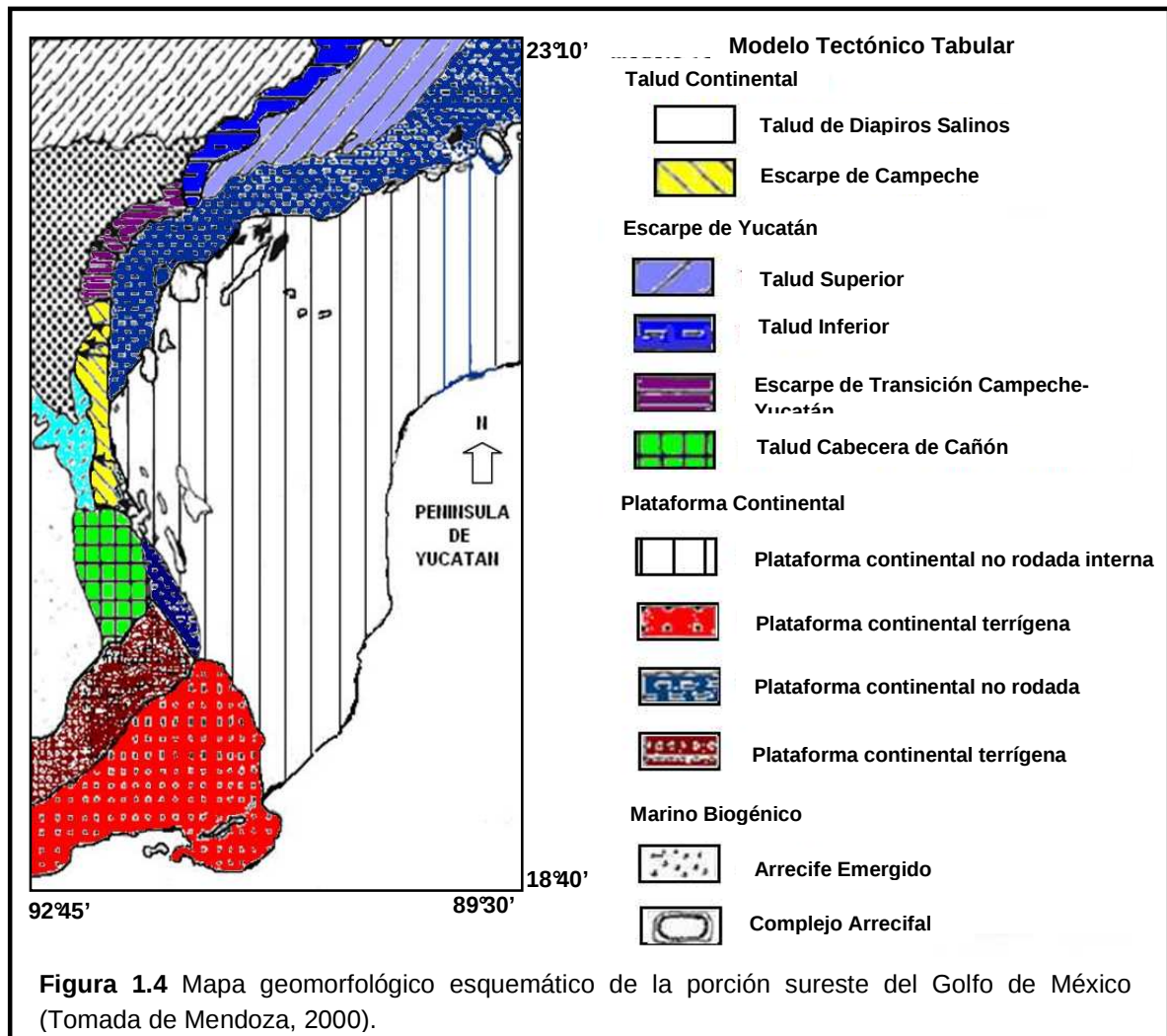
Se tienen definidas dos unidades construidas de coral-alga sobre el margen continental, el Complejo arrecifal y el Arrecife emergido. El Complejo arrecifal, está localizado en la parte más oriental, cubriendo un área de 54 km² y con una amplitud de 60 m a partir de la plataforma, forma una estructura orgánica llamada Arrecife Alacrán (Mendoza, 2000). El Arrecife emergido, se denomina de esta manera por estar compuesto de estructuras orgánicas que rompen el espejo de agua, constituyendo islas coralinas aisladas sobre la plataforma (Figura 1.4).

1.4.2.3 Marino Denudativo

Las formas de este relieve erosivo están dominadas por procesos exógenos, debido a corrientes y movimientos de masas en el fondo del mar. Debido a estos procesos, se pueden identificar dos unidades en el sur del Golfo de México, los Cañones-Corredores Submarinos y los Cañones Submarinos (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

Los Cañones-Corredores Submarinos, son el producto de los procesos gravitacionales modeladores de un conjunto de pequeñas depresiones longitudinales prácticamente paralelas a la pendiente. Estos cañones cortan a las porciones mas escarpadas de los taludes en distintas profundidades.

Los cañones submarinos corresponden con el “Cañón de Campeche” y el “Cañón de Veracruz”, están localizados en el sur del Golfo de México; se considera que el “Cañón de Campeche” es el más importante por su mayor dimensión. Su génesis es el resultado del contacto litológico entre el banco calcáreo de Yucatán localizado al este y los diapiros de la Cuenca de Campeche localizado al oeste, por lo que su origen se debe a procesos de erosión, sedimentación y transporte.



1.4.2.4 Modelado tectónico tabular.

Esta unidad es producto de fuerzas endógenas (principalmente las creadas por procesos tectónicos, incluyendo la inyección de sal o tectónica salina, sin embargo cabe aclarar que todas las formas producidas por fuerzas endógenas se agrupan en esta unidad). Todos los elementos localizados en esta unidad han sido modelados por procesos de depositación y erosión (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.4.1 Talud de diapiros salinos.

Esta unidad comprende parte de las colinas submarinas ubicadas en el Golfo de Campeche, constituidos por cuerpos salinos de edad jurásica, que se formaron en mares someros y circulación restringida, su movimiento originó diversas estructuras salinas a partir del Mioceno, cuando la sal deforma a los sedimentos cenozoicos clásticos siendo estos, los que formaron la mayor acumulación en el depocentro de la cuenca; como consecuencia la mayor movilidad de evaporitas de la Gran Cuenca Salina de Campeche (Mendoza, 2000). Se caracteriza por tener pendientes de 1° en la parte superior, hasta los 30° en las partes más escarpadas, ubicándose en el relieve que empieza en los 200 m hasta los 3500 m de profundidad (Figura 1.4).

1.4.2.4.2 Escarpe de Campeche.

El escarpe de Campeche es una unidad que presenta una orientación norte-sur, está compuesta de rocas carbonatadas, biogénicas e incluso, pero en menor proporción anhidritas. Se caracteriza por formar un escarpe que empieza en los 200 m hasta los 2800 m de profundidad y llega a tener pendientes que varían de los 2° hasta los 45°. En la parte del talud sobresalen relieves como los cañones-corredores submarinos (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.5 Escarpe de Yucatán.

Esta unidad se caracteriza por tener una orientación preferencial suroeste-noroeste, comprendiendo únicamente la porción occidental del escarpe. La génesis de este talud es estructural y está asociado a deformación con extensión, por lo que su evolución está asociada a un rift que tuvo actividad en el Triásico-Jurásico (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.5.1 Talud Superior.

Esta unidad está limitada desde los 200 mbnm hasta los 1000 mbnm, con una área aproximada de 9000 km²; está caracterizada por pendientes que van de 1° hasta los 10° ya que presentan una serie de terrazas escalonadas muy similares a un margen de rift con fallas en escalón. Se interpreta como producto de los movimientos gravitacionales de tipo rotacional, los cuales formaron desniveles derivados de la fuerte inclinación y una falta de soporte lateral (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.5.2 Talud Inferior.

Esta zona tiene un origen asociado a procesos de sedimentación de carbonatos y brechas de carbonatos en área de alto índice de subsidencia, donde se pueden apreciar elementos estructurales de deformación con extensión. Presenta pendientes que van de los 5° hasta los 45° (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.5.3 Escarpe de Transición Campeche-Yucatán

Esta unidad comprende la parte Norte del Escarpe de Campeche y el sector occidental del Escarpe de Yucatán, difiere de las otras unidades ya que presenta un cambio en la

dirección del talud, donde se tiene una geometría convexa y una serie de cañones-corredores submarinos. Presenta una amplitud de 2800 m y pendientes superiores a los 45°, que se ubican en la cara hacia el Cañón Campeche (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.5.4 Talud Cabecera de Cañón Submarino.

Se ubica en el área de la cabecera del Cañón de Campeche, presentando laderas cóncavas y una forma en planta similar a la letra “U”, con pendientes que oscilan entre los 3° y los 30°. La unidad comienza a los 200 mbnm y llega a los 1000 mbnm, llegando a cubrir un área aproximada de 4700 km² (Mendoza, 2000).

Este talud se presenta en secuencias carbonatadas y evaporíticas que varían en edades del Jurásico al Plioceno, las cuales están cubiertas por una serie de lodos terrígenos aportados por el Sistema Lagunar de Términos y por los terrígenos transportados por los ríos Grijalva-Usumacinta, de edad Cuaternario (Figura 1.4).

1.4.2.6 Plataforma Continental Carbonatada.

Esta unidad representa la parte marina más extensa del sur del Golfo de México, su origen se debe a la precipitación de CaCO₃ y anhidrita en aguas someras; la sedimentación de lodos de carbonatos incluye fragmentos de organismos calcáreos, y cuando la plataforma quedó expuesta a los procesos atmosféricos debido a las fluctuaciones en los cambios glacioeustáticos del nivel del mar, se originaron las formas kársticas características de la plataforma (Mendoza, 2000). Presenta tres terrazas, dos en la plataforma externa y una en la interna, formadas por tres cambios en el nivel del mar localizadas a 90 y 134 m, 63 y 51 m y 29 y 36 m (Figura 1.4).

1.4.2.6.1 Plataforma Continental no rodeada (interna).

Tiene una pendiente suave que varía de 0° a 1°, siendo parte de la planicie sumergida que inicia cerca de la línea de costa a los 10 mbnm y termina en la isobata de los 50 m (Mendoza, 2000), (Figura 1.4).

1.4.2.6.2 Plataforma Continental terrígena (interna).

Se caracteriza por presentar una alta influencia continental ya que aquí se acumulan los sedimentos del material erosionado en el continente del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta, así como también del sistema lagunar de Términos, ya que esta zona es la transición mar- tierra (Mendoza, 2000). En esta unidad se presentan zonas de alta energía, con montículos aislados de arrecifes y depresiones menores con circulación restringida donde habitan gran cantidad de organismos, siendo los más abundantes los microorganismos planctónicos y bentónicos, que se encuentran más abundantemente en la fracción fina, donde se tiene buena preservación de foraminíferos; la secuencia sedimentaria está compuesta de arenas, limos y arcillas. En la unidad se presentan “bancos duros”, que son pequeñas elevaciones; cuenta con pendientes menores de 1°, una amplitud de 50 m y ocupa un área menor a 11,800 km² (Figura 1.4).

1.4.2.6.3 Plataforma continental no rodeada (externa).

Presenta una pendiente que no pasa el 1°, comienza a los 50 mbnm y termina a 200 mbnm; la pendiente va incrementando con respecto a la plataforma interna, sin embargo la pendiente nunca es mayor al 1° (Figura 1.4).

1.4.2.6.4 Plataforma Continental terrígena (externa).

Tiene una amplitud que empieza a los 50 mbnm y termina a los 200 mbnm, contando con un área de 12,000 km². Presenta bancos duros, donde se presentan depósitos de terrígenos de diferente granulometría, debido a que está compuesto por foraminíferos y minerales silíceos; en general la secuencia es de textura fina (Figura 1.4).

1.5 Antecedentes.

De acuerdo a Petróleos Mexicanos (PEMEX), es en el año de 1949 cuando se desarrollaron los primeros trabajos con un carácter exploratorio en la Plataforma Continental del Golfo de México, frente a la porción sur de los estados de Veracruz y Tabasco (PEMEX, 1978).

La exploración geológica en la Sonda de Campeche inicia en los años 70's del siglo pasado, cuando se reportaron importantes manifestaciones superficiales de hidrocarburos, que dieron la pauta a la exploración utilizando métodos geofísicos cuyos trabajos empezaron en 1972 con actividades simultáneas de sismología de reflexión y refracción, gravimetría y magnetometría. Lo que dio información para elaborar mapas geológicos, paleogeográficos estructurales del Jurásico y Cretácico, lo que permitió identificar condiciones estructurales y sedimentológicas muy parecidas entre la Sonda de Campeche y el área de Chiapas-Tabasco. Los estudios realizados permitieron definir la estratigrafía y las estructuras del Terciario y Mesozoico (Meneses 1980).

Desde el punto de vista petrolero esta región es la más importante dentro de la República Mexicana, debido a la gran cantidad de hidrocarburos que se extraen de esta zona y por las reservas que todavía contiene. Se estima que en este año, el porcentaje de hidrocarburos que se extraen de la Sonda de Campeche alcanza el 70% de la producción a nivel nacional (aceite y gas), dicha producción es aportada principalmente por los "Plays" del Jurásico Superior y el Cretácico Superior-Paleoceno Inferior (Brecha).

Durante la etapa exploratoria realizada en el siglo pasado se lograron definir y delimitar varias estructuras favorables a perforar, treinta para ser exactos. La estructura de Chac fue una de las que presentó un mejor cierre estructural, por lo que debido a esto se inició la perforación en 1974 del pozo Chac -1; el pozo resultó productor por lo que con este descubrimiento se produjo un incremento de los trabajos geológicos, procesando e interpretando la información sísmica; después se programó la adquisición de nueva información sísmica en 1979.

El pozo Chac-1, fue un pozo exitoso, el cual produjo aceite en el intervalo de 3545-3567 m en brechas calcáreas del Cretácico Superior – Paleoceno Inferior, con una producción inicial de 952 barriles por día (bpd). El pozo cortó una columna de rocas del Terciario y del Cretácico, e incluso llegó a penetrar las rocas del Oxfordiano (Jurásico), llegando a una profundidad total de 4,934 m. Una vez logrado el éxito del pozo Chac-1, se prosiguió a desarrollar el campo con la perforación otros pozos, de tal manera que se llegó al descubrimiento de los bloques de Akal, Nohoch, Ich, y Kutz; los cuales se encuentran dentro del mismo lineamiento estructural de Chac y que además cuentan con el mismo sistema de presión, en conjunto esos bloques comprendan a lo que actualmente se conoce como el Complejo Cantarell.

A comienzos de la década de los 80's ya se habían perforado 40 pozos, alcanzando una producción de 1.2 millones de barriles diarios de aceite. La alta capacidad productiva del complejo se manifestó en algunos pozos, con gastos de más de 50 mil barriles diarios. La estrategia de producción hasta el inicio de los años noventa, fue la de mantener una plataforma de producción de un millón de barriles diarios de aceite.

A finales de 1999 se descubre el Campo Sihil, el cual corresponde al bloque autóctono del campo Cantarell, que al igual que el bloque Chac, también corresponde al bloque autóctono.

Flores Vargas (1977), realizó los primeros trabajos relacionados al origen de la brecha, describiéndola por primera vez como un flujo de exoclastos relacionados con los campos de Chiapas y Tabasco del Proyecto Reforma Akal, situando a la brecha dentro del Cretácico Superior con base a los datos sedimentológicos estratigráficos y paleontológicos obtenidos; dicha edad se corroboró en posteriores trabajos.

Ya con resultados favorables se decidió incrementar la perforación exploratoria en el área, con los pozos Akal-1, Akal-2, Akal-3, Akal-501, Akal-601, Akal-701, Akal-801, Akal-1501, Chac-2, Cantarell-1621, Ich-1, Cantarell-2207, Cantarell-2239, y Cantarell-91, siendo estos pozos los que aportaron la mayor información para evaluar el potencial petrolero del complejo, que una vez conocido se planeó en 1979, la etapa de desarrollo y explotación del mismo.

Existen varios autores que sugieren, de acuerdo a la información existente, colocar a la brecha calcárea dentro de los límites del Cretácico Superior-Paleoceno Inferior, entre los cuales destaca Meneses de Gyves (1980), de igual forma que lo hicieron Santiago et al., 1984; Soto y Zamudio, 1988.

Ángeles Aquino, 1985, 1987 y 1990, realizó en la Sonda de Campeche varios trabajos sedimentológicos y estratigráficos inéditos (informes internos de PEMEX) relativos a la brecha, en los que interpreta su génesis y evolución, lo que permite confirmar la distribución y edad que propuso Flores Vargas (1977).

Por parte del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), en especial a través de los trabajos de Bazañes, Araujo, Cedillo, Soto Jaramillo y Fidelia Viñas en la década de los ochenta, se contribuyó en gran parte a la caracterización geológica de la brecha, elaborando una serie de trabajos inéditos realizados para PEMEX. Posteriormente se realizó el trabajo

por parte de Rosalío Hernández (1991), en el cual se compiló e interpretó la información geológica y petrofísica de la brecha.

Trece años después se publica un trabajo paleontológico, en el cual se considera a la macrofauna y microfauna (Cantú Chapa, 2004; Landeros Flores, 2004) y que con base en los datos obtenidos colocan cronoestratigráficamente a la brecha dentro del Cretácico Superior, a la cual nombran informalmente como Formación Cantarell corroborándose la edad propuesta en 1977 por Flores Vargas.

Del 2004 y a la fecha, los trabajos geológicos dedicados a esta zona son pocos y corresponden únicamente de los anuarios estadísticos proporcionados por PEMEX.

Para el año de 2004, uno de los descubrimientos relevantes en el Golfo de México fue el que se encontró al perforar el pozo Nab-1, no tanto por el tipo de petróleo que se encontró (extrapesado) sino porque mostro la capacidad operativa de la empresa para trabajar en aguas bajo un tirante de 697 m y que alcanzo una profundidad total de 4050 m (PEMEX, 2005).

Numán-1 es otro pozo perforado en el 2004, que descubrió un yacimiento en un anticlinal con una dirección preferencial noreste-suroeste que está limitado al norte y sur por fallas inversas; este pozo alcanzó una profundidad vertical de 3650 m y al igual que el Nab-1, es productor de aceite extrapesado (PEMEX, 2005).

Otros pozos perforados en el 2004 son Baksh-1, Tumult-1, Wayil-1 y Men-1 (PEMEX, 2005), que resultaron productores de aceite extrapesado y alcanzaron una profundidad vertical de más de 3820 m en un tirante de agua de 160 m; el pozo Tumut-1 resulto productor de aceite ligero y alcanzo profundidades de 4501 m, con 35 m de tirante de agua; Wayil-1 es un pozo evaluador de reservas de aceite y gas en rocas cretácicas y kimmeridgianas; Men-1 es el pozo que descubrió un yacimiento de gas seco que se encuentra en facies arenosas en el intervalo comprendido entre el Pleistoceno-Reciente. Todos estos pozos se encuentran localizados en aguas territoriales del Golfo de México.

El año 2005 se descubrieron los campos de aceite ligero: Kayab, Tson y la perforación del bloque Pit en el campo Baksha (PEMEX, 2006). El pozo Kayab-1 es productor de aceite pesado en rocas carbonatadas del Cretácico y cuenta con una profundidad de 3820 m y 154 m de tirante de agua. El pozo Tson-1 también resulto productor de aceite pesado.

En el año 2006, PEMEX invirtió en la exploración marina en aguas más profundas en el norte de la Sonda de Campeche (PEMEX, 2007), dando como resultado la identificación de volúmenes adicionales de aceite pesado en el pozo Ayatsil-1, ubicado en la porción norte de la Sonda de Campeche (al oriente del campo Maloob). En la porción sur y centro se incorporaron reservas de aceite superligero y ligero con los pozos Homol-1 y Onel-1, respectivamente. En este último se encontraron reservas de aceite pesado en las secuencias del Cretácico Superior.

Datos publicados en el libro “Las reservas de hidrocarburos de México” (PEMEX, 2008), muestran que la perforación exploratoria se intensificó en la región marina. En la porción norte de la Sonda de Campeche se perforó el pozo Maoob-DL3 con el que se identificó la existencia de volúmenes adicionales de aceite pesado. El pozo Kuil-1 ubicado en la zona Sur de la Sonda de Campeche incorporó reservas de aceite ligero y gas asociado, tanto en las secuencias del Kimmeridgiano como en la brecha del Cretácico Superior.

1.6 Antecedentes de la estratigrafía de secuencias.

Si bien es cierto que la estratigrafía secuencial como tal, no empieza en el siglo XVIII, hay que tomar en cuenta que a partir de este siglo se empiezan a desarrollar una serie de conceptos que empiezan a darle forma a la estratigrafía clásica. En 1788 Hutton realizó un primer análisis estratigráfico detallado de las unidades rocosas de Europa y reconoció a las discordancias como las superficies que los delimitaban, dandosele la importancia que se merece a estas discontinuidades como límites para separar correctamente los ciclos de levantamiento, erosión y depósito en una cuenca sedimentaria. Con base en las descripciones hechas por Hutton; Sedwick y Murchison (1839), emplearon a las discordancias como un medio para separar periodos geológicos.

Lyell y Agassiz (1835), pusieron en debate las teorías glaciales, la teoría de la eustasia y el control estructural para explicar los cambios en el nivel del mar. A lo largo de varios trabajos Lyell (1835), concluyó que la Tierra ha sufrido levantamientos lentos pero observables; tiempo después Bravais en 1840, confirmó esto al observar una serie de playas inclinadas a lo largo de fiordos (valles excavados por un glaciar y luego invadido por el mar) en la costa ártica de Escandinavia. En el mismo año Agassiz (1840), desarrolló sus teorías de la glaciación; dos años después MacLaren (1842) interpretó qué tanto podía influir el deshielo de los polos a gran escala en los cambios del nivel del mar. A pesar de sus importantes aportaciones al conocimiento, no se les hizo caso hasta 20 años después cuando Croll (1864), publicó un trabajo relacionado a las glaciaciones provocadas por las fuerzas orbitales. Debido a esto se le empezó a dar importancia a las glaciaciones para explicar los cambios en el nivel del mar y los levantamientos isostáticos. El término de eustasia se empleó finalmente cuando Suess (1906), aplicó los patrones de onlap y offlap de las unidades sedimentarias en los cambios del nivel del mar, además explicó que el levantamiento de Escandinavia se debía más a un proceso de “vaciado gradual” que simplemente al levantamiento del terreno. Muchos investigadores no confiaron en los estudios de Suess y se dedicaron a crear una serie de conceptos erróneos, hasta que Chamberlain con sus trabajos publicados en 1898 y 1909, sentó la teoría que pone las bases para la creación de los conceptos en la estratigrafía de secuencias, aplicables sobre todo en los sistemas Paleozoicos del Medio Oriente. Muchos se basaron en estos trabajos, tal es el caso de Grabau (1913), que desarrolló la teoría de la pulsación, en donde se postula una serie de transgresiones y regresiones cíclicas causadas por los cambios de temperatura en la Tierra.

En 1935, Wanless y Shepard proponen que el control en el desarrollo de los ciclotemas del Pennsylvánico se originó por la acumulación y el calentamiento de los glaciares de Gondwana.

De manera más formal, la estratigrafía de secuencias empezó a desarrollarse alrededor de los años 50's del siglo pasado, cuando Sloss et al (1949), definió el término de "secuencia" para designar a las unidades limitadas por discordancias subaéreas. Dos años después, Krumbein y Sloss (1951), desarrollaron más el concepto de secuencia, el cual describen como un "ciclo tectónico mayor". A comienzo de los años 60's, Sloss (1963) desarrolla el concepto completamente y nombra a seis secuencias que ocurren a lo largo de Norte América, en su trabajo reconoce a las discordancias mayores que limitan a las secuencias a través de lo que todavía era una ciencia empírica y de la interpretación inductiva que fueron generados por episodios repetidos en todo el continente.

Desde el inicio del estudio de la estratigrafía, las discordancias fueron consideradas como superficies estratigráficas de gran valor en los estudios geológicos. Una discordancia se define como la superficie estratigráfica en la que se presenta una brecha en el registro estratigráfico (Salvador, 1994) y como se mencionó, esto representa un cambio en la tendencia de depósito a no-deposito y de regreso al depósito de sedimento. De manera más sencilla se puede decir que una discordancia es una superficie de separación o no depósito que separa rocas antiguas de rocas recientes.

Harry Wheeler publicó una serie de artículos (Wheeler y Murray, 1957; Wheeler, 1958, 1959, 1964 a,b), en los cuales construyó un modelo que lo llevó a desarrollar una teoría que explica la formación de las discordancias y sus respectivas secuencias. Los parámetros más importantes en su teoría fueron los mismos que propuso Barrell (1917), quien considero que el aporte de sedimento depende del aumento o descenso en el nivel base. Wheeler (1958, 1959), define las discordancias de modo distinto que Sloss (1963), al describir que no necesariamente tienen un alcance continental, sino que también pueden desaparecer en dirección hacia la cuenca; así que para Wheeler (1958), una secuencia es únicamente una unidad limitada por sus discordancias.

Entre la década de los 60's y 70's del siglo pasado se redefinió el término de secuencia para incluir una sucesión vertical de facies que "están organizadas en una forma coherente y predecible" (Petijohn, 1975), reflejando la evolución natural de los ambientes de depósito. Esta definición llegó a perdurar en los trabajos de Reading (1978) y Selley (1978).

Mitchum (1977), introduce el término de conformidades correlativas y las define como una extensión de las discordancias hacia el centro y borde de la cuenca, marcando con esto el inicio a la sismica moderna y a la estratigrafía secuencial.

Los trabajos de Vail (1975) y Vail et al. (1977), son el punto de partida para la estratigrafía sísmica que consiste en analizar la información de las reflexiones sísmicas. Estos conceptos fueron publicados junto con una carta de los ciclos globales en el nivel

del mar (Vail et al., 1977), tomando como base que la eustasia como el principal mecanismo para la formación de las secuencias en todos los niveles estratigráficos.

Tiempo después se definió el término de “secuencia de depósito” como la unidad primaria de un modelo de la estratigrafía de secuencias delimitada por discordancias subáreas en el margen de la cuenca y las conformidades correlativas hacia el centro de la cuenca (Wilgus et al., 1988). La secuencia de depósito se dividió en lowstand, transgressive y highstand system tract en función del cambio en la dirección de la línea de costa (Posamentier y Vail, 1988).

Galloway (1989), se basó en Frazier (1974), para proponer que las superficies de máxima inundación y las superficies subáreas sean usadas como límites de secuencias; a este término se le conoce como secuencia regresiva-transgresiva. Tres años después del trabajo publicado por Galloway, Embry y Johannessen (1992), proponen otra unidad llamada secuencia transgresiva-regresiva (T-R).

Los trabajos de Posamentier et al. (1988); Posamentier y Vail (1988); Van Wagoner et al. (1990), plantearon las bases de la estratigrafía sísmica que permitió evolucionar a la estratigrafía secuencial con la incorporación de datos de núcleos y afloramientos. Los trabajos de Hunt y Tucker (1992); Posamentier y James (1993); Posamentier y Allen (1999) cambiaron el enfoque por completo al incorporar el concepto de tectonismo y eustasia, creando de esta manera el término de nivel relativo del mar. Muchos de estos debates se han resumido en una serie de artículos geológicos editados por Dott (1992a).

Finalmente, Catuneanu (2002), dice que ningún modelo propuesto se va a ajustar a todos los problemas que tengamos, sin embargo servirán de base para poder resolverlos con mayor facilidad.

1.7 Conceptos clave de estratigrafía de secuencias.

Para realizar el presente trabajo en la Sonda de Campeche, se necesita tener como base ciertos conocimientos de estratigrafía de secuencias, por lo que esta parte de este trabajo consiste básicamente en eso, en presentar los conceptos más importantes, comenzando por explicar que la estratigrafía de secuencias es una disciplina de la estratigrafía en la cual las superficies estratigráficas que representan cambios en la tendencia de depósito son usadas para correlacionar y para definir tipos específicos de secuencias estratigráficas. Con base en las observaciones empíricas y a los modelos teóricos, se han descrito numerosos tipos de superficies que limitan unidades en la estratigrafía de secuencias.

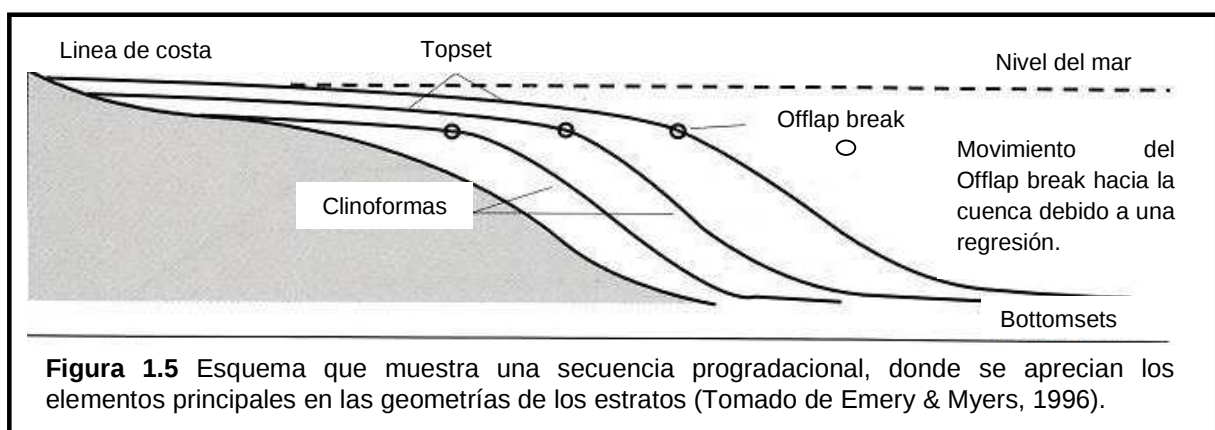
Una secuencia es la unidad principal de la estratigrafía de secuencias y está definida como una unidad limitada por un tipo en específico de discordancia y sus superficies correlativas (Mitchum, 1977).

Es un método de interpretación estratigráfico que combina el orden cronológico de la acumulación de sedimentos, la arquitectura estratigráfica, las relaciones geométricas y

de las facies presentes en la cuenca; todo esto con la finalidad de determinar el escenario de depósito y para predecir la continuidad de los estratos.

Los patrones que se presentan en los paquetes de estratos están íntimamente relacionados con las interacciones entre el clima, la tectónica y en mayor medida la eustasia; entendiendo por eustasia a la medida que se encuentra entre la superficie marina y un datum elegido, usualmente el centro de la Tierra; no se debe confundir con nivel relativo del mar, el cual se define como la medida que se encuentra entre la superficie marina y un datum movable como puede ser el basamento o la superficie que se encuentra dentro de la columna de sedimento. La eustasia y la tectónica son los principales procesos que controlan la cantidad de espacio disponible para que el sedimento se pueda acumular en una cuenca, a esta característica se le ha dado el nombre de acomodación, que no es otra cosa que la participación conjunta de dos factores, la eustasia y la tectónica, los cuales gobiernan la cantidad de espacio disponible para que el sedimento se acumule en cualquier punto en el tiempo. El nivel base permite la acumulación de sedimento siempre y cuando exista espacio disponible por debajo del mismo, en otras palabras, el nivel base es el nivel sobre el cual existirá el depósito de sedimento temporalmente, hasta que la erosión ocurra, mientras que el tectonismo es quien controla la creación o destrucción de la acomodación, el cual está gobernado por dos procesos: la carga extensional y la carga flexural de la litosfera, por lo que, sin subsidencia tectónica no existe cuenca sedimentaria (Emery & Myers, 1996).

Los patrones que se presentan dentro de los estratos tienen cierta geometría básica como son: el topset, las clinoformas y los offlap break (Figura 1.5). El topset es el termino que se utiliza para describir la parte más cercana a los perfiles de la margen de la cuenca, que se caracteriza por pendientes menores a 1° , como son pendientes muy bajas, encontraremos el topset expresado en un perfil sísmico, como una zona plana. La línea de costa se puede encontrar en cualquier punto que pertenezca a la zona de topset; generalmente los topset representan tres ambientes de depósito: ambientes de aguas someras, ambiente aluvial y ambiente deltaico (Emery & Myers, 1996).



El término de clinoformas, se utiliza para describir la parte más pronunciada dentro de los perfiles encontrados en la margen de cuenca, presentando pendientes mayores a 1° (en ambientes carbonatados se encuentran pendientes mayores a los 35° , mientras que

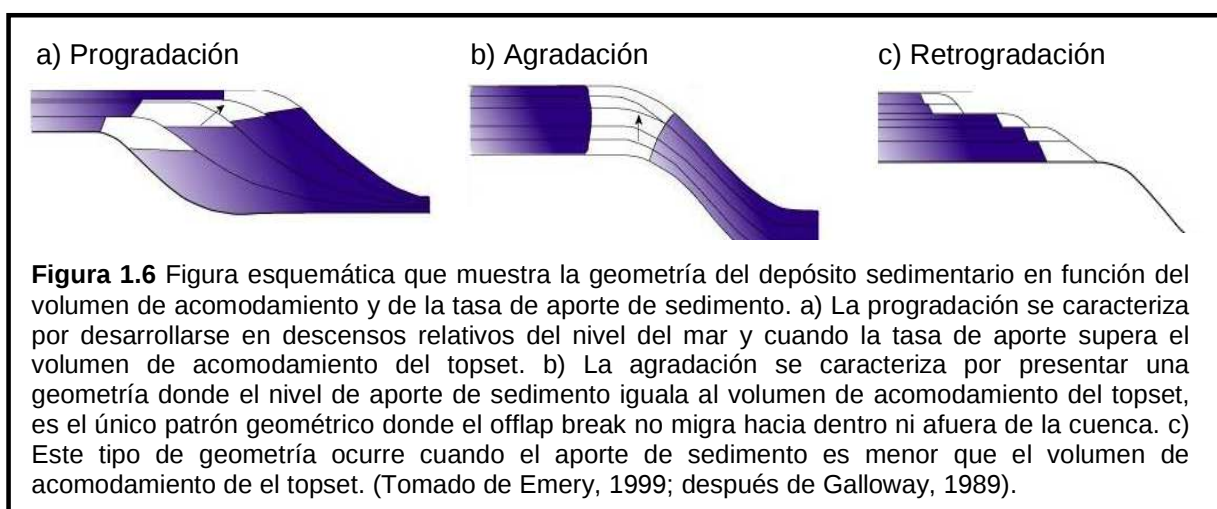
en los ambientes clásticos las pendientes varían entre los 0.5° y los 3°). Los principales ambientes de depósito que se formaran en esta zona están relacionados a aguas profundas en el talud. Como parte de las clinoformas se tiene al bottomset, que corresponde a la parte baja de las clinoformas que se forman en ambientes de depósito de aguas profundas con bajas pendientes. El termino offlap break se ha definido como la ruptura principal entre el topset y las clinoformas, su importancia radica que cuando baja el nivel del mar y quedan áreas continentales expuestas, los ríos forman incisiones para re-equilibrar el nivel base que se formo al descender el nivel del mar (Emery & Myers, 1996).

Para entender de mejor manera el comportamiento de los sistemas topset/clinoformas, es necesario recalcar que las geometrías de estos estratos dependen de la tasa de aporte de sedimento y la tasa de creación del volumen de acomodamiento topset. A continuación se mencionan las 3 geometrías resultantes:

Progradación: en este caso el aporte de sedimento va exceder la tasa de creación del volumen de acomodamiento topset, por lo que el depósito de los estratos se hará hacia la cuenca, en consecuencia se muestra el avance hacia la cuenca del offlap break (Emery & Myers, 1996). La regresión es el término empleado para referirnos el avance de la línea de costa hacia la cuenca (Figura 1.6a).

Agradación: al contrario que la progradación, la agradación, se produce cuando el aporte del sedimento esta en equilibrio con el volumen de acomodamiento topset (Emery & Myers, 1996); el patrón de crecimiento de los estratos se dará de manera vertical, por lo tanto, el offlap break no migrara hacia dentro, ni fuera de la costa (Figura 1.6b).

Retrogradación: este tipo de geometrías se forman cuando el aporte de tasa de sedimentos es menor al volumen de acomodamiento topset (Emery & Myers, 1996), creando una serie de estratos que se irán formando hacia la el interior de la costa, creando una transgresión, ya que la línea de costa se moverá alejándose de la cuenca (Figura 1.6c).



1.7.1 Secuencias compuestas

Las secuencias compuestas son sucesiones de secuencias relacionadas genéticamente entre sí, en las cuales las secuencias individuales se agrupan en un conjunto de secuencias LST, TST y HST (Mitchum y Van Wagoner, 1991). Este término se emplea para describir secuencias de segundo o tercer orden que se encuentran dentro de secuencias de orden mayor.

Muchas de las secuencias compuestas de segundo y tercer orden contienen límites de mayor orden, así que es muy importante decir a que orden pertenece la secuencia o el system tract que se está estudiando.

Es importante mencionar que los límites de un system tract en una secuencia compuesta, van a ser gradacionales, representando una mezcla de secuencias y system tracts de orden mayor.

1.7.2 Parasecuencias.

Van Wagoner et al. (1990), define a las parasecuencias como sucesiones relativamente conformables de estratos relacionados genéticamente; o a el conjunto de estratos limitados por superficie de inundación marina y sus superficies correlativas. Las parasecuencias pueden presentar límites de secuencia tanto en la parte superior como en la base. En este caso se va a considerar a las superficies de inundación marina como aquella superficie que separa estratos recientes de estratos antiguos. Esta superficie va a representar los cambios batimétricos, por lo que cabe recalcar que el tipo de erosión sea de tipo submarino y no de tipo no-depósito.

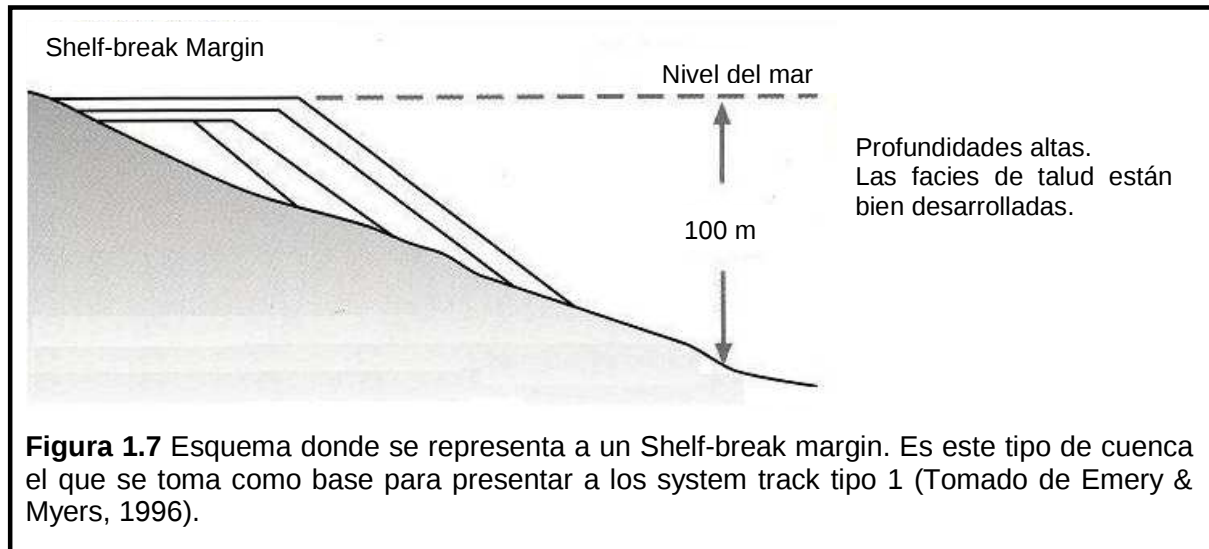
1.7.3 Márgenes de cuenca.

Conocer en qué tipo de cuenca sedimentaria ocurrió el depósito de sedimentos, es importante para predecir la geometría de los estratos y las condiciones estructurales de cada una de las cuencas que a continuación se mencionaran, para después describir los system tract que se pueden desarrollar dependiendo el margen de cuenca.

1.7.3.1 Shelf-break margin.

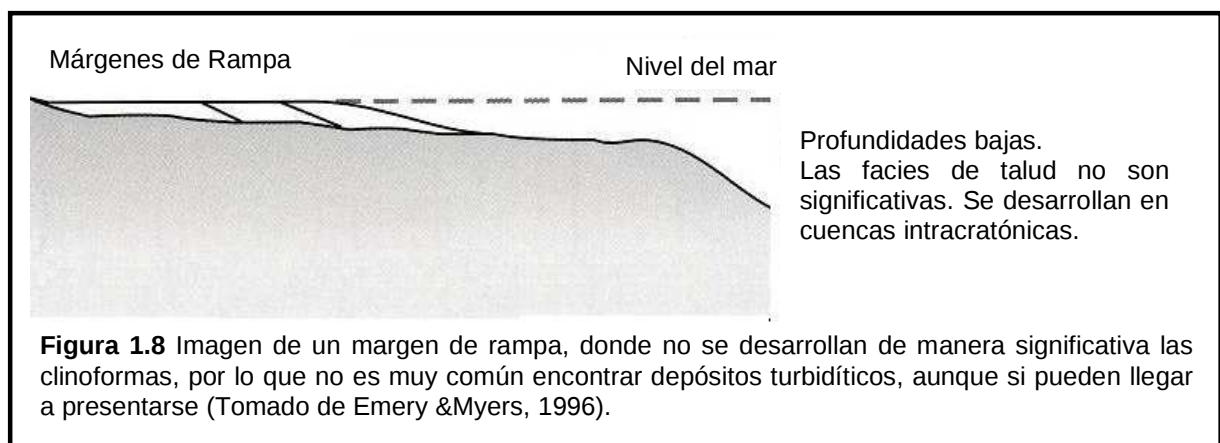
Este tipo de cuenca se da en los márgenes continentales pasivos, justo en el momento cuando se presentan dos factores, un lento descenso en el nivel relativo del mar acompañado de un delta que pueda progradar el límite de la plataforma (Emery & Myers, 1996).

En este tipo de cuenca encontraremos clinoformas muy bien desarrolladas. Cuando el nivel relativo del mar desciende, todo el sedimento fluvial, se va ir depositando en el talud de las clinoformas, de tal manera que es muy común que los sedimentos depositados en el talud, formen depósitos de turbiditas y de abanicos submarinos (Figura 1.7).



1.7.3.2 Márgenes de rampa (Ramp margin).

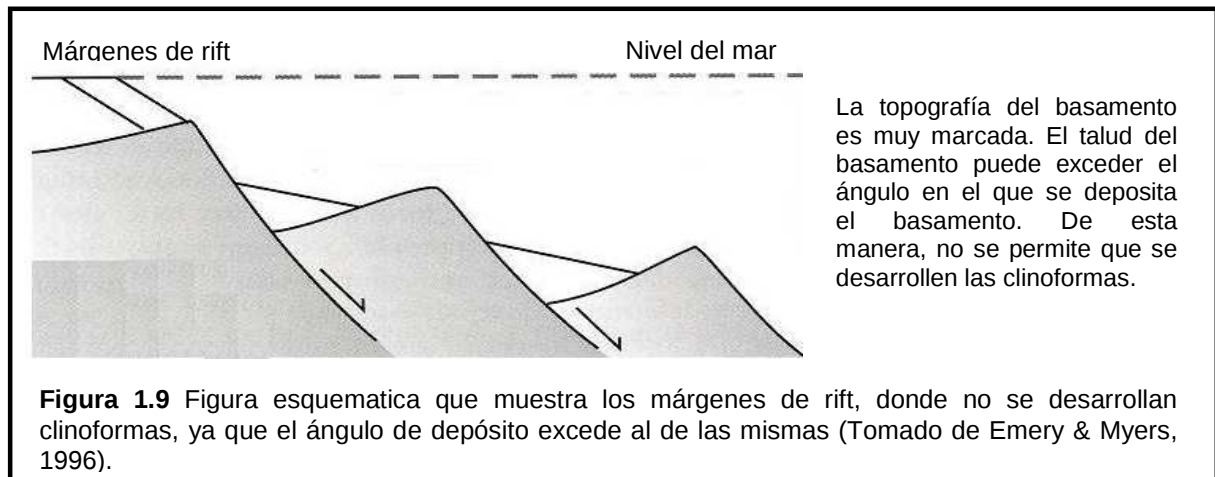
Son parte de las cuencas donde las pendientes no sobrepasaran de 1° , por lo que no se encontraran clinoformas bien definidas, sobre todo porque es común encontrar valores de pendiente de medio grado, e incluso en los datos sísmicos se verán como tejados (shingled). Debido a su baja pendiente se puede inferir que los depósitos están relacionados a aguas someras, donde la corriente y las tormentas influyen de manera directa en los procesos de depósitos (Figura 1.8).



En los márgenes de rampa, un descenso en el nivel relativo del mar no influirá tanto debido a las bajas pendientes, ya que el offlap break se encuentra prácticamente al nivel de la línea de costa, por lo que no se desarrollaran depósitos de turbiditas en aguas profundas; si se forman depósitos de turbiditas, estos estarán relacionados a los depósitos de la parte frontal del delta (Emery & Myers, 1996).

1.7.3.3 Margenes de rift (Rift margin).

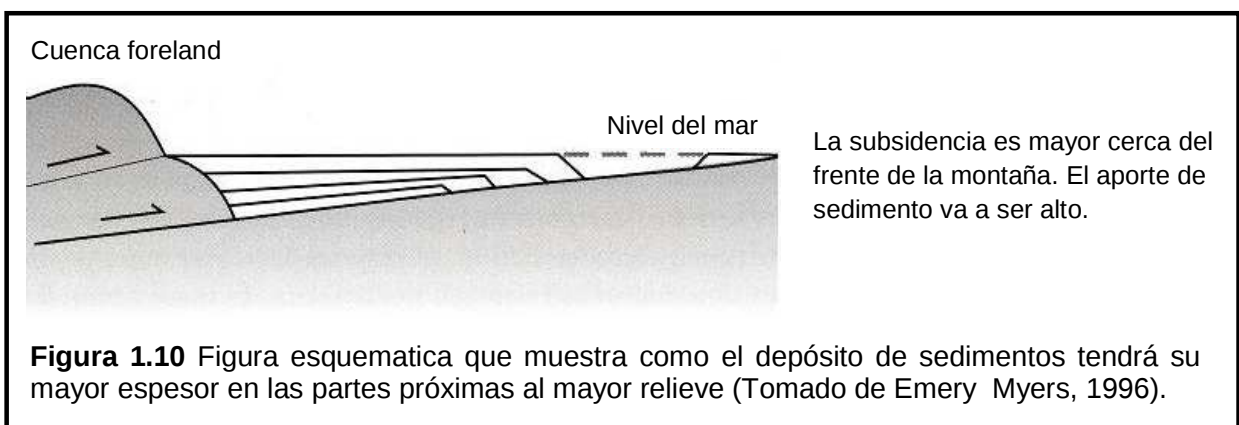
De acuerdo a Emery & Myers, 1996, los márgenes de rift se caracterizan por ser una cuenca donde existe extensión activa de la corteza, por lo tanto se generan fallas extensionales (Figura 1.9).



La paleogeografía y la entrada de sedimentos está influenciada por las fallas extensionales, en las que cada bloque formado por la serie de fallas tendrá su propio patrón de acomodamiento; la subsidencia es mayor en las márgenes que en el centro del rift. De esta manera se observa que el techo de la falla es donde ocurrirá el mayor grado de subsidencia. En este tipo de cuencas el ambiente de depósito varía de un ambiente de rift continental a un ambiente de rift continental marino.

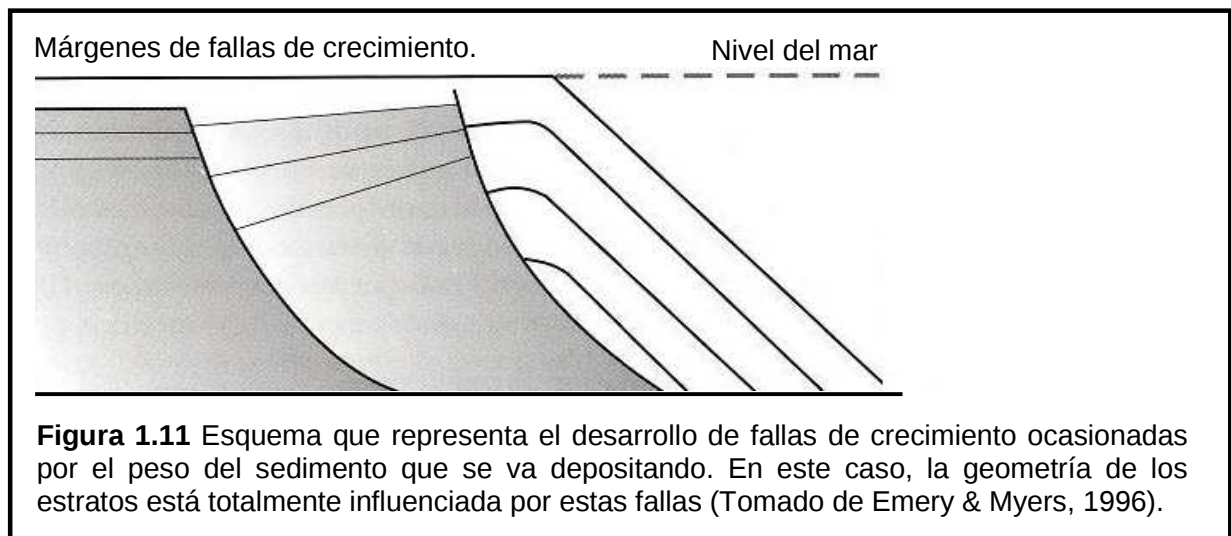
1.7.3.4 Márgenes de cuenca-foreland (Foreland-basin margin).

En este caso tendremos que el acomodamiento del sedimento será mucho menor en la cuenca que en las áreas proximales a las zonas de mayor relieve, "thrust belt" (Emery & Myers, 1996). De esta forma los patrones geométricos de los estratos tenderán a formar gruesos estratos del tipo topset, con geometrías agradacionales; al igual que los márgenes de rampa, hay una mínima oportunidad para que se desarrollen las clinoformas (Figura 1.10).



1.7.3.5 Márgenes de fallas de crecimiento (*Growth-fault margin*).

De acuerdo a Emery & Myers, 1996, este tipo de márgenes se desarrollan al momento en que el depósito va creando una serie de fallas formadas por gravedad, de esta forma se tendrá un gran índice de subsidencia sobre todo en el bloque de techo, resultando en una sucesión de la extensión sedimentaria. Los sistemas de depósito se verán directamente afectados por la relación que exista entre el bloque de techo y el bloque de piso; si por ejemplo el bloque de techo tiene un nivel topográfico bajo con relación al bloque de piso, entonces las facies de los sistemas de depósito, se verán influenciados a lo largo de la falla (Figura 1.11).



1.7.4 System tract.

Mitchum *et al.* (1977a), describe a una secuencia como la unidad estratigráfica compuesta relativamente por sucesiones conformables de estratos que están relacionados genéticamente, los cuales serán limitados tanto en su base como en el techo, por discordancias o por sus concordancias correlativas. Esta definición en ningún momento menciona o especifica la escala o duración de una secuencia.

Brown & Fisher (1977), definen a un “system tract” como una relación contemporánea de distintos sistemas de depósito, entendiendo a un sistema de depósito como un sistema en tres dimensiones compuesto de litofacies relacionadas genéticamente por procesos pasivos o activos (modernos) y ambientes deposicionales (ambientes de depósito). Los “system tract” se reconocen y definen por la naturaleza de sus límites y por la geometría interna de los estratos.

Van Wagoner *et al.* (1988), definen al “system tract” como un conjunto de unidades representadas en el registro litológico como la unión de facies en tres dimensiones, las cuales estarán limitadas en su base por las superficies discordantes; su posición dentro

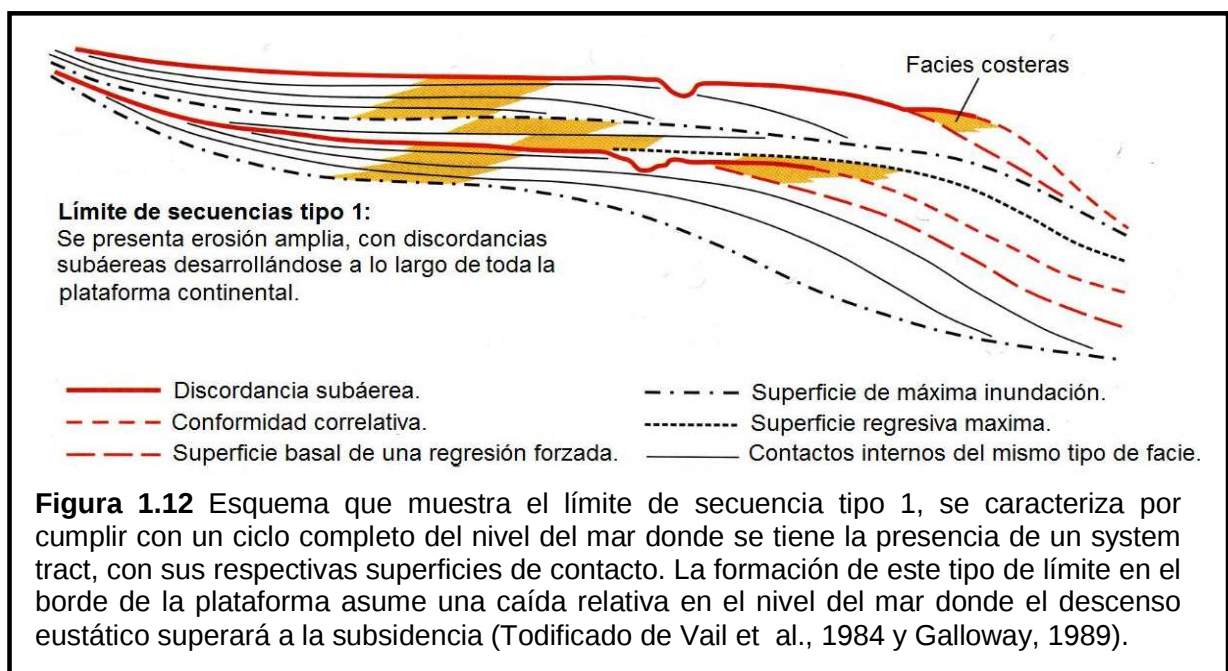
de la secuencia y el conjunto de patrones de las parasecuencias también se pueden distinguir.

Por otra parte, Posamentier et al. (1988), define a los “systems tract” como unidades estratigráficas asociadas de acuerdo a su génesis, las cuales fueron depositadas durante periodos en donde se cumplieron los ciclos relativos en el nivel del mar.

A continuación se mencionan las principales características de los “system tract”, considerados como límite de secuencia tipo 1 (Figura 1.12), los cuales están muy relacionados a un shelf break margin.

1.7.4.1 Lowstand system tract (LST).

De acuerdo a Vail et al., 1984, los lowstand system tract corresponden con la parte basal de los system tract, lo que lo convierte en el system tract más antiguo de la secuencia. La característica primordial de un LST es que nos indica una caída relativa en el nivel del mar seguido de un ascenso lento. Debido a los dos niveles relativos del mar, se divide el LST en las siguientes dos partes: lowstand de abanicos submarinos (lowstand submarine fans) y el lowstand de cuñas progradantes (lowstand prograding wedge); sus principales características se explican a continuación.



El hecho de que ocurra un descenso relativo en el nivel del mar tendrá un efecto directo en los sistemas aluviales. Antes de que el nivel relativo del mar descienda, el río tendrá un perfil de río graduado (graded river profile), con una parte superior que tenderá a erosionarse. Este elemento tiene como referencia el nivel base, la cual será capaz de permitir el depósito (Cateneanu, 2002). En el momento en el que el nivel relativo del mar ha descendido lo suficiente como para llegar al punto de offlap break, entonces el

perfil del río graduado se irá ajustando al nivel base, provocando que el río cree una incisión en los topsets de los “system tract” antes depositados (planicie aluvial, planicie costera y los depósitos de costa), creando un ambiente de inestabilidad, ya que el sedimento que va acarreado el río se depositara en la superficie de talud creando fallas de gravedad (crecimiento) a gran escala, originando un bypass en el talud y una serie de abanicos submarinos en la cuenca (Figura 1.13).

De acuerdo a Cateneanu, 2002, en el momento en el cual exista un equilibrio entre el descenso relativo del nivel del mar y el perfil del río, se empezara a desarrollar un sistema de topset-clinoforma progradantes, conocido como downward shift in coastal onlap, por debajo del nivel del offlap break, siendo indicativo de un límite de secuencia. A partir de ese momento el nivel del mar ascenderá de manera lenta resultando en la creación de espacio de acomodamiento, en el cual la tasa de sedimento lo superara creando un sistema progradante. Sin embargo, esto es solo momentáneo ya que llegará el punto en donde el volumen de acomodamiento superara la tasa de aporte de sedimento creando los primeros patrones agradantes y después, en consecuencia los patrones retrogradacionales, por debajo del transgressive system tract (TST). Es posible dividir el LST en dos partes, porque los abanicos que se forman y los sistemas topset-clinoformas no tienen una continuidad en su depósito.

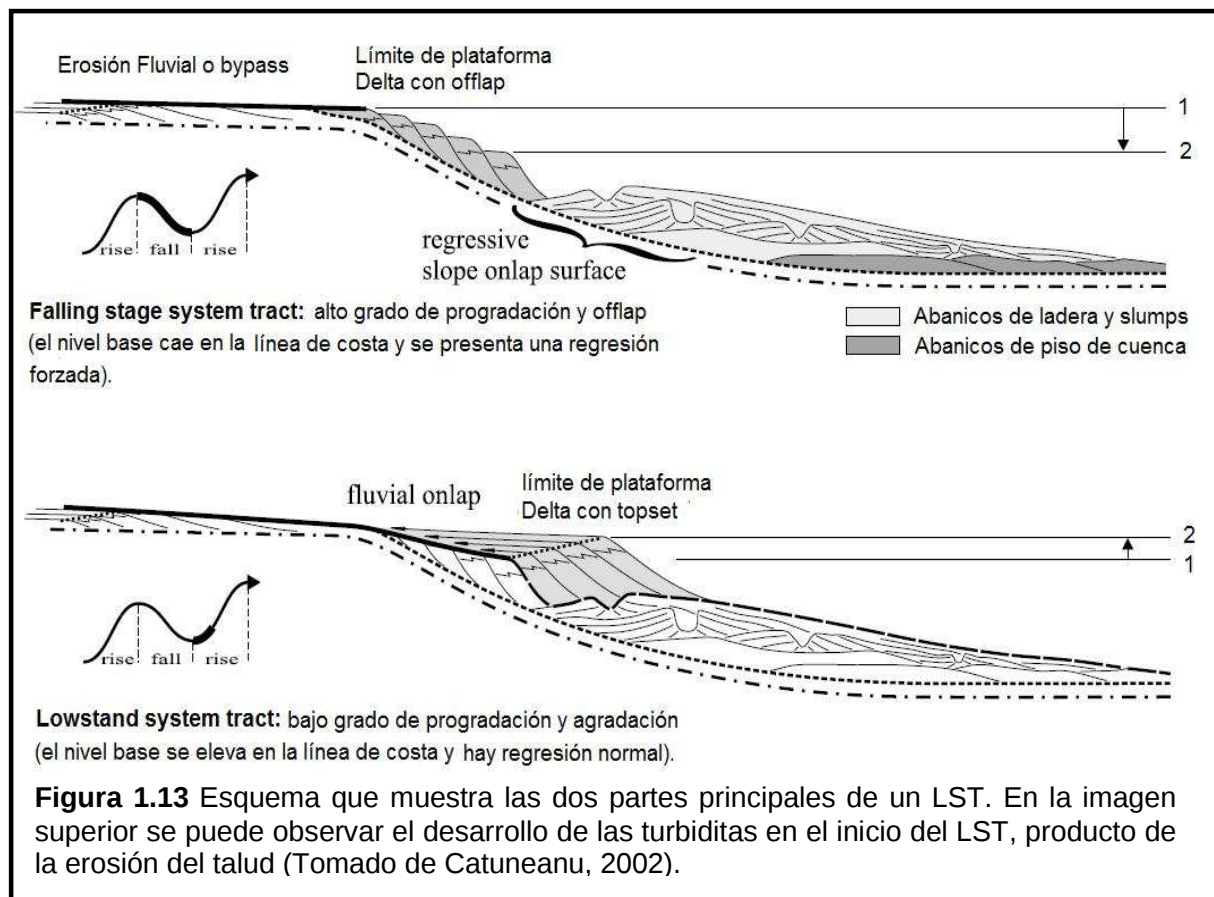


Figura 1.13 Esquema que muestra las dos partes principales de un LST. En la imagen superior se puede observar el desarrollo de las turbiditas en el inicio del LST, producto de la erosión del talud (Tomado de Catuneanu, 2002).

1.7.4.1.1 Lowstand de abanicos submarinos.

En general es posible que se desarrollen dos tipos de abanicos submarinos, el primero se forma en el pie de la cuenca, caracterizándose por estar constituido por el material erosionado en el talud y el material resultante de los valles fluviales incisivos dentro de la costa; el segundo se forma en la unidad de el abanico de talud, esta unidad fue definida por Van Wagoner *et al.* (1988) quien la describe como el abanico ubicado en el piso de la cuenca, la cual está representada por depósitos de abanico submarino en la parte baja del talud en el piso de la cuenca. A esta parte del abanico se le considera como la base del LST.

La formación de los abanicos se asocia a la erosión de los cañones dentro del talud, así como también a las incisiones causadas por el río en la plataforma; estos dos elementos se relacionan directamente con un descenso en el nivel relativo del mar.

Los abanicos de talud están conformados por material turbidítico y flujo de detritos depositados en la parte media o en la base del talud (Van Wagoner *et al.*, 1988); Se considera que los abanicos de talud estan compuestos de complejos de canales-barras.

1.7.4.1.2 Lowstand de cuñas progradantes (Lowstand prograding wedge).

Se caracteriza por un sistema de topset-clinoformas, los cuales se forman durante un aumento en el nivel relativo del mar. Corresponde a la parte final del lowstand donde se encuentra a la superficie progradante máxima (maximum progradation surface), superficie transgresiva (transgressive surface) o superficie superior del lowstand (top lowstand surface), en donde se verá un cambio en el acomodo geométrico de las parasecuencias (de geometrías progradantes a geometrías retrogradantes relacionadas a un TST), la cual divide al LST con el TST. Incluso, aunque se tenga un aumento en el nivel relativo del mar, se podrán observar capas interestratificadas de turbiditas, producto de la inestabilidad del talud y que en la facies sísmicas se puede observar una geometría de tejado o “shingled” (Emery & Myers, 1996).

Cuando las cuencas progradantes empiezan a rellenar a los valles incisivos, es porque de la erosión ocurrida en la primera fase del LST, relacionada al descenso en el nivel relativo del mar, aporta material estuarino o fluvial; al mismo tiempo se empezaran a desarrollar los topsets de las cuñas progradantes. El proceso continua hasta que el nivel de acomodamiento aumenta, dando como resultado, un incremento de base a cima con depósitos clásticos con abundante materia orgánica (carbón), depósitos de desbordamiento de lutitas (overbank shales) y los sedimentos de la llanura de inundación localizados mas allá de los límites del canal del río que son depositados por crecidas de agua que superan los bancos y barras de los márgenes laterales del canal a facies lagunales, y a las zonas de influencia de marea; es este el momento cuando empieza a disminuir el depósito de los cuerpos arenosos fluviales (Emery & Myers, 1996).

La importancia económica en este LST es que el material depositado es básicamente arenoso, que va a quedar limitado en su parte inferior por las lutitas del HST, depositados en el ciclo anterior; su parte superior quedaría cubierto por las lutitas del TST, dando como resultado la formación de trampas estratigráficas.

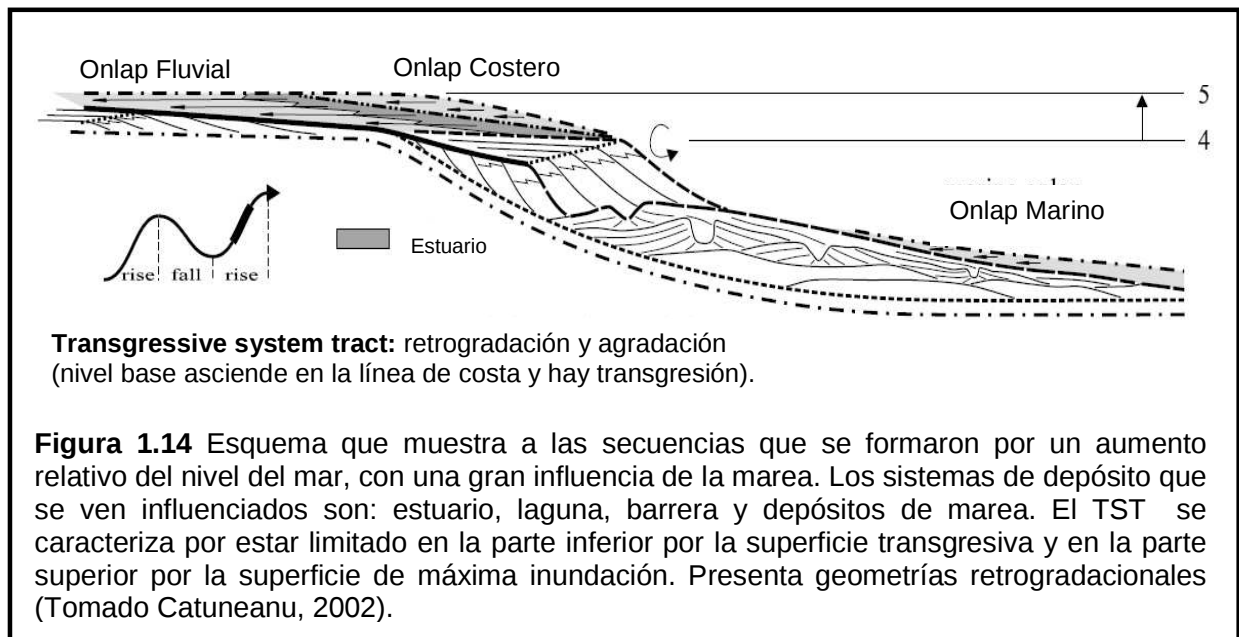
Al aumentar el nivel base durante la regresión normal del lowstand, este provee el acomodamiento del depósito a lo largo de toda la cuenca, de ambientes fluviales a marinos. El aporte total de sedimento indica que la concentración del sedimento más grueso dentro de los ambientes de depósito fluvial y costero forman los mejores reservorios. El play petrolero de LST es por lo tanto diverso en términos de origen y procesos sindeposicionales, variando de fluviales a costeros y de sistemas de aguas someras a aguas profundas. Los reservorios fluviales están representados por canales amalgamados rellenos de arenas y gravas, debido a que es baja la capacidad de acomodo disponible durante esta etapa (son los mejores reservorios fluviales de todo el ciclo del nivel base).

Otros buenos formadores de reservorios son aquellos deltas que se encuentran en el límite de plataforma y que progradan la parte superior del talud continental; aportan gran cantidad de arena con grandes extensiones a lo largo del rumbo. Igualmente se pueden formar buenos reservorios con los ambientes costeros, de agua somera y agua profunda durante el LST de regresión normal de la línea de costa. El principal riesgo para la exploración de los reservorios del LST está relacionado, a la carga, los sellos y la roca generadora; especialmente en dirección del margen de la cuenca. El riesgo decrece mientras se avance hacia la porción profunda de la cuenca (Catuneanu, 2002).

1.7.4.2 Transgressive system tract (TST).

De acuerdo a Cateneanu, 2002, este sistema se caracteriza por presentarse dentro del LST y del HST, se forma en momentos cuando asciende el nivel relativo del mar, y en los que el volumen de acomodamiento aumenta más rápido que la tasa de aporte de sedimento. En cuanto a sus patrones geométricos, se desarrollan de mejor forma los topsets que las clinoformas, y es de carácter enteramente retrogradacional. El TST se caracteriza por ser un sistema en el cual los topsets están formados por material de los sistemas de depósito aluvial, de la planicie costera y de la plataforma. Debido a que no existe tanto aporte de sedimento, este sistema se caracteriza por presentar sedimentos ricos en carbón, depósitos de desbordamiento (overbank deposits) y depósitos lagunales o lacustres. Debido que es baja la tasa de material sedimentario que se deposita, se empiezan a formar una serie de facies condesadas como la glauconita, lutitas con alto contenido en materia orgánica, lutitas con alto contenido en fosfato o carbonatos pelágicos.

Por lo general es en el TST cuando se da el máximo nivel relativo del mar y una vez que se alcanza éste, empieza a descender nuevamente, llegando a un punto donde el aporte de sedimento y el espacio de acomodamiento sean los mismos, en el cual se forma la superficie de máxima inundación (maximum flooding surface), dando un cambio a geometrías progradantes nuevamente (Figura 1.14).



Una superficie de máxima inundación se caracteriza por tener lutitas con alto contenido en materia orgánica, alto índice de radioactividad, glauconita y suelos endurecidos (hardgrounds), esta es la única parte del ciclo, que contiene gran abundancia y diversidad en fauna. Esta superficie, además, separa a los ciclos de grano grueso de los ciclos de grano fino por lo que se pueden relacionar ciclos de aguas someras con los ciclos de aguas profundas (Catuneanu, 2002). Por su bajo contenido en arenas, el TST, puede ser una buena roca sello e incluso como roca generadora.

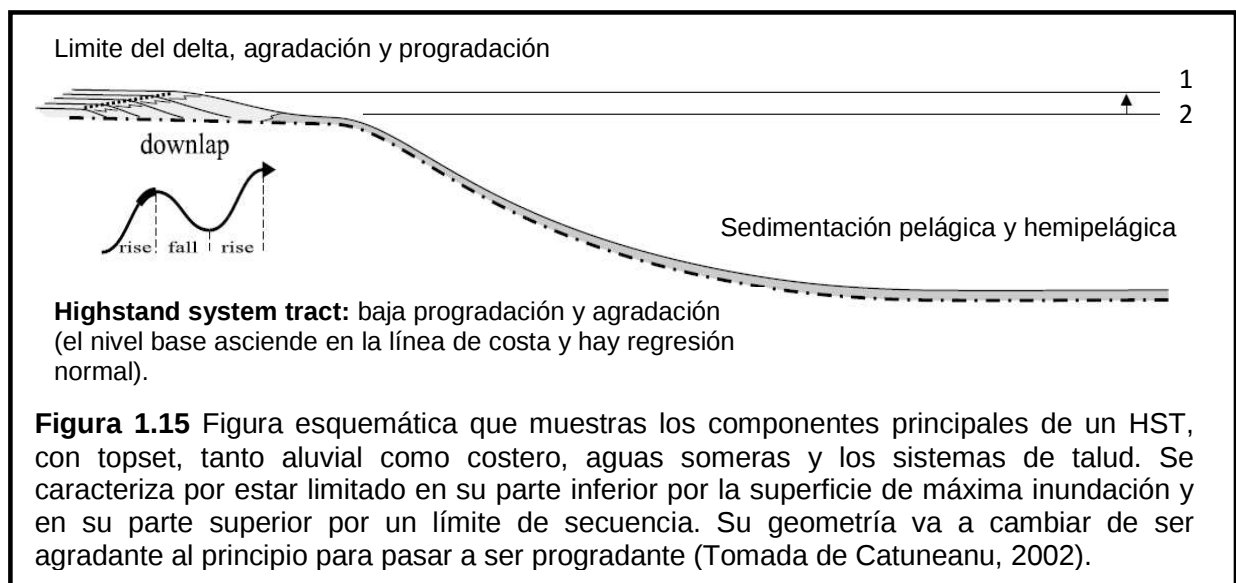
Los plays petroleros de la parte temprana de la transgresión están divididos en dos partes, la parte continental de la base de la plataforma donde se forman cuñas transgresivas y otras partes a las cuñas formadas en mar profundo. En la parte continental en las proximidades de la plataforma, cerca de su límite, podemos encontrar buenos reservorios a lo largo de la línea costera, que está representada por playas "backstepping", complejos boca-estuario, deltas "bayhead" retrogradantes e incluso progradantes. El play petrolero para el TST está concentrado en los sistemas depósitos fluviales y de aguas someras, los reservorios pueden incluir diversas geometrías fluviales arenosas. Los depósitos del TST son muy importantes porque tiene alto potencial petrolero debido a que las arenas tienden a ser cubiertas por mudstone que corresponden con rocas sello de las facies de la plataforma. En la parte final de la transgresión, los sedimentos terrígenos van a entrar lo suficientemente lejos al límite de la plataforma como para poder participar en los procesos de depósito de flujos gravitacionales; de esta manera no llegara material arenoso a los abanicos submarinos.

Los riesgos para este "system tract", es el poder identificar los reservorios, inclusive aunque esas facies puedan ser encontradas dentro de todos los sistemas de depósito que se acumulan durante la transgresión de la línea de costa. Los mejores reservorios se encuentran relacionados a los depósitos estuarinos, deltaicos y a las arenas de

playa; otros buenos reservorios pueden ser los depósitos relacionados a las arenas de la plataforma y a las turbiditas de agua profunda (Catuneanu, 2002). La principal importancia de este “system tract” es la acumulación de la roca generadora y la roca sello dentro de, prácticamente, todos los ambientes de depósito.

1.7.4.3 Highstand system tract (HST).

De acuerdo a Catuneanu, 2002, los highstand system tract corresponden con la parte superior (más joven) de la secuencia, representado por un sistema de topset-clinoformas depositados después de la máxima transgresión y antes del límite de secuencia (sequence boundary, SB). Es en este sistema donde se presenta un descenso en el nivel relativo del mar, dando primero las geometrías agradacionales y después, las progradantes. Los sistemas de depósito son prácticamente iguales a los del TST, la diferencia está en que debido a las geometrías progradantes de la plataforma y al descenso en el nivel relativo del mar, favorecen que haya influencia de la marea, por lo que se pueden formar depósitos de carbón, depósitos de arenosos desbordamiento, lutitas lagunales y lacustres. Otra diferencia es que se vuelven a conectar los canales de cuerpos arenosos (Figura 1.15).



Posamentier y Vail (1988), proponen varios modelos en los que consideran que la parte final del HST se caracteriza por el depósito de material fluvial y proponen el término de línea de bahía (bay line), siendo este el límite entre el perfil de la corriente y los procesos fluviales que son reemplazados por procesos de plataforma y mixtos; conforme el nivel del mar disminuye, la línea de bahía empieza a migrar en dirección a la cuenca, en lo que corresponde a la parte proximal del perfil de depósito, generando el acomodamiento de sedimento fluvial.

El mejor potencial para formar una secuencia almacenadora en la etapa de HST es cuando están asociados los depósitos de la línea de costa y los de plataforma somera,

en los cuales se concentra la mayor cantidad de arenas. Usualmente estas secuencias almacenadoras tienden a tener espesores de 1 m hasta 10 m, presentando en la mayoría de los casos una buena continuidad lateral a lo largo de la cuenca. En la cima de los reservorios, en el highstand pueden llegar a estar truncadas las secuencias por una discordancia subáerea. Los sistemas fluviales tienen una capacidad media para almacenar hidrocarburos, esto puede ocurrir en los reservorios representados por canales rellenos y cuerpos arenosos interestratificados con facies de grano fino de la planicie inundada. El play petrolero del HST consiste en conocer la geometría donde se tiene una acumulación de facies con potenciales reservorios, siendo las más importantes las que se encuentran en las regiones proximales (ambientes costeros fluviales y de plataforma). Las facies que favorecen que se forme la roca generadora y sello se van a encontrar en las facies distales de la cuenca (ambientes de mar somero y profundo).

El riesgo para la exploración de las reservas ubicadas en el HST, está representado por la falta de potencial de carga debido al desarrollo insuficiente de las facies de sello, especialmente hacia la parte superior de la parte proximal del system tract.

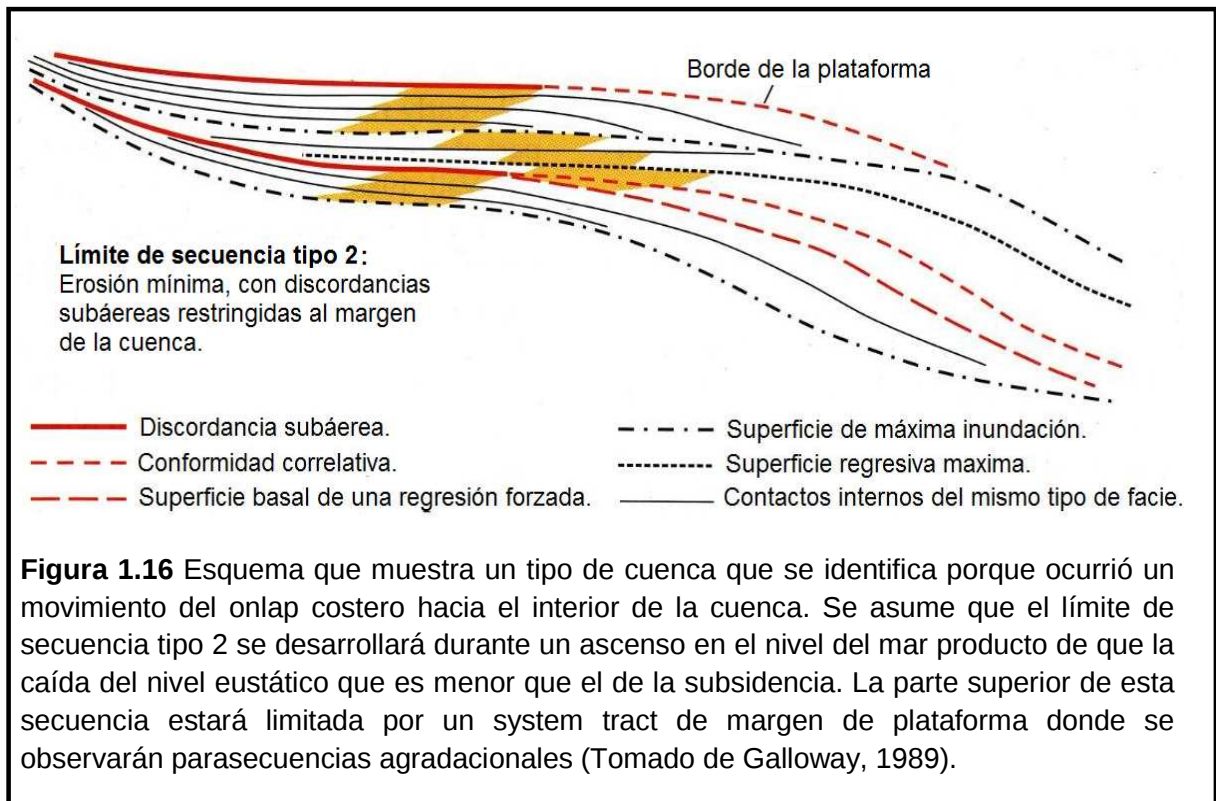
1.7.4.4 System tract en los márgenes de la plataforma.

Las principales características de los system tract relacionados a un límite de secuencia idealizada tipo 2, que se desarrolla en un margen de plataforma, se describen a continuación:

Este system tract se le conoce como shelf-margin system tract y se caracteriza porque en el momento en el que desciende el nivel relativo del mar ocurre depósito de sedimentos en las partes próximas a los topsets del HST, sin que en algún momento el descenso llegue al offlap break, si eso ocurre, se desarrollara un límite de secuencia, pero sin la formación de incisiones fluviales o depósitos submarinos de abanico (Galloway, 1989). La forma en la cual se puede definir el límite de secuencia (en el perfil sísmico), es encontrar el cambio en la dirección inferior del onlap costero y encontrar al offlap break en una posición que tenga una dirección hacia la costa, en donde se pueda observar que las reflexiones toplap, van a estar traslapando a un topset de mayor antigüedad (Figura 1.16).

Este límite de secuencia tipo 2 y el system tract de margen de plataforma, no se utiliza, e incluso a perdido uso en la literatura, ya que se considera que es muy difícil demostrar un cambio en la dirección del centro de la cuenca de un onlap costero en dirección del offlap break, que nunca sobrepasa.

Una de las características distintivas de este límite tipo 2, es el cambio de geometrías progradantes a agradantes, sin embargo no se considera como un factor relevante, ya que intervienen muchos factores, tales como la disminución en la tasa de aporte de sedimento que puede afectar a tales geometrías. Se tiene que tomar en cuenta que dependiendo los patrones de subsidencia tectónicas que se desarrollen en la cuenca, el tipo de límite tipo 2, tenderá a convertirse lateralmente, a un límite tipo 1.

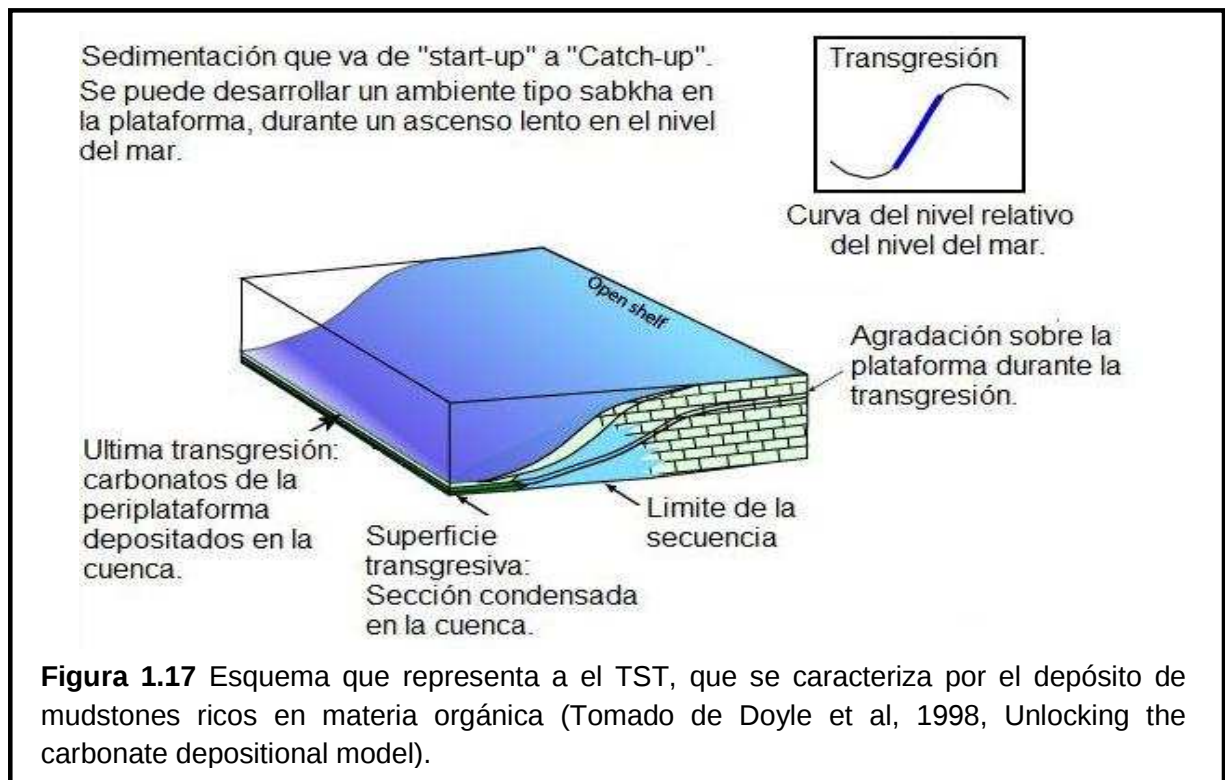


1.7.4.5 Modelos de estratigrafía secuencial para las plataformas carbonatadas.

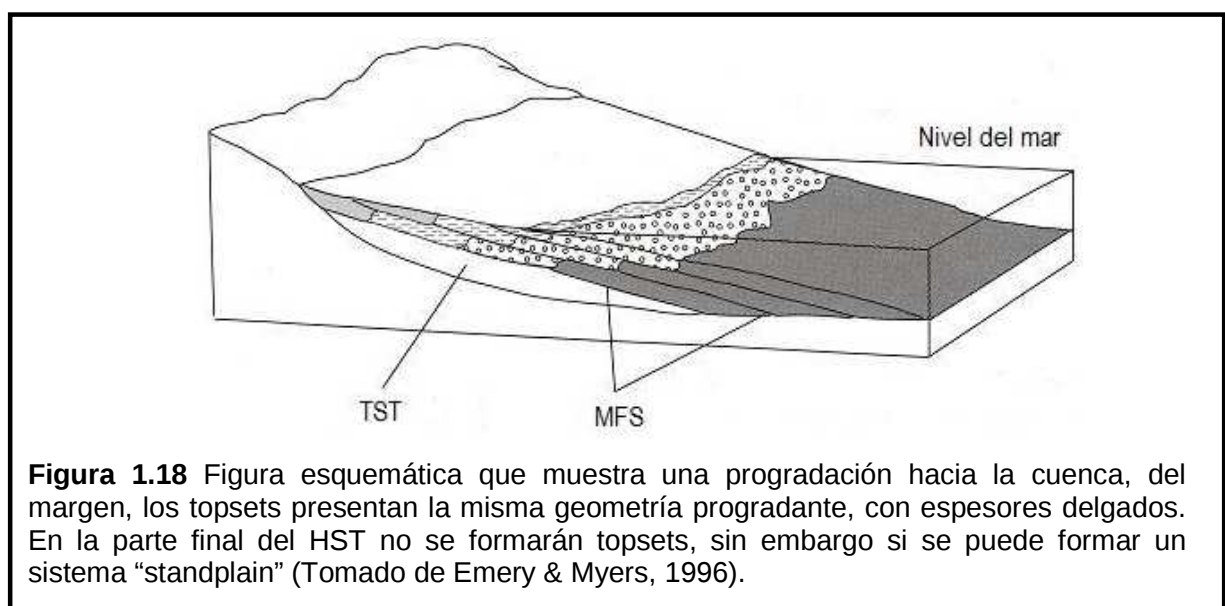
En el análisis estratigráfico de una cuenca se tiene que hacer una diferencia entre los sistemas de depósitos clásticos y los sistemas de depósitos carbonatados. A continuación se explican las principales características de los tipos de plataformas carbonatadas y los ciclos relativos del nivel del mar que actúan en el desarrollo de las mismas. Hay que tomar en cuenta que el clima juega un papel muy importante en el desarrollo de este tipo de estratigrafía secuencial, principalmente en el LST.

1.7.4.5.1 Rampas

De acuerdo a Doyle et al., 1998, en el momento en el que se establece un sistema de rampa carbonatada, el ascenso relativo en el nivel del mar provocará que la línea de costa retroceda debido a la escasa producción de carbonato. De tal manera se tendrán en contacto, facies de agua profunda con facies de agua somera, por lo que es posible encontrar onlap costero y downlap que migraran hacia dentro de la costa. En el momento en que empieza a ocurrir una transgresión, el espacio de acomodamiento aumentará y de manera directa aumentará la acumulación de materia orgánica (Figura 1.17).



Cuando el nivel relativo del mar empiece a descender, el sistema de rampa empezará a presentar patrones progradantes en dirección de la cuenca (Emery & Myers, 1996), de acuerdo a estos autores en la parte inicial del HST, se creará espacio de acomodamiento donde se presentarán depósitos de inter, supramarea y lagunales, presentándose como topsets (Figura 1.18). Sin embargo, en la etapa final del HST, los topset tendrán a desaparecer y puede desarrollarse un strandplain (Figura 1.18).



El HST de las rampas carbonatadas es evidente en el perfil sísmico, al presentarse una serie de clinoformas tipo shingled (tejado), con topset no del todo definidos.

De acuerdo a Emery & Myers, 1996, cuando el nivel relativo del mar baja, la rampa queda expuesta y de esta manera, a pesar de que el aporte de sedimento clástico sea bajo, va a progradar el sistema de rampa a características de plataforma abierta (Figura 1.19).

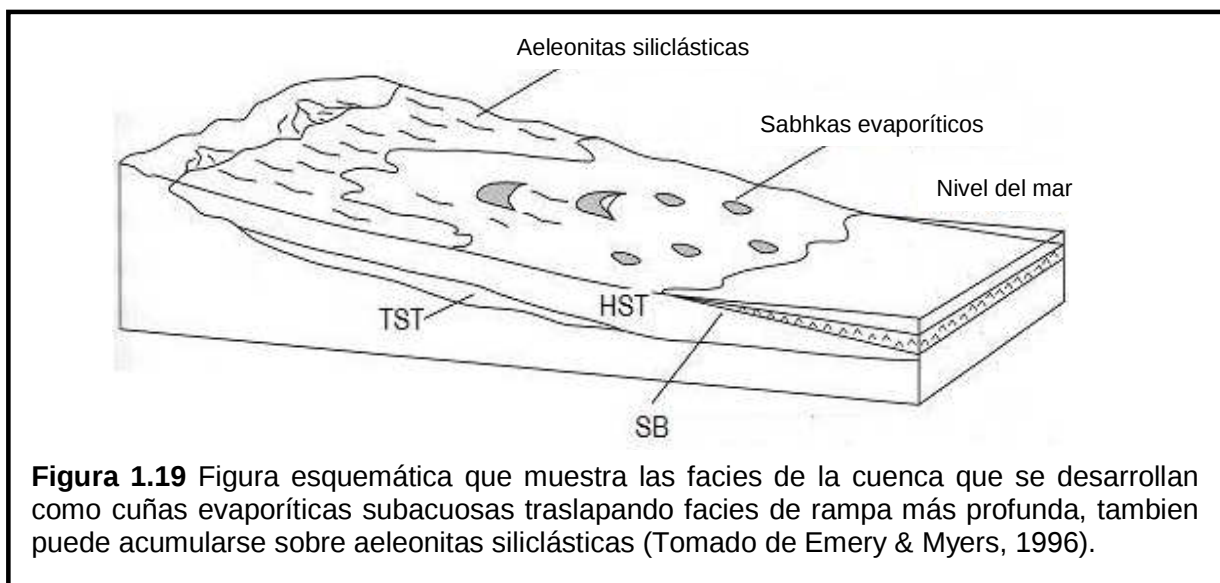


Figura 1.19 Figura esquemática que muestra las facies de la cuenca que se desarrollan como cuñas evaporíticas subacuosas traslapando facies de rampa más profunda, también puede acumularse sobre aeleonitas siliclásticas (Tomado de Emery & Myers, 1996).

En el caso de que el aporte de sedimento clástico sea alto, se verá que la producción de carbonato cesará, para dar paso a un LST de tipo clástico (Figura 1.20). En climas húmedos, la consecuencia de la exposición de la rampa será la creación de paleosuelos y karsticidad.

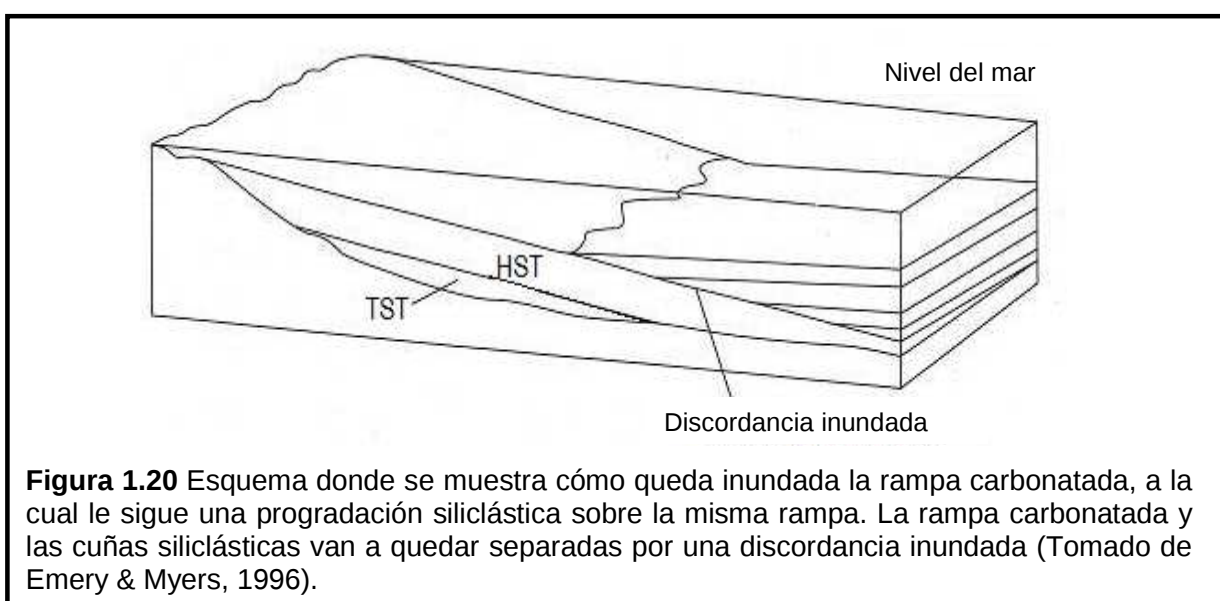
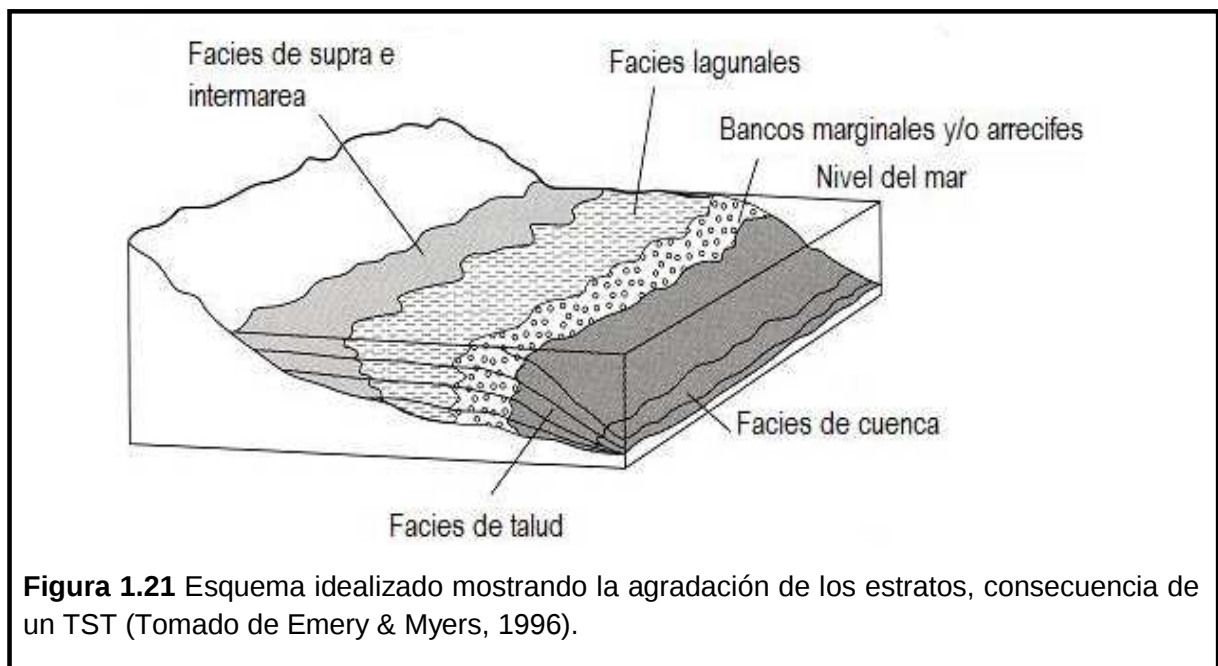


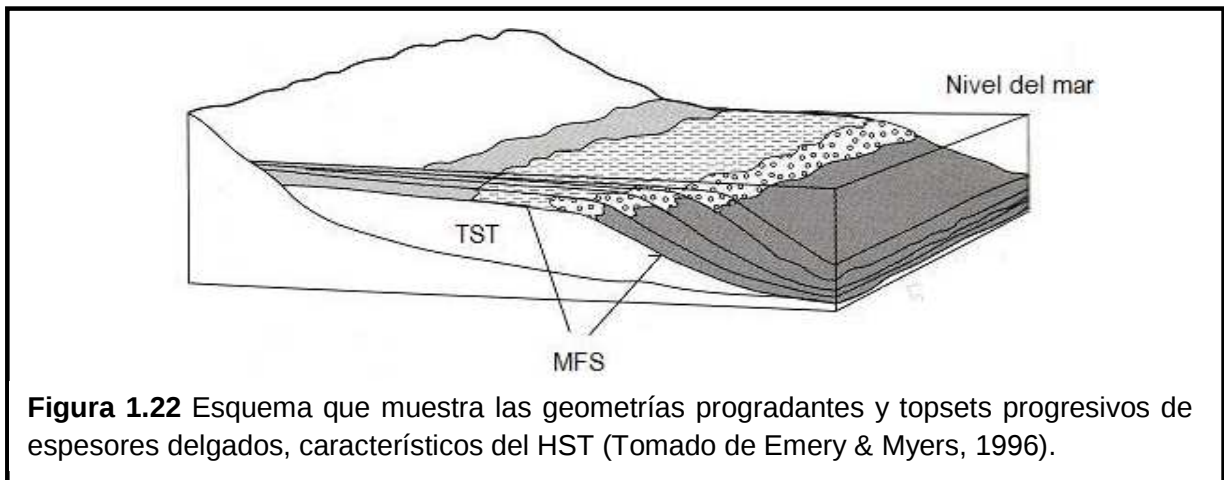
Figura 1.20 Esquema donde se muestra cómo queda inundada la rampa carbonatada, a la cual le sigue una progradación siliclástica sobre la misma rampa. La rampa carbonatada y las cuñas siliclásticas van a quedar separadas por una discordancia inundada (Tomado de Emery & Myers, 1996).

1.7.4.5.2 Plataforma bordeada (*Rimmed shelves*).

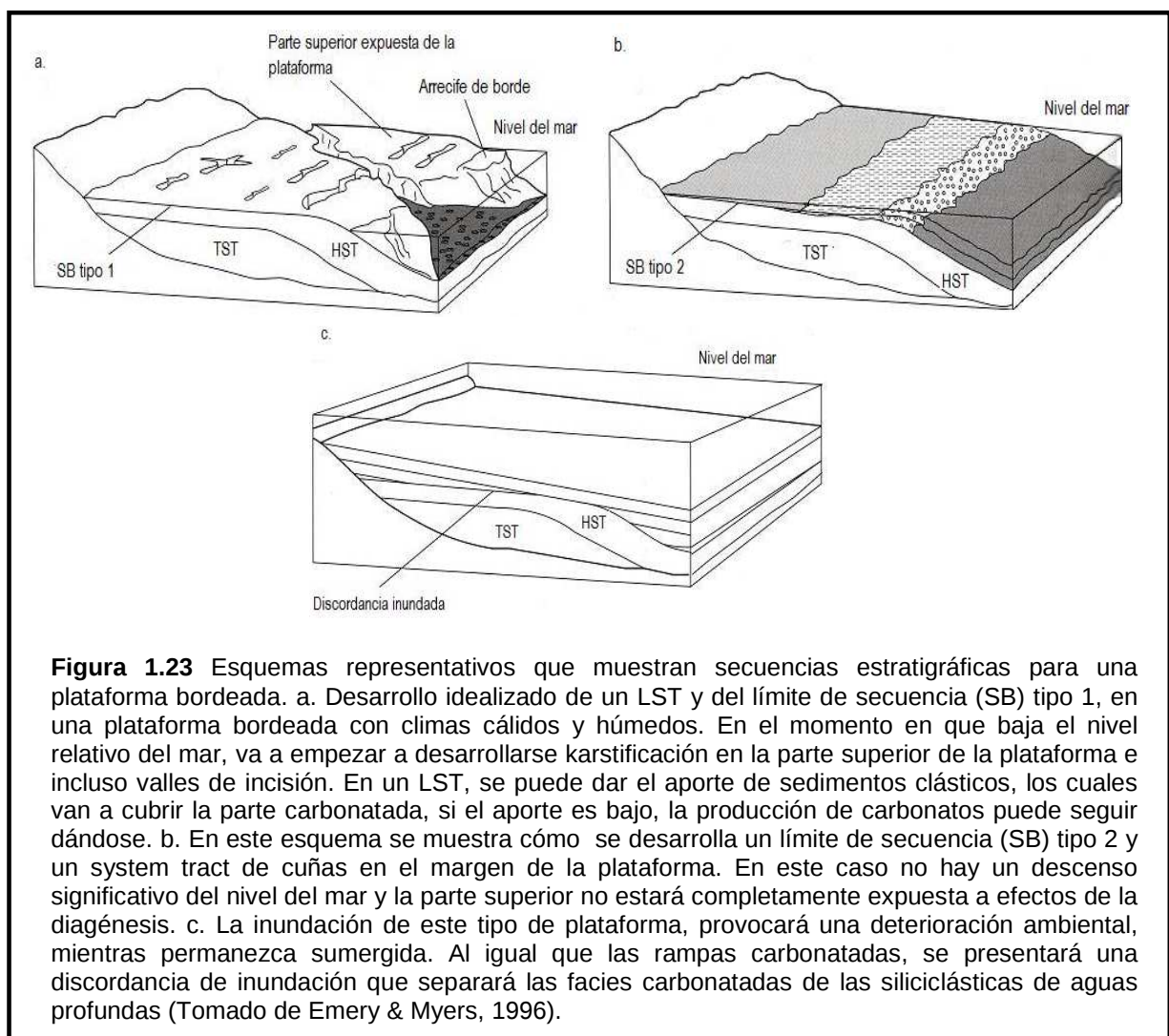
La plataforma bordeada se puede originar en una transgresión y sobre un estrato clástico, sobre todo en bordes de plataforma o en zonas donde haya altos relieves, e incluso se puede desarrollar sobre rampas antiguas. La plataforma bordeada se forma cuando en una barrera disminuye la energía de las olas, por lo que se puedan depositar los sedimentos carbonatados de la laguna y de la zona de intermarea y supramarea (Figura 1.21). Una de las claves para poder diferenciar entre sí es un system tract clástico o carbonatado, es el hecho de identificar en el TST característico, ya que en el system tract clástico, se va a presentar forzosamente un patrón retrogradacional, mientras que en el system tract carbonatado se va a presentar una geometría agradacional (Emery & Myers, 1996). Durante una transgresión es muy usual que se observen geometrías agradacionales e incluso progradacionales en la plataforma bordeada, si la transgresión continua, va a resultar imposible que la producción de carbonato mantenga su verticalidad y su ángulo de pendiente, por lo que evolucionara a un margen escarpado.



De acuerdo a Emery & Myers, 1996, durante el HST puede darse una sobre producción de carbonato de calcio tanto en la plataforma bordeada como en la cuenca, sobre todo en la parte inicial del HST puede continuar el depósito de facies lagunales, de inter y supramarea sobre el topset (Figura 1.22); en la parte final del HST los topsets van a ser difíciles de observar sobre todo en el perfil sísmico (Figura 1.22). La única forma para localizar a la superficie de máxima inundación es observando en el perfil sísmico un borde con estratos agradantes en el TST y de esta manera hacer más fácil identificar la superficie downlap, que nos dará como resultado en la superficie de máxima inundación.



La plataforma bordeada se comportará igual que las rampas durante un LST, con cambio en la litología, en las facies y en la geometría (Figura 1.23).



1.7.4.5.3 Márgenes escarpados

Emery & Myers, 1996, consideran que los márgenes escarpados comienzan siendo del tipo bypass, en donde si se presenta de manera excesiva el bypass, puede dar origen a la erosión y a un retroceso aparente del margen escarpado aunque la transgresión se está llevando a cabo (Figura 1.24).

Como resultado de la erosión se formaran grandes bloques de talud provenientes del margen, que se acumularan en la base de la pendiente carbonatada. Es difícil poder diferenciar el HST del TST porque no hay cambios en la geometría de los estratos ya que no existe una pendiente; la plataforma se verá imposibilitada para formar geometrías progradantes en el HST y se continuarán desarrollando geometrías aggradantes tal y como sucede en el TST (Figura 1.25).

La diferenciación entre el HST y el LST, es más sencilla ya que se desarrollarán calciturbiditas por el material que se va depositando por el efecto del HST; estos depósitos van a presentar la terminación de sus reflexiones onlap sobre el estrato inferior de los conos de talud desarrollados en el TST del ciclo anterior (Emery & Myers, 1996).

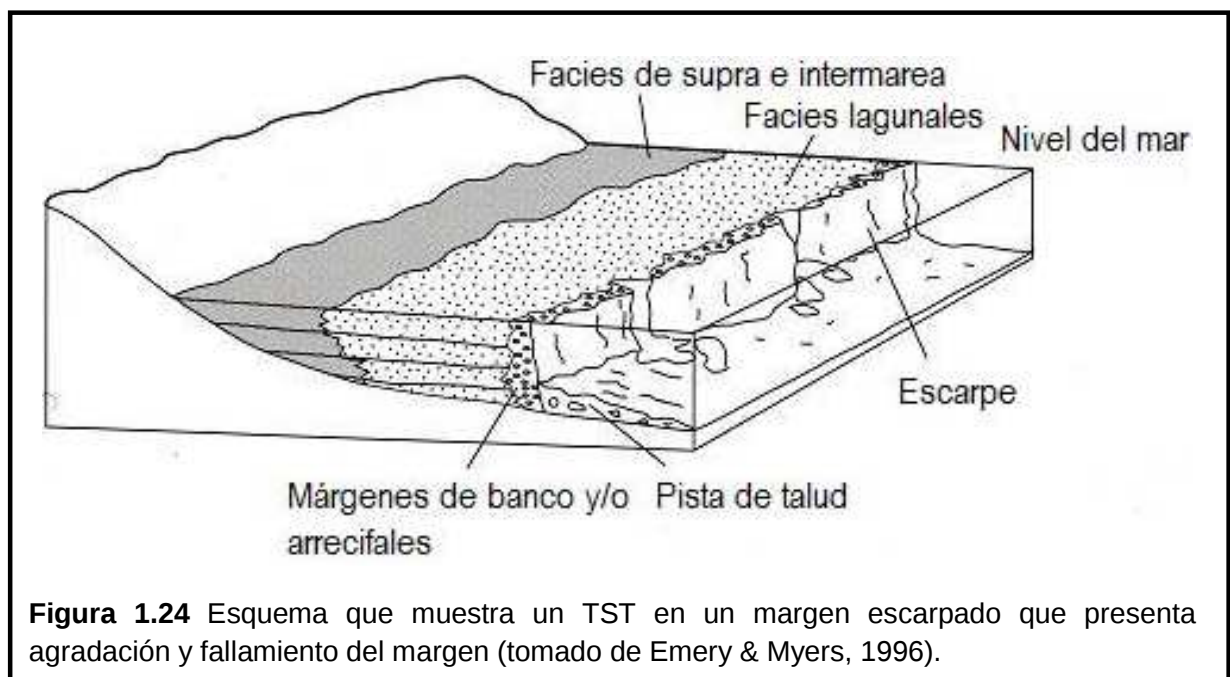
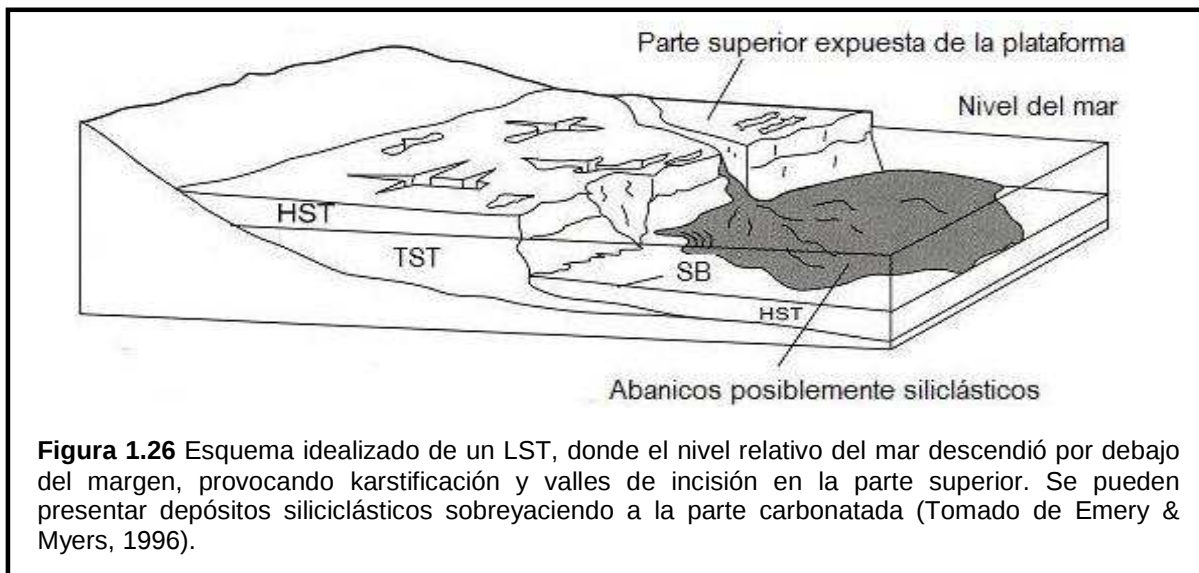
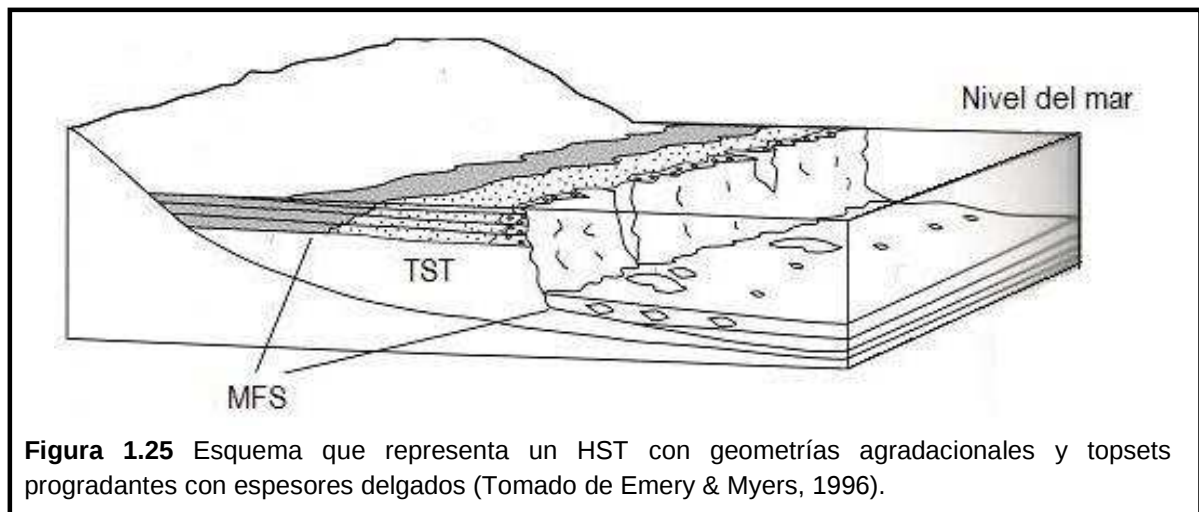


Figura 1.24 Esquema que muestra un TST en un margen escarpado que presenta aggradación y fallamiento del margen (tomado de Emery & Myers, 1996).

De acuerdo a Emery & Myers, 1996, durante el LST se puede presentar karstificación e incisiones fluviales (Figura 1.26), estos dos elementos se presentaran en condiciones húmedas. Mientras que en condiciones áridas, se tendrá la presencia de precipitación de evaporitas en la parte superior de la plataforma; cabe mencionar que también se pueden presentar reflectores onlap en condiciones áridas.



1.7.4.5.4 Plataformas aisladas.

Se dividen en plataformas simétricas y asimétricas, tomando en cuenta sus características tectónicas, el tamaño de la plataforma y la orientación barlovento-sotavento (Epting, 1980). En las plataformas simétricas se diferencian dos tipos, el crecimiento “tipo pináculo” y “tipo plataforma”. El crecimiento “tipo pináculo” consiste de un crecimiento parecido a un montículo agradado que muestra un retroceso continuo hacia la costa. El crecimiento “tipo plataforma” por su parte muestra agradación en la parte inicial del TST, seguido de una progradación en el HST; en este caso particular se tiene una superficie de inundación máxima bien definida que separará a los systems tracts (Epting, 1980).

1.7.4.6 System tracts que se pueden desarrollar dentro del ciclo relativo del nivel del mar.

Se han descrito por Emery & Myers, 1996, dos systems tract que no se consideran dentro del esquema inicial de Exxon, cuyas características principales se describen a continuación:

1.7.4.6.1 Midstand system tract.

Este tipo de system tract se forma en cuencas donde la tectónica es con baja actividad o es nula, o en su caso donde el aporte de sedimento es elevado; representa a un ciclo en su totalidad, en el cual no se da el tiempo suficiente para que el sedimento se deposite, permitiendo de esta manera que se lleve a cabo una transgresión (Figura 1.27 a).

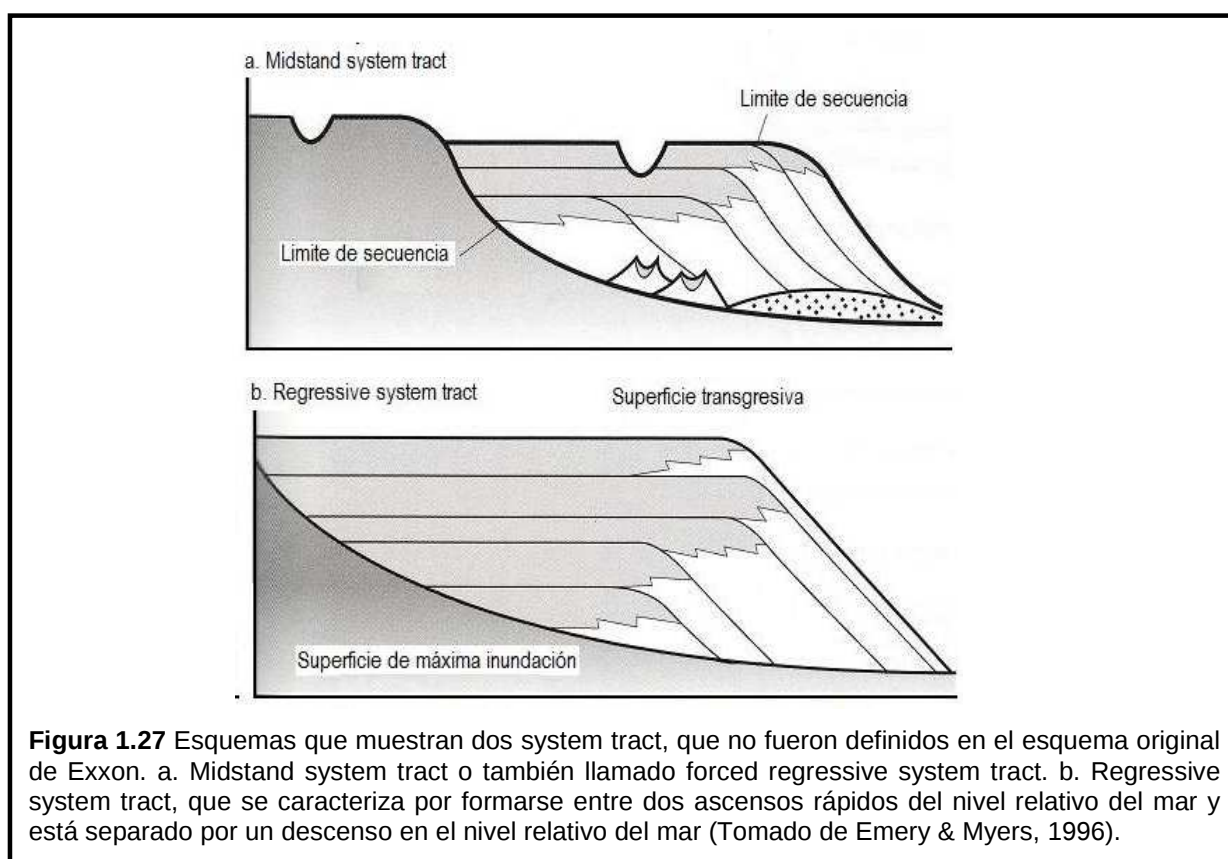


Figura 1.27 Esquemas que muestran dos system tract, que no fueron definidos en el esquema original de Exxon. a. Midstand system tract o también llamado forced regressive system tract. b. Regressive system tract, que se caracteriza por formarse entre dos ascensos rápidos del nivel relativo del mar y está separado por un descenso en el nivel relativo del mar (Tomado de Emery & Myers, 1996).

1.7.4.6.2 Regressive system tract

Posamentier y James (1993), definen a este system tract únicamente en la teoría, por lo que su desarrollo se espera sea en las cuencas tipo foreland. El Regressive system tract se formará cuando existan dos ascensos rápidos en el nivel relativo del mar divididos por un ascenso lento (Figura 1.27 b). Se caracteriza por tener como límite inferior una superficie de máxima inundación (maximum flooding surface) y por estar

constituida por cuñas progradantes, las cuales estarán limitadas en su cima por una superficie de máxima progradación (maximum progradation surface).

Las cuñas están conformadas por geometrías que van de agradacional-progradacional-agradacional (Emery & Myers, 1996).

1.7.5 Estratigrafía sísmica.

La estratigrafía sísmica se considera como la técnica con la cual se puede interpretar información estratigráfica a partir de secciones o cubos sísmicos. El principio fundamental que rige a la estratigrafía sísmica, es que se trabaja dentro de la resolución de los métodos sísmicos, donde las reflexiones sísmicas van a seguir los paquetes de estratos de mayor espesor, haciendo que la base y la cima de estos paquetes se aproximen a las líneas de tiempo. Las reflexiones van a ser tomadas como líneas de tiempo que representaran superficies de tiempo en tres dimensiones, las cuales van a separar las rocas antiguas de las jóvenes (Catuneanu, 2002).

1.7.5.1 Secuencia sísmica.

Una secuencia sísmica corresponde siempre con una secuencia de depósito identificada en una sección sísmica; es una sucesión conformable relativa de reflexiones en una sección sísmica, interpretada como estratos relacionados genéticamente. Esta sucesión está limitada en su cima y base por superficies de discontinuidad marcadas por la terminación de reflexiones que corresponden con discordancias o como concordancias correlativas.

1.7.5.2 Facies sísmicas.

Después de que una secuencia sísmica es definida, el ambiente y las litofacies dentro de la secuencia son interpretados a partir de datos sísmicos y geológicos. El análisis de las facies sísmicas es la descripción y la interpretación geológica de los parámetros de las reflexiones sísmicas, incluyendo: configuración, continuidad, amplitud, frecuencia y velocidad en el intervalo. Cada parámetro proporciona información considerable de la geología en el subsuelo.

Configuración: proporciona información de la disposición de los estratos, los procesos de depósito, erosión, paleogeografía y contacto entre los fluidos. La configuración nos muestra patrones que corresponden con el espesor de la estratificación, a partir de los cuales los procesos de depósito, erosión y paleotopografía pueden ser interpretados (Mitchum, Vail & Sangree, 1977). Además, analizando a las reflexiones es posible identificar los contactos con los fluidos (flat spot).

Amplitud: se define como la diferencia entre el máximo desplazamiento de una onda y el punto en el que no hay desplazamiento (punto nulo), también es definido como la cantidad de desplazamiento entre una onda sísmica medida del pico a la depresión. Las anomalías en la amplitud corresponden con incrementos abruptos en la amplitud sísmica que en la mayoría de los casos indican la presencia de hidrocarburos, sin

embargo, esto no es del todo cierto, estas anomalías pueden también ser el resultado de los problemas que se dan en el procesamiento, geometría, la velocidad enfocada o los cambios en la litología. Las anomalías en la amplitud indican la presencia de hidrocarburos, anomalías que se deben a los cambios en la impedancia acústica; lo mismo pasa cuando una arenisca gaseosa subyace a una lutita (Schlumberger, 2009).

La amplitud se puede diferenciar fácilmente cuando se tienen rocas acumuladas en ambientes puramente carbonatados o interestratificados con evaporitas o con lutitas. La amplitud tiende a ser alta en ambientes de plataforma y es menor en ambientes de cuenca. Las reflexiones progradantes están caracterizadas en la mayoría de los casos por amplitudes altas, como en el caso de Golfo de México en el Cretácico (Macurda, 1997). Sin embargo, las clinoformas tienden a perder su amplitud conforme avanzan hacia su parte basal, haciendo que la descripción de las terminaciones se dificulte. En el caso de los carbonatos, ciertas amplitudes altas están asociadas a crecimientos orgánicos, como en la plataforma Barents en el Pérmico, que está al norte de Noruega y Rusia (Macurda, 1997). Sin embargo no se puede generalizar ya que el interior de los crecimientos carbonatados es común encontrar una amplitud baja debido a que tiene una naturaleza masiva o por la falta de continuidad horizontal. Los flujos de detritos también llegan a presentar altas amplitudes, tal es el caso en la base oeste de la plataforma de Florida (Macurda, 1997), en este caso se tienen reflexiones caóticas o convexas. En el caso de las plataformas, la amplitud va a variar mucho cuando existan cambios en los ambientes de depósito, lo cual es muy común en ambientes donde se encuentren ambientes carbonatados y siliciclásticos. Otro caso en donde se va a observar una variación en la amplitud es en aquellos ambientes donde exista la transición de caliza a dolomía (la dolomía muestra mayor amplitud que la caliza). En los casos donde se tenga presencia de gases en los crecimientos carbonatados, se va a producir tanto una disminución en el efecto como una distorsión en la velocidad (Macurda, 1997). Con la amplitud se puede identificar el contraste velocidad/densidad, distancia entre los estratos y el contenido de fluidos.

Frecuencia: se define como el ritmo en las repeticiones de las señales de un ciclo completo de ondas eléctricas, luminosas, sónicas y sísmicas; estas se miden en ciclos por segundo, o hertz. Comúnmente las secuencias sísmicas obtenidas varían en un rango de 5 a 100 hertz (Schlumberger, 2009).

La frecuencia en las rocas carbonatadas es baja en comparación con las rocas siliciclásticas. En la cuenca salina algunas rocas presentan rocas del terciario presentan frecuencias bajas debido a su profundidad. Las facies progradantes tienden a tener frecuencias variables que están en función particular del lineamiento y de su edad; las frecuencias más altas se van a encontrar en ambientes de plataforma. La resolución interna es posible de determinar por lo que se puede hacer una diferenciación entre los bancos de arena y los crecimientos orgánicos. Igual que la amplitud, la frecuencia permite obtener información del espesor de los estratos y su contenido de fluidos. La frecuencia es una característica de la naturaleza de las pulsaciones sísmicas, además está relacionada a varios factores geológicos como el espaciamiento de reflectores o cambios laterales en el intervalo de la velocidad (asociado a la ocurrencia de gas).

Velocidad del intervalo: se define como la velocidad con la que se propagan las ondas sísmicas, comúnmente es la onda-P, de una o varias capas de rocas; se calcula de registros acústicos o a partir del cambio en la velocidad entre los eventos sísmicos de un punto medio en común (midpoint gather; Schlumberger, 2009). Esta propiedad nos va a indicar porosidad, contenido de fluidos y el tipo de roca.

Continuidad: está asociada a la continuidad del estrato o paquetes de estratos, por lo que reflexiones continuas sugieren depósitos estratificados amplios y uniformes; también proporciona información acerca de la velocidad y los contrastes de densidad de interfases individuales y sus espaciamentos. En el caso de las plataformas carbonatadas la continuidad es mucho mejor que en otros ambientes; se tiene el ejemplo de las rampas carbonatadas en el límite Jurásico Cretácico en el noreste del Golfo de México, donde la continuidad va a ser constante y bien definida por cientos de kilómetros, por lo que a esta condición se le conoce como “railroad tracks”. También se puede tener buena continuidad en ambientes de cuenca, siempre y cuando no hayan sido afectados por la halocinética (movimiento de la sal en el subsuelo). En cambio, se tiene reflexiones cortas en ambientes de talud debido a los procesos sedimentarios reinantes (Slumps, deslizamientos, etc.), cabe hacer notar que estas reflexiones son continuas en el sentido de que las clinoformas, que generalmente están bien representadas. Dentro de los carbonatos, los que tienen menor continuidad son los crecimientos orgánicos, debido a su carácter interno masivo (Macurda, 1997). La no continuidad es usada para interpretar cambios laterales en la estratificación y en su caso ocurrencias de hidrocarburos (Mitchum, Vail & Sangree, 1977). La continuidad se va a interpretar generalmente como la continuidad en los estratos asociados a un determinado proceso geológico.

Forma externa de las facies sísmicas: nos indica el ambiente de depósito en general, la fuente de los sedimentos y el marco geológico. Los parámetros mencionados anteriormente nos permiten interpretar características subsuelo como son la litología, la estratigrafía y el tipo de ambiente de depósito.

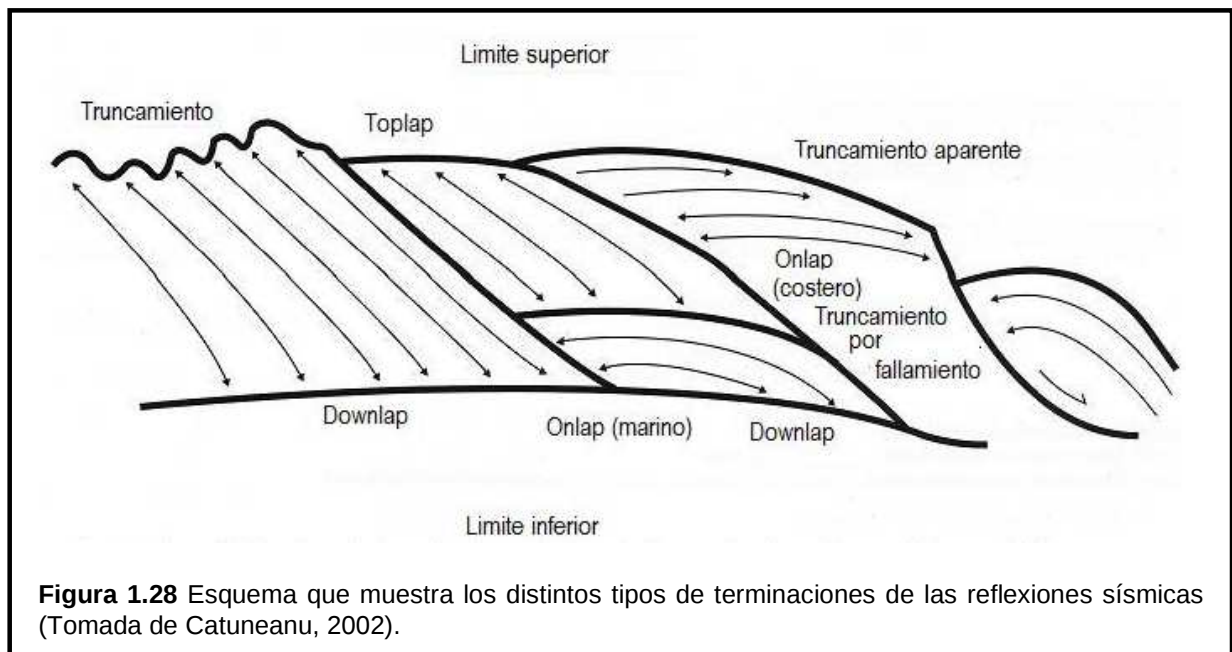
1.7.5.3 Clasificación de las reflexiones de acuerdo a sus terminaciones.

Las secuencias estratigráficas pueden ser representadas en una sección sísmica de dos dimensiones de acuerdo a la relación que se guardan entre la geometría de las reflexiones y la superficie sísmica contra la que termina.

Las reflexiones fueron descritas por Mitchum *et al.* (1997a), solamente por la geometría, aunque algunas reflexiones si tienen un significado ya que es posible identificar el límite de un depósito sedimentario. A continuación se describen las principales características de esos límites:

1.7.5.3.1 Terminación lateral (Lapout).

Es la terminación lateral de un reflector en su límite de depósito, el lapout puede ocurrir en el límite superior, en donde adquiere el nombre de toplap o puede ocurrir en el límite inferior donde se le da el nombre de onlap o downlap (Figura 1.28).



1.7.5.3.2 Offlap.

Es un término muy común usado en la estratigrafía sísmica, para aquellos patrones de reflexiones generados por estratos que progradan dentro de mar profundo (Catuneanu, 2002). El Instituto Americano de Geología (A.G.I, siglas en inglés), lo define como el decrecimiento progresivo fuera de la costa por etapas, las cuales se identifican por las terminaciones de los reflectores, los cuales presentan fuertes inclinaciones de las unidades sedimentarias dentro de una secuencia sedimentaria conformable, donde las unidades sucesivas de edad más reciente van a exponer una parte de las unidades más antiguas sobre las que descansan.

1.7.5.3.3 Baselap.

Este término se emplea en reflectores que terminan en el límite inferior y cuando se dificulta discriminar entre sí es un downlap o un onlap. A continuación se definen estos dos términos, tomando como referencia el trabajo de Catuneanu, 2002.

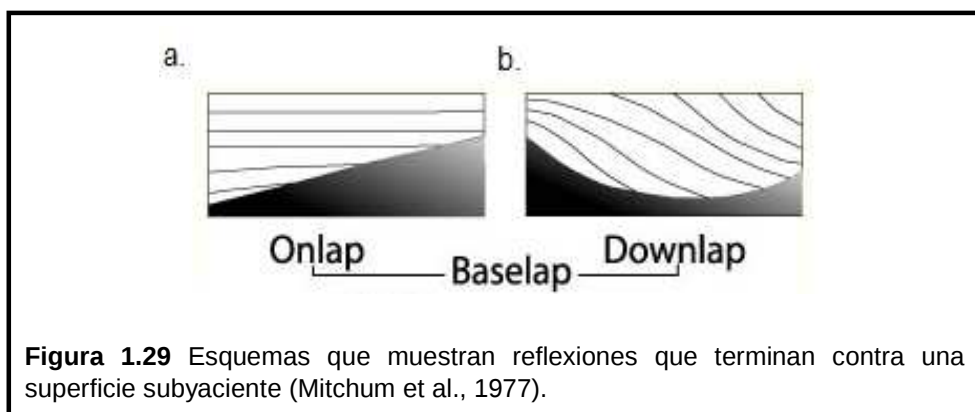
1.7.5.3.3.1 Onlap.

Es la terminación de estratos originalmente horizontales, los cuales estarán en contacto con una superficie inicialmente inclinada. También se define como los estratos que terminan progresivamente con una superficie inclinada, de mayor echado (Figura 1.29. a). Se reconocen dos tipos de onlap:

Onlap marino (marine onlap): representa el cambio de un depósito marino a otro marino, donde no hubo depósito o condensación como resultando del relleno

parcial por sedimentos marinos. Este tipo de reflexiones indican el cambio de facies submarinas a depósitos pelágicos de menor energía. Por mucho que se pueda llegar a considerar, este tipo de reflexiones en ningún momento nos van a indicar cambios relativos en nivel del mar, ya que no se encuentran directamente relacionados.

Onlap costero (coastal onlap): representa estratos de los siguientes ambientes: no marinos, transicionales o marinos marginales, los cuales presentan cambios de una zona de depósito a zonas donde va a ocurrir erosión o no depósito en el margen de la cuenca. En los onlap costeros se pueden inferir los cambios en el nivel relativo del mar con los patrones que se van a desarrollar en la superficie traslapada (onlapped) por el onlap costero. De esta manera, se tendrá una progresión en dirección de la costa, siempre y cuando exista un ascenso en el nivel relativo del mar, mientras que se tendrá patrones de onlap costero rumbo a la cuenca, cuando se presente un descenso en el nivel relativo del mar, sin embargo, hay que tomar en cuenta que esto también depende del aporte de sedimento (Mitchum et al., 1997).



1.7.5.3.3.2 Downlap.

Es la terminación de estratos originalmente inclinados que terminan progresivamente con una superficie horizontal o inclinada (Figura 1.29 b). Además, representa un cambio en el depósito de talud marino o lacustre a un depósito marino o lacustre de condensación o de no depósito (Mitchum et al., 1997).

1.7.5.3.3.3 Toplap.

Se define como la terminación de estratos inclinados (Climoformas) contra la superficie que le sobreyace de menor inclinación (Mitchum et al., 1997). Principalmente se le asocia con intervalos de tiempo de no depósito (sediment bypass) y en menor medida a erosión; es común encontrarlo en estratos de margen marino. Catuneanu (2002), menciona que la superficie toplap representa la parte más próxima al límite de depósito de una unidad sedimentaria. En la estratigrafía sísmica, los topsets desarrollados en un sistema deltaico (tal es el caso de los depósitos de la planicie deltaica), pueden ser demasiados delgados para la resolución de los perfiles sísmicos, por lo que difícilmente

se podrán observar y se presentaran como unidades separadas. El resultado de esto es que se puede confundir a los topset con terminaciones toplap, lo cual se define como toplap aparente (Figura 1.28).

1.7.5.3.3.4 Truncamiento.

Es la terminación de estratos o de las reflexiones sísmicas a lo largo de discordancias, por efecto erosivo o por efectos estructurales (cualquier tipo de falla). Con base en esto, se derivan dos tipo de truncamiento, el truncamiento erosional y el truncamiento fallado (Mitchum et al., 1997). Se puede desarrollar las reflexiones toplap dentro del truncamiento, sin embargo el truncamiento es un término más extenso ya que incluye a el relieve erosionado y al desarrollo de discordancias angulares.

Dominic Emery y Keith Myers (1996), consideran además al truncamiento aparente (Figura 1.28).

1.7.5.3.3.5 Truncamiento erosional.

Es la terminación de estratos contra una superficie sobreyacente erosional, donde la superficie de erosión puede ser marina desarrollándose en la base del cañón, en la superficie de un canal, en las superficies planares o en las superficies erosivas no marinas en las que se desarrollara un límite de secuencia.

1.7.5.3.3.6 Truncamiento fallado.

Representa el término de reflexiones contra fallas sin-deposicionales o post-deposicionales, slumps, deslizamientos o planos de intrusión (Figura 1.28).

1.7.5.3.3.7 Truncamiento aparente

Es la terminación de reflectores con ángulos bajos de las reflexiones sísmicas por debajo de las superficies sísmicas emergidas (la superficie representa una condensación marina (Figura 1.28).

1.7.5.3.4 Reconocimiento de las superficies estratigráficas.

Las principales superficies que dividen a los system tracts son: los limites de secuencia, las superficies transgresivas, las superficies de máxima inundación y las superficies onlap y downlap de carácter marino.

1.7.5.3.4.1 Limite de secuencia (Sequence Boundary, SB).

Se reconoce de las siguientes dos maneras:

1. Cuando se puede ver el desarrollo de una superficie truncada con un relieve alto.
2. Por el cambio en dirección inferior del coastal onlap a través del límite.

1.7.5.3.4.2 Onlap costero (*Coastal Onlap*).

Es el onlap mas próximo a las reflexiones topset, se considera que se forma en el nivel del mar o cercano a él, por lo que se encuentra altamente influenciado por los procesos marinos someros.

1.7.5.3.4.3 Cambio de la dirección hacia la cuenca del onlap costero (*Downward shift in coastal onlap*).

Como ya se ha mencionado en los párrafos anteriores, este tipo de geometrías implica que se formaron en un descenso en el nivel relativo del mar, el cual está acompañado por una exposición subaérea y erosión sobre el área de topsets.

1.7.5.3.4.4 Superficie transgresiva (*Transgressive Surface*).

Marca el final de las progradaciones que ocurren en el LST y el inicio de la transgresión. No se le tiene que asociar con la terminación de las reflexiones, sino que marcará el límite entre un intervalo compuesto de topset-clinoformas y el intervalo que solo va a comprender topsets.

1.7.5.3.4.5 Superficie de máxima inundación (*Maximum Flooding Surface, MFS*).

Autores como Frazier, 1994; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway, 1989, definen a la mfs como aquella superficie que marca el fin de la transgresión de la línea de costa. Así que esta superficie separa a los estratos retrogradantes de los progradantes que se ubicaron encima.

Se reconoce en los perfiles sísmicos por ser una superficie donde se van a observar clinoformas que van a terminar con un echado menor (reflexiones tipo downlap) al de los topsets que se encuentre abajo, las cuales mostrarán un retroceso en el depósito y un truncamiento aparente. Cabe mencionar que no todas las superficies downlap son una MFS. Helland – Hansen y Martinsen, 1996 y Nummedal *et al.*, 1993; le dan el nombre de superficie transgresiva o superficie transgresiva final, respectivamente.

La MFS es la superficie con mayor facilidad de reconocer, especialmente en zonas donde se verá el cambio de facies de marina a planicies costeras, ya que descansa sobre extensas zonas de secciones condensadas donde no influye la marea, ocurren cuando la línea de costa alcanza su máxima posición hacia la porción continental (Galloway, 1989; Posamentier y Allen, 1999).

La litología característica de una MFS, consiste de material de grano fino, de depósito pelágico a hemipelágico, acumulados cuando la cantidad de material terrígeno depositado son mínimos en la plataforma y en ambientes de aguas profundas. Generalmente muestras altos valores en el registro geofísico de rayos gamma, en respuesta de sus altos niveles de materia orgánica y de los elementos radioactivos presentes en la mfs.

Una superficie importante que presente downlap, es aquella que se presenta en la base de las clinoformas de un lowstand de cuñas progradantes (top lowstand fan surface).

1.7.5.3.4.6 Superficie regresiva máxima (*Maximum Regressive Surface, MRS*).

También conocida como superficie transgresiva (Posamentier y Vail, 1988), superficie top del lowstand (Vail *et al.*, 1991), superficie inicial transgresiva (Nummedal *et al.*, 1993), superficie transgresiva conformable (Embry, 1995) y superficie máxima de progradación (Emery y Myers, 1996). La superficie regresiva máxima presenta las siguientes características:

Se define a esta superficie relacionándola directamente con la curva transgresión-regresión, marcando los cambios en la regresión de la línea de costa a una transgresión subsecuente (Catuneanu, 1996; y Helland-Hansen y Martinsen, 1996). Por lo tanto, se puede decir que esta superficie separa a estratos progradantes que se encuentran por debajo de estratos retrogradantes. Este cambio de geometrías sucede cuando el nivel base asciende en la línea de costa y cuando este ascenso empieza a modificar la tasa de sedimentación. Como resultado de estos cambios en el nivel base, la superficie que representa el fin de la regresión se forma dentro de una sucesión agradacional, descansando sobre la parte superior de los estratos de una regresión normal lowstand y cubierta por los depósitos transgresivos llamados “fase de sello” (“healing phase”).

En el momento en el que las facies marinas transgresivas desaparecen, la parte marina de la mrs va a ser reemplazada por la mfs. Pemberton y MacEachern, (1995); Savdra (1995); mencionan que la discordancia formada por esta transición de superficies (MRS a MFS) va a ser preservada como un suelo endurecido (hardground) o como un firmground, dependiendo de la cantidad de erosión y / o de la litificación sinsedimentaria colonizada por icnofacies de *Glossifungites* y *Trypanites*.

La MRS, podrá desarrollarse como un contacto estratigráfico discreto a lo largo de prácticamente toda la cuenca sedimentaria, de ambientes que pueden ir de marinos a costero y fluviales.

1.7.5.3.4.7 Superficie transgresiva erosiva en canales (*Transgressive Ravinement Surface, TRS*).

Esta superficie esta “pulida” (scour) por la acción de la corriente y de la marea durante el cambio de la línea de costa hacia la parte continental. En la mayoría de los casos los dos tipos de trs (la trs generada por oleaje y la trs generada por marea) se encuentran sobrepuestas y cubiertas por materiales acumulados en la orilla de forma transgresiva (onlap costero). Dependiendo del grado de la erosión del canal durante la transgresión, las facies de playa y las fluviales subyacentes podrían no preservarse, provocando que las facies que puedan encontrarse en la parte inferior de la trs sean muy variables (pueden ir de fluviales a costeras o de aguas someras). Sin embargo, una constante de esta superficie, es el hecho de que en la parte superior se encontraran facies de aguas someras.

La trs permite tener las condiciones favorables para la conservación de estratos controlados por icnofacies. Dependiendo de qué factor influye más (la abracion de marea u oleaje) y de la naturaleza de las facies que están sujetas a la erosión, la trs puede ser definida como un suelo firme (Icnofacies de Glossifungites), superficie endurecida (icnofacies de Trypanites) o superficies con madera (icnofacies de Teredolites).

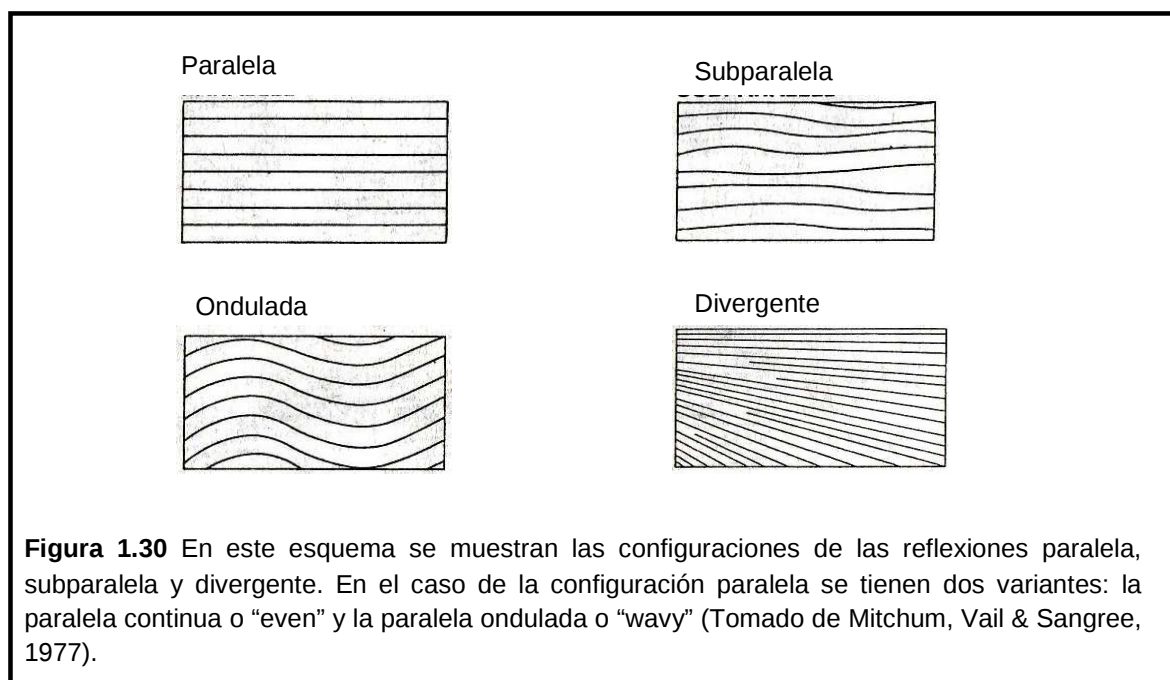
1.7.5.3.5 Tipos de facies sísmicas.

1.7.5.3.5.1 Paralela

Las configuraciones paralelas pueden ocurrir en varias formas externas, pero las más comunes son en lamina, lamina revestida (sheet drape) y unidades rellenas. Las subdivisiones de esta configuración están basadas en variaciones de otros parámetros sísmicos como la amplitud, la continuidad o el ciclo de la amplitud. Se forman en ambientes sedimentarios donde las condiciones uniformes sobre una superficie estable o que presenta subsidencia uniforme al igual que el depósito. Este tipo de facies se presentan comúnmente en ambientes de plataforma (Figura 1.30).

1.7.5.3.5.2 Divergente.

Esta configuración en las reflexiones está caracterizada por una unidad en forma de cuña en la cual el espesor lateral esta completado por el espesor de los ciclos de las reflexiones individuales dentro de la unidad como el toplap o erosión en la cima o base. Estas terminaciones se deben probablemente al adelgazamiento progresivo del estrato más allá de la resolución de la herramienta sísmica; se caracteriza por su variación lateral en la tasa de sedimentación, inclinación progresiva o una combinación de ambas (Figura 1.30).



1.7.5.3.5.3 Reflexiones progradantes.

Existen configuraciones de reflexiones todavía más complejas, interpretadas como paquetes de estratos, en los cuales el depósito significativo es debido al crecimiento lateral o progradante. Los patrones de progradación, tales como sigmoide, oblicuo, complejo, de tejado (shingled) y hummocky, se forman a través de un desarrollo lateral progresivo de una superficie de talud con ángulos moderados, llamados clinoformas, siendo una de las características más comunes de depósito.

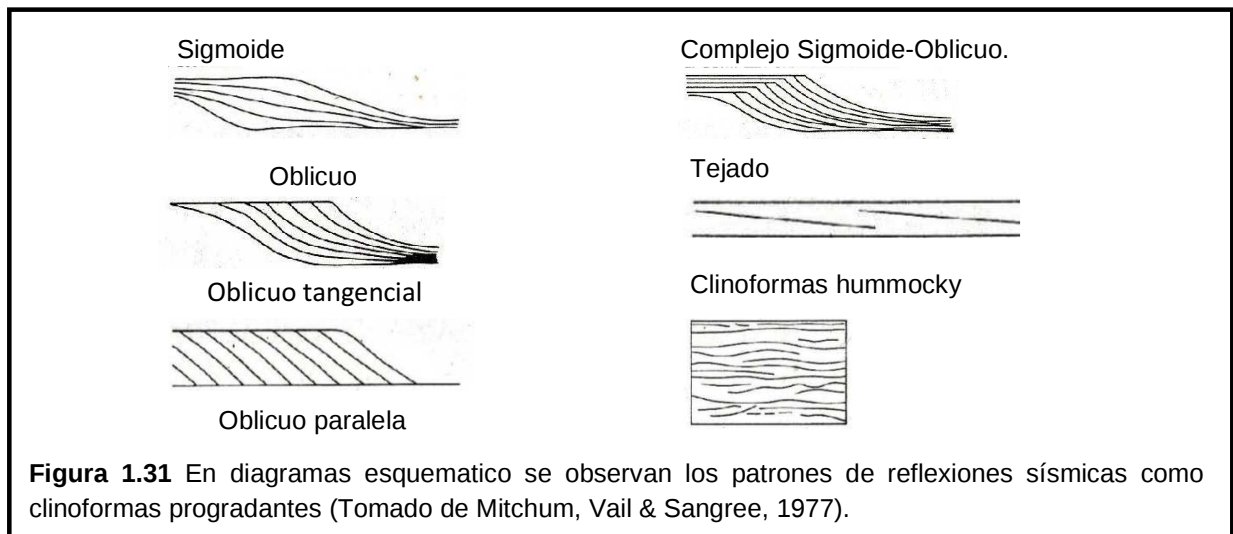
La diferencia en los patrones de las clinoformas se debe en gran parte a las variaciones en la tasa de depósito o en la batimetría; una variedad en las características del ambiente también puede ser posible. Se puede dividir a la clinoforma en tres partes, superior, media e inferior, siempre y cuando los patrones de depósito haya sido en aguas someras; la parte inferior tendrá un echado moderado hacia la parte profunda (Rich's, 1951).

Oblicua: son interpretadas como clinoformas progradantes que consisten idealmente de varios estratos con pendientes grandes, terminando echado arriba por un toplap cerca de una superficie superior plana; echado abajo tiene terminación downlap contra la superficie inferior. Llega a adelgazarse lateralmente en la parte inferior o "bottomset" del estrato o terminar abruptamente en la superficie en ángulos relativamente grandes. Se forma a partir de una superficie relativamente constante caracterizada por la falta de estratos topset y por terminaciones pronunciadas de toplaps de estratos foreset.

Los echados deposicionales son particularmente más altos que las configuraciones sigmoides y se aproximan a 10 grados, que se origina por el crecimiento progresivo hacia aguas más profundas sobre una superficie inclinada; la cima de la configuración oblicua corresponde a los ambientes de aguas someras de alta energía como puede ser la llanura deltaica (Figura 1.31). Este tipo de facie sísmica se divide en dos:

Oblicua paralela: las pendientes pronunciadas relativamente paralelas del estrato foreset terminan echado abajo a grandes ángulos por downlap contra la superficie inferior. En secciones paralelas al rumbo del depósito las reflexiones en estas facies sísmicas podrán variar de paralelas a oblicuas de bajo ángulo o en su defecto a sigmoides progradacionales, posiblemente con pequeñas configuraciones de relleno de canal.

La configuración progradacional oblicua implica condiciones de depósitos con combinaciones de aporte sedimentario alto, con poca o baja subsidencia, un nivel del mar estable que permite que se rellene rápidamente la cuenca o que exista un bypass sedimentario en la superficie superior del depósito; estas condiciones indican un alto aporte de sedimento y poca o ninguna subsidencia, con un nivel del mar estable (Figura 1.31).



Oblicua tangencial: la pendiente decrece gradualmente en porciones cortas de los estratos, formando estratos cóncavos hacia arriba que pasan hacia pendientes suaves en la parte inferior o “bottomset” del estrato. Las reflexiones sísmicas terminan tangencialmente contra el límite inferior presentando downlap real o aparente, por lo que en los perfiles sísmicos se tienen capas de foreset y bottomset muy comunes en un ambiente deltaico. No se observan capas topset (Figura 1.31).

Sigmoide: Es un patrón clinoforme progradante formado por la superposición de reflexiones en forma de S interpretados como estratos con pendientes pequeñas por arriba y por debajo de los segmentos; son más gruesas y con un mayor grado de pendiente en los segmentos medios. La parte superior del estrato tiene pequeños ángulos en su echado y son concordantes con la superficie superior en la parte media más ancha, en donde se forman lentes superpuestos para permitir lentes más jóvenes que serán desplazados lateralmente en la dirección en que el echado disminuye, formando patrones progradantes. La parte inferior de este segmento se aproxima a la superficie inferior con ángulos bajos y las secciones sísmicas muestran terminaciones downlap reales y aparentes. La característica más distintiva de este tipo de reflexiones sigmoides es el interpretar paralelismo y concordancia con los estratos superiores, lo que corresponde con un crecimiento continuo hacia arriba (agradación de los segmentos superiores que coinciden con la progradación de los segmentos medios). Se puede ver como una progradación con poco aporte sedimentario, una subsidencia rápida en la cuenca o se puede deber a que el nivel del mar se eleva rápidamente. Se presenta en ambientes de baja energía de depósito y con subsidencia continua. Puede depositarse en aguas profundas y generalmente hay escasez de arena (Figura 1.31).

Complejo sigmoide-oblicuo: son patrones de clinoformas progradantes que consisten en la alternancia de reflexiones sigmoides y oblicuas dentro de una misma unidad de facie sísmica. La parte superior de este segmento (topset), se caracteriza por una alternancia compleja de topset horizontales sigmoides y por segmentos oblicuos que terminan en toplap. Este tipo de complejo sigmoide-oblicuo implica una historia estratigráfica donde hubo alternancia de crecimiento y depósito bypass en la parte superior o “topset” (Figura 1.31).

Este tipo de configuración nos muestra segmentos cortos de toplaps dentro de las secuencias sísmicas más que en su límite superior. Estos breves segmentos nos indican un numero de secuencias deposicionales de corta escala, en los cuales sus límites están por debajo de la resolución sísmica. Estas unidades de pequeña escala se interpretan como discretos lóbulos (lobes) en la unidad de depósito.

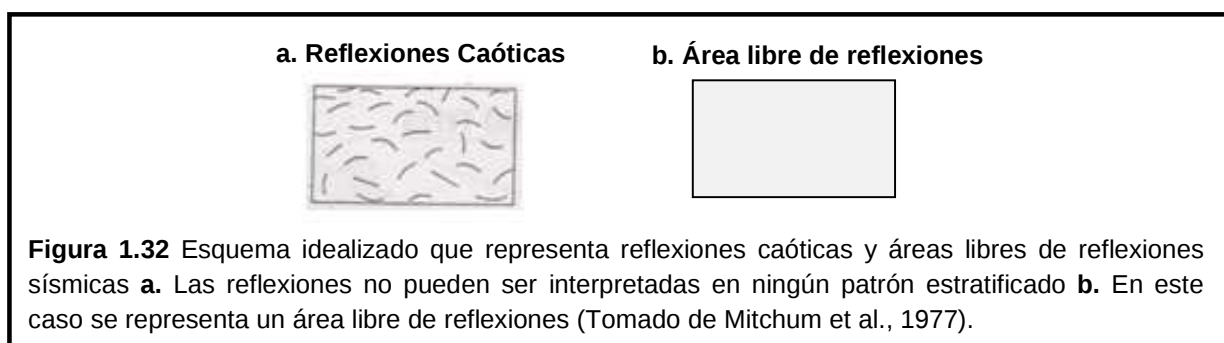
Cliñoformas hummocky: consisten de segmentos irregulares discontinuos subparalelos que forman un patrón hummocky al azar, marcado por la terminación de reflexiones no muy bien definidas. El relieve es bajo y se aproxima al límite de la resolución sísmica. Este tipo de patrón varía lateralmente a patrones de cliñoformas más largos y mejor definidos, mientras que verticalmente hacia arriba se van convirtiendo a reflexiones paralelas. Se interpreta generalmente como estratos formando pequeñas e interconectadas cliñoformas lobuladas desarrolladas en aguas someras en la parte del prodelta o en la parte inter deltaica (Figura 1.31).

1.7.5.3.5.4 Caótica.

Los patrones caóticos son discontinuos con las reflexiones discordantes que sugieren un desorden en el acomodamiento de las superficies de las reflexiones. Son interpretados como estratos depositados en ambientes variables y de alta energía o se interpretan como estratos inicialmente continuos que han sido deformados hasta perderse la continuidad. Algunas de estas reflexiones caóticas pueden interpretarse como características originales del estrato reconocibles después de la deformación penecontemporánea. Otros patrones están tan desordenados que las reflexiones a través de una parte significativa de la secuencia no pueden ser interpretadas en un patrón reconocible de la configuración del estrato. Estructuras de slumps penecontemporáneos, canales de corte y relleno y zonas con altos fallamientos y plegamientos pueden tener expresiones sísmicas caóticas. Este tipo de facie sísmica se deposita en ambientes de alta energía, la estratificación se debe a la variabilidad de depósito o a algún tipo de deformación posterior al depósito (Figura 1.32).

1.7.5.3.5.5 Ausencia de facies.

Se caracterizan por geometrías homogéneas, no estratificadas o unidades geológicas de grandes pendientes, pueden estar representadas esencialmente como áreas libres de reflexiones. Por ejemplo amplias masas ígneas, carbonatos masivos, estructuras salinas, lutitas homogéneas de grandes espesores y también en areniscas; es característico de un ambiente clástico uniforme (Figura 1.32).



1.7.5.3.6 Tipos de formas externas en las facies sísmicas.

El entendimiento en las formas externas en tres dimensiones y en la asociación de las facies sísmicas es muy importante, a continuación se describen las formas externas:

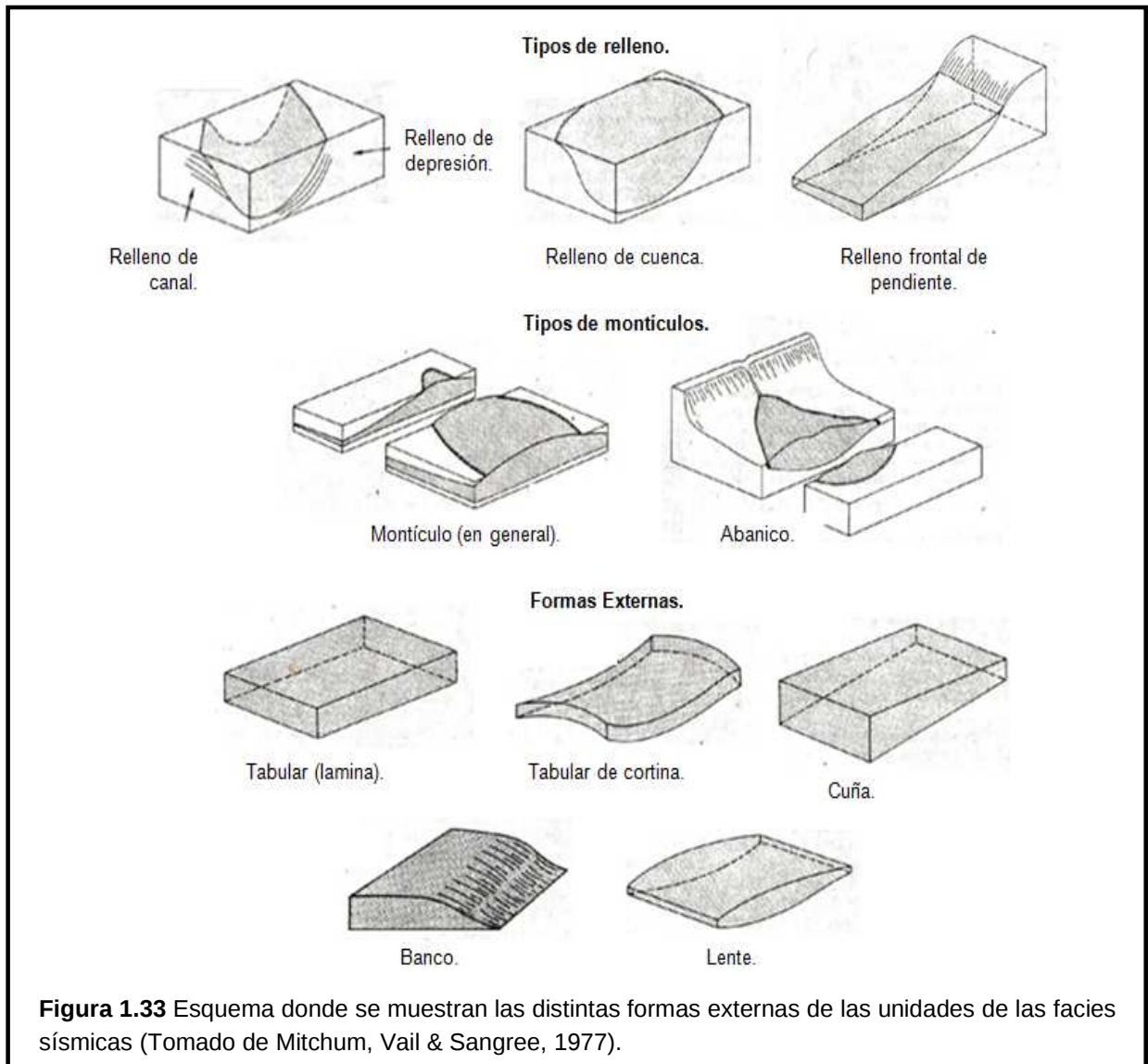
Las formas tabulares (lamina), cuñas y bancos pueden ser largos y son las facies sísmicas más comunes en la plataforma. Una variedad de patrones paralelos, divergentes y progradantes se pueden apreciar en la configuración interna de estas unidades (Mitchum, Vail & Sangree, 1977). Las laminas sobrepuestas (sheet drape) consisten por lo general de reflexiones paralelas interpretadas como estratos sobrepuestos (draped) sobre la topografía subyacente en un patrón uniforme, de baja energía y de un depósito de aguas profundas independientes del relieve del fondo (Figura 1.33). Los lentes pueden ocurrir en diferentes asociaciones de facies sísmicas, las más comunes son aquellas unidades de facies con clinoformas progradantes (oblicua, sigmoide hummocky, de tejado, etc.). Los montículos y rellenos son considerados, un mismo grupo de formas sísmicas, derivados de estratos con diversos orígenes, formando prominencias o rellenando depresiones sobre las superficies de depósito.

Los montículos se interpretan como estratos que forman elevaciones que se encuentran a un nivel superior que el de los estratos adyacentes. Algunos de estos montículos se originaron por los procesos deposicionales clásticos o también se puede dar el caso de que sea por crecimiento orgánico. Las terminaciones sísmicas de los montículos están caracterizadas por onlap o downlap de los estratos suprayacentes que se encuentran rellenando alrededor del montículo (Figura 1.33).

La forma de montículo se puede relacionar con alguna de las siguientes génesis: abanicos de aguas profundas (abanicos submarinos), lóbulos, slumps, depósitos de contourite, arrecifes o crecimientos carbonatados y volcanes de lodo (volcanic piles). En algunos casos el tamaño de los montículos es chico para la resolución sísmica, por lo que se aprecian patrones hummocky o monticular (Mitchum, Vail & Sangree, 1977).

Reflexiones de relleno: son aquellas interpretadas como estratos que rellenan relieves negativos, donde las reflexiones subyacentes pueden mostrar truncamiento erosivo o concordancia a lo largo de la superficie basal de la unidad de relleno. Estas unidades de relleno se les clasifica por su forma externa (canales de relleno, depresiones rellenas o "trough fill", cuencas rellenas y rellenos de pendiente frontal o "slope-front fill"), (Figura 1.33).

Las reflexiones de relleno representan estructuras que pueden tener una variedad de orígenes tales como canales erosivos, rellenos de cañones, estructuras de depresiones rellenas o "structural-trough fills", abanicos, slumps, etc (Mitchum, Vail & Sangree, 1977).



1.7.5.3.6.1 Interpretación sísmica de los depósitos de facies clásticas.

La interpretación de las facies de depósito arena-arcilla con las reflexiones sísmicas, está basada en el procedimiento llamado análisis de facies sísmicas. Cada uno de los parámetros de las reflexiones sísmicas contiene información con gran valor estratigráfico (Sangree & Widmier, 1977).

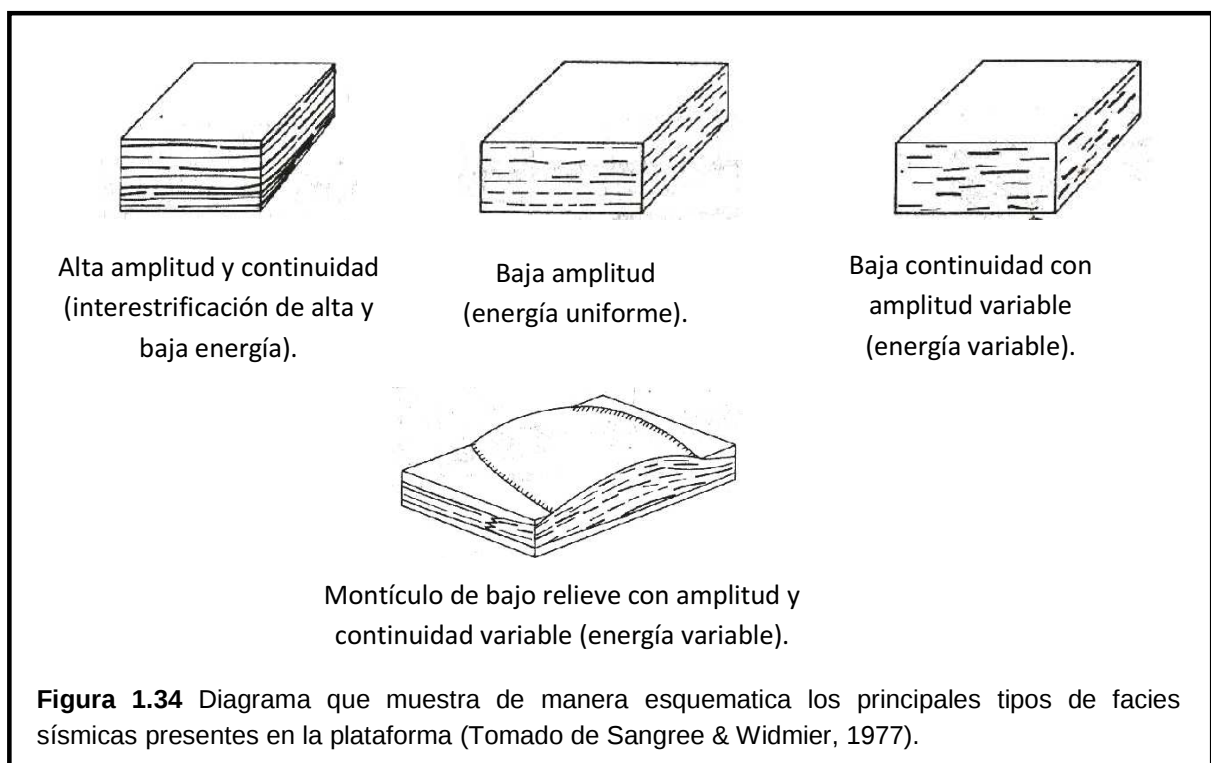
Facies sísmicas de plataforma.

Normalmente van de ambientes neríticos a continentales. Los sedimentos tienden a depositarse en forma paralela a divergente bastante moderada, tienen forma externa tabular de o cuña. Las reflexiones son normalmente concordantes en la cima y varían

de concordantes a moderadamente onlap; ocasionalmente presenta terminaciones tipo downlap en la base.

La continuidad alta de las reflexiones en este tipo de facies sugiere depósitos continuos de estratos depositados en un ambiente amplio y uniforme (Figura 1.34). Las amplitudes altas en las reflexiones reflejan una interestratificación de lutitas con estratos gruesos de areniscas, limolitas o rocas carbonatadas (Sangree & Widmier, 1977).

Los sedimentos depositados por corrientes fluviales son generalmente poco continuas a comparación de los sedimentos depositados bajo condiciones marítimas. Las facies sísmicas de limite están caracterizadas por reflexiones de continuidad lateral pobre y discontinuas, de amplitud alta, muy común en sedimentos no-marinos (Figura 1.34).



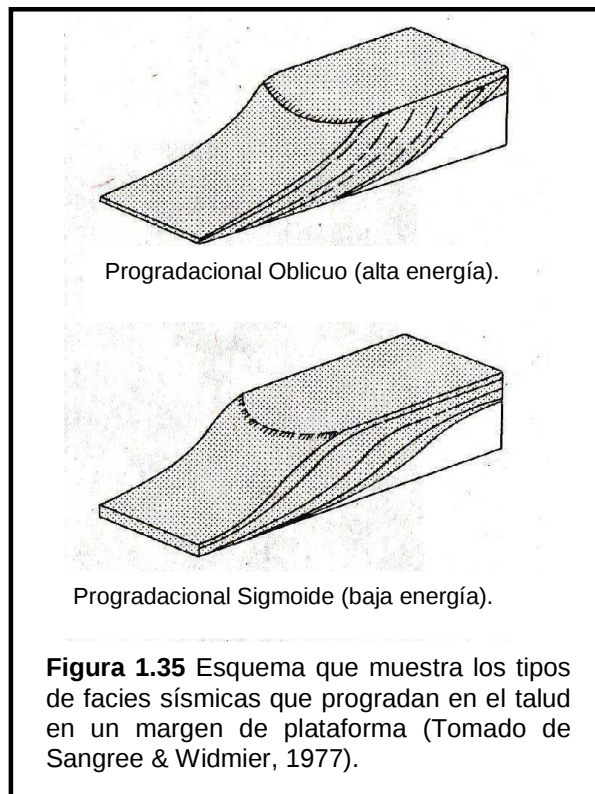
Las facies sísmicas de baja continuidad y de amplitud variable pueden tener la forma externa de hojas amplias o pueden mostrar acuñamiento con terminaciones onlap en la base donde el aporte de sedimento es suficiente para rellenar rápidamente a la cuenca que esta subduciendo (Sangree & Widmier, 1977).

Facies de márgenes de plataforma y talud progradante (prograded-slope).

Se reconocen principalmente dos tipos de facies: oblicua-progradacional y la sigmoide-progradacional (Figura 1.35); ambas se caracterizan por terminaciones downlap en la base. Las terminaciones downlap representan el sedimento que se agrega de ambientes relativamente someros hacia ambientes relativamente profundos. La parte

superior de estos patrones muestran sedimentos depositados en ambientes neríticos y fluviales.

Las facies oblicuas-progradacionales representan por lo general ambiente de alta energía ubicados en la parte superior de la pendiente, se distinguen por tener terminaciones toplat cerca o en la superficie superior y en la base tiene terminaciones downlap (Figura 1.35); se tienen hasta 10° en la pendiente de depósito. Ocurren depósitos paralelos al rumbo de depósito por lo que las reflexiones pueden ser paralelas o pueden mostrar patrones oblicuos o sigmoides de bajo ángulo. Los estudios que se han hecho en las facies del delta indican que se depositaron en un ambiente estable de nivel del mar o donde el aumento del nivel del mar fue mínimo. Este tipo de patrones sísmicos son característicos de ambientes de delta dominados por el río y por sedimentos asociados a las planicies costeras (Sangree & Widmier, 1977).

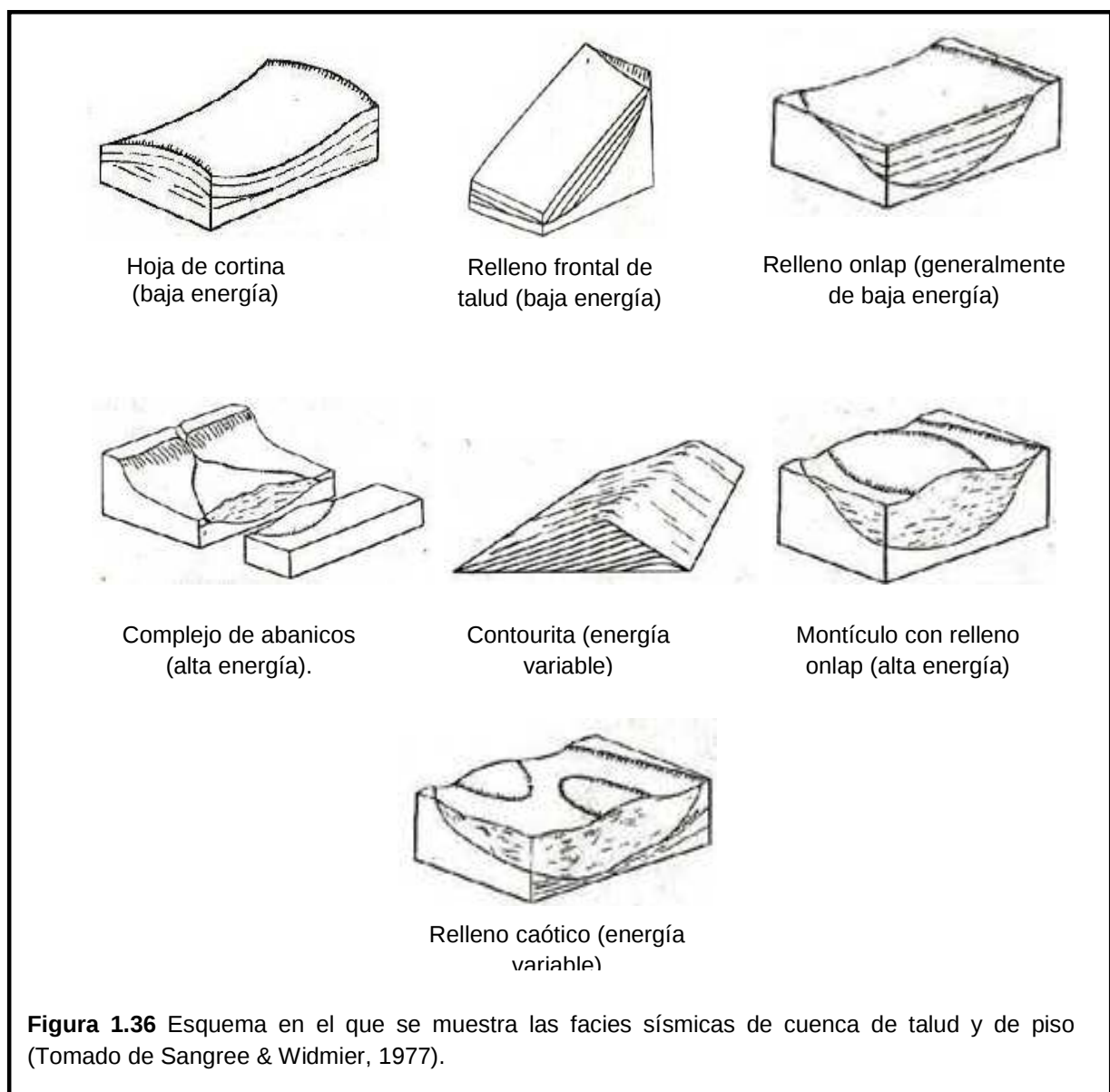


Las facies sigmoides-progradantes se caracterizan por tener forma de S, donde las reflexiones tienen terminaciones tipo downlap en la base y son concordantes en la cima (Figura 1.35). En las líneas sísmicas paralelas con el rumbo de depósito, estas reflexiones son comúnmente paralelas y concordantes con los límites de esta unidad. Los sedimentos clásticos de grano fino dominan este tipo de facies y son parecidos a los depósitos de corriente de baja energía de las turbiditas como depósitos hemipelágicos. Generalmente las facies sigmoides-progradacionales forman lentes, elongadamente paralelos al rumbo de depósito; este tipo de unidades cubren facies caóticas y de relleno.

Facies sísmicas de cuenca-talud y piso de cuenca.

Las facies sísmicas que dominan a estos dos ambientes son: facies sísmicas tabulares o laminares (sheet drape), facies sísmicas de rellenos de talud frontal, facies sísmicas de montículo, facies sísmicas de montículo-countourite, facies sísmicas caóticas, etc. (Figura 1.36).

Este tipo de facies se puede encontrar desde el piso de la cuenca hasta el talud y son depositados por lo general por turbiditas alta energía y procesos de transporte de masa. Es muy común encontrar fauna de agua somera en los núcleos de todo tipo de facies caóticas (Sangree & Widmier, 1977).



Hay dos características muy importantes que nos van a indicar que es un ambiente de alta energía, estas son el incremento en la irregularidad de los patrones de reflexiones, así como también de sus características y la forma externa de montículo.

En las facies tabulares se encuentran reflexiones paralelas que cubren la topografía mostrando únicamente cambios graduales en los espesores, lo que sugiere un depósito uniforme independiente del relieve topográfico (Figura 1.36).

Son facies que muestran reflexiones paralelas amplias, delgadas y que son concordantes a la cima y base. La amplitud puede variar aunque muy poco debido a la homogeneidad en la litología. Se encuentran interestratificadas arcillas hemipelagicas, ooides con turbiditas y secuencias formadas por movimientos de masa compuestos de arenas (Sangree & Widmier, 1977).

En las facies de rellenos en el frente del talud (Slope-Front Fill Facies), son de baja energía, por lo que se tienen reflexiones paralelas y subparalelas. A pesar de que los datos sísmicos se limitan en la dirección del rumbo, estas facies parecen indicar pendientes características de abanicos submarinos. Los sedimentos más abundantes en estas facies son arcillas de grano fino y limos. Entre más paralelas sean las reflexiones serán más finos los sedimentos (Figura 1.36).

En las facies sísmicas "Onlapping-Fill" no se tienen las características de los montículos con terminaciones onlap y facies rellenas de reflexiones caóticas. En este tipo de facies se tienen patrones paralelos y con divergencias moderadas, así como también alta continuidad y una amplitud variable (Figura 1.36).

En las facies sísmicas de montículo de energía variable, se tiene que se formaron en ambientes de tipo: complejo de abanicos, montículos de contourite y slumps. En el complejo de abanicos se tiene la forma externa de abanico con una configuración interna en sus reflexiones del tipo paralela, divergente, caótica e inclusive una configuración interna libre de reflexiones. Este tipo de abanicos cuentan con areniscas que pueden formar buenos reservorios. Las facies sísmicas de los montículos de contourites presentan rasgos elongados que se asemejan a dunas (Figura 1.36), los patrones asimétricos dentro de estas unidades indican redeposito por corrientes unidireccionales. La continuidad es buena sin embargo se puede ver afectada por procesos de slump y de abrasión (Sangree & Widmier, 1977).

Las facies sísmicas sobrepuestas (Mounded Onlapping-Fill), de energía alta se caracterizan por tener forma de montículo y terminaciones onlap alejados de las topografías bajas. Las reflexiones internas son paralelas irregulares a divergentes y tienden a ser discontinuas (Figura 1.36); la amplitud es variable y tiende a disminuir al mismo tiempo que la continuidad. Las facies sísmicas sobrepuestas (Mounded Onlapping-Fill), son intermedias a las facies de relleno caótico y a las facies "Onlapping-Fill". La naturaleza "onlapping" de este tipo de facies junto con la capacidad de rellenar de manera selectiva las partes con topografía baja, sugieren un depósito controlado por la gravedad en dirección al flujo (Hersey, 1965). Los patrones discontinuos e irregulares representan depósitos formados por turbiditas de alta velocidad.

La facies de rellenos caóticos depositados en un ambiente de energía variable, están caracterizados por tener forma externa de montículo y por tener patrones internos contraídos y discordantes a subparalelos ondulados (Figura 1.36). Se interpreta que los depósitos slump y las turbiditas de alta energía son los responsables de crear este tipo de facies sísmicas. Las reflexiones internas contraídas o deformadas son resultado del plegamiento de estratos que al momento de ser transportados en masa a través del talud muestran cierta coherencia en el tipo de material (Sangree & Widmier, 1977).

1.7.5.3.7 Reconocimiento sísmico de las secuencias de carbonatos (carbonate buildup).

Las secuencias de carbonatos, incluyendo arrecifes y bancos, forma importantes trampas estratigráficas que en muchos casos tienen reservas de hidrocarburos en varias partes del mundo, como ejemplo se tienen los Estados Unidos, Canadá, Norte de África, Sureste de Asia, Medio Este y México. Su reconocimiento y adecuada interpretación son importantes porque las variaciones en las características de los reservorios de los estratos y su asociación con otro tipo de litologías condiciona la calidad de la trampa.

La estratigrafía sísmica en carbonatos se incrementa considerando la geometría, el contraste en la litología, la velocidad del intervalo, densidad, y las características de la estratificación entre los carbonatos y los estratos que lo envuelven (Bubb & Hatlelid, 1977).

Arrecifes y bancos calcareos.

El término de acumulación de carbonatos (carbonate buildup), se refiere a cualquier depósito sedimentario de carbonatos, siempre y cuando formen características batimétricas positivas (Bubb & Hatlelid, 1977). Por otro lado el término de banco se refiere a las implicaciones genéticas, denotan una acumulación batimétrica sedimentaria positiva formada por el crecimiento de organismos que no forman una estructura rígida y pueden tener la forma de bioherma o biostroma. Por el contrario el término de arrecife se emplea a aquellas estructuras formadas por organismos sedentarios que forman una estructura rígida y que comúnmente presentan la forma de bioherma (Cumings, 1932), es decir son montículos o lentes de origen orgánico que son discordantes litológicamente a los depósitos de alrededor.

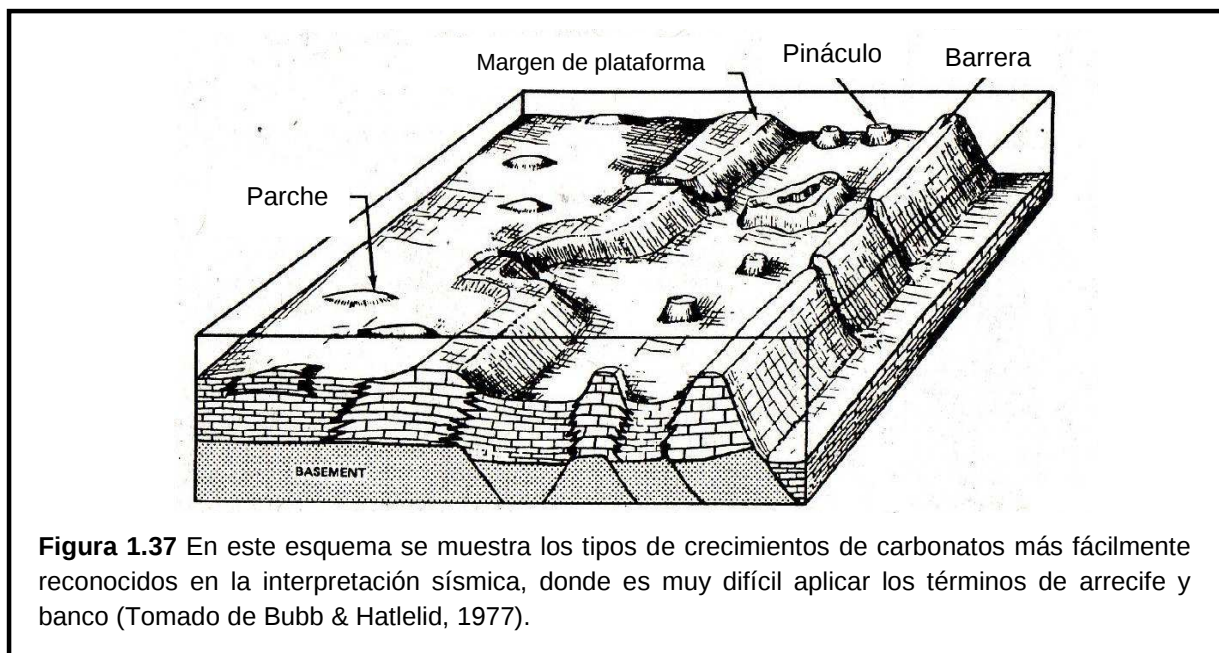
Para los propósitos del análisis sísmico se dividió a las acumulaciones de carbonatos en cuatro tipos, acumulaciones de barrera con forma lineal y que están rodeadas por ambos lados de aguas relativamente profundas durante el depósito.

La acumulación en pináculo que se caracteriza por tener una forma equidimensional y durante su depósito está rodeado de aguas relativamente profundas.

Las acumulaciones en el margen de plataforma son lineales y por un lado se tienen aguas someras y por el otro lado aguas profundas. Finalmente la acumulación en parche se forma en aguas someras (Bubb & Hatlelid, 1977), (Figura 1.37).

1.7.5.3.7.1 Criterio para el reconocimiento de las acumulaciones de carbonatos en las secciones sísmicas.

Para una buena interpretación en carbonatos se incluyen los parámetros sísmicos que delinean de manera directa o indirecta (se infiere) a las acumulaciones. Para que el estudio de los criterios directos se facilite Bubb & Hatlelid (1977), los dividieron en dos.



En los límites del depósito, la configuración va a definir el límite de la acumulación, esto incluye las reflexiones en la cima, los lados y la terminación tipo onlap en las reflexiones que se encuentran por encima de la acumulación de los carbonatos (Figura 1.38).

El segundo criterio directo, son los cambios en las facies sísmicas y estos cambios pueden ocurrir en la amplitud, frecuencia o continuidad en las reflexiones dentro de las acumulaciones de carbonatos y los estratos adyacentes (Figura 1.38).

Los criterios indirectos se han dividido en 4 tipos: cubrimiento, anomalías en la velocidad, falsos eventos y geometría de la cuenca.

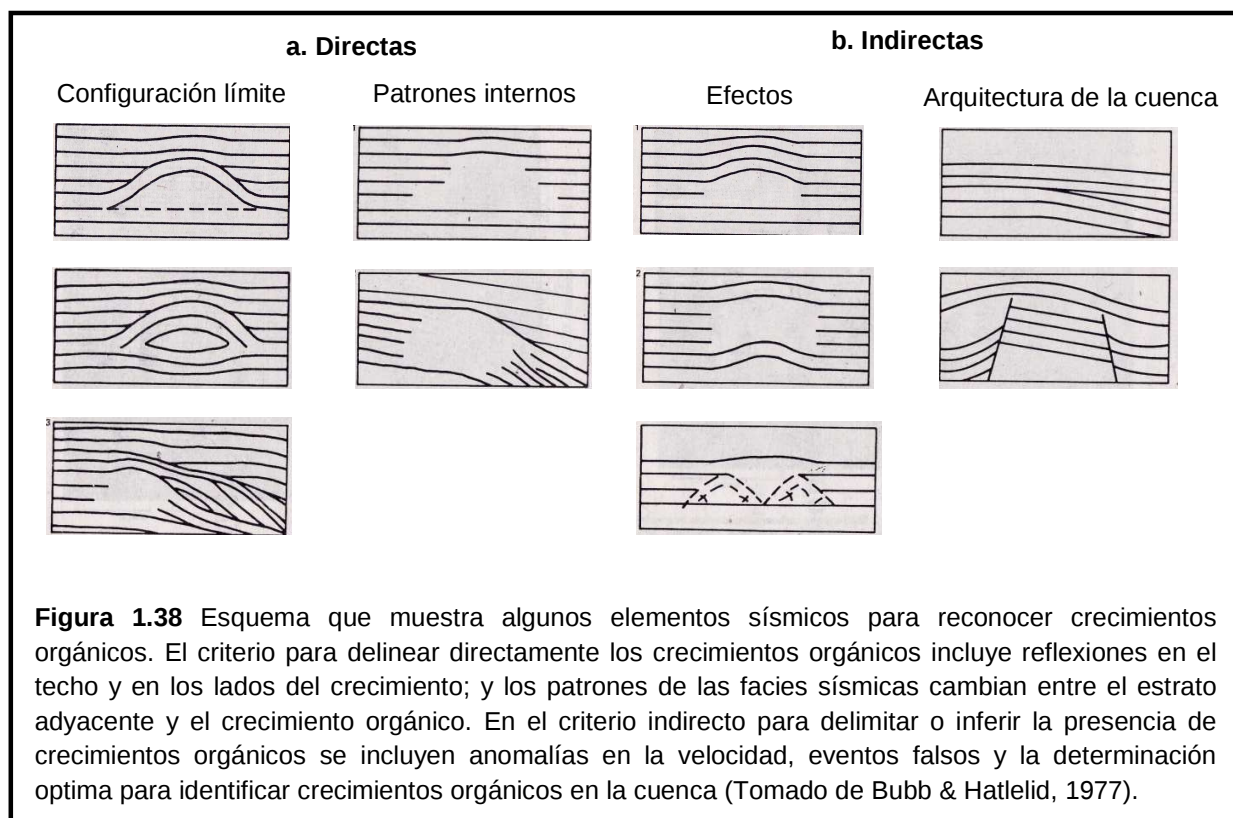
En el criterio de cubrimiento se tiene que las reflexiones ocurren sobre las acumulaciones de los carbonatos debido a que hay una compactación diferencial en los estratos de carbonatos y el medio que los rodea. Este efecto termina conforme nos movemos en los estratos superiores (Figura 1.38).

En el criterio basado en las anomalías de la velocidad, se tiene que un contraste muy marcado en la velocidad, será resultado de las diferencias en los tiempos de viaje de las ondas a través de los estratos (Figura 1.38). La cantidad de velocidad anómala es directamente proporcional al contraste en el intervalo de la velocidad entre la acumulación de carbonatos y los estratos adyacentes, así como también el espesor de cada unidad (Bubb & Hatlelid, 1977).

El criterio de evento falso se va a reconocer porque los límites de las acumulaciones están marcados por terminaciones alrededor de los estratos o por cambios abruptos en la geometría interna de la estratificación (Figura 1.38).

En la arquitectura de la cuenca se tienen algunos casos en los que las acumulaciones de carbonatos se van a inferir en ciertas zonas a lo largo del perfil sísmico, basándonos en la sísmica y otras evidencias geológicas de la arquitectura de la cuenca (Bubb & Hatlelid, 1977).

Comúnmente las reflexiones sísmicas interpretadas como acumulaciones de carbonatos no son únicas y pueden exhibir otras características geológicas similares en tamaño y forma (intrusiones salinas, pillow lavas, intrusiones ígneas, conos volcánicos, superficies de discordancia y depósitos tipo slump).



Capítulo II

Geología Regional

2.1 Marco geológico regional.

El marco geológico regional de la Sonda de Campeche está controlado por una serie de los elementos tectónicos que interactuaron en diferentes tiempos en el sureste mexicano y que condicionaron la evolución del Golfo de México (Figura 2.1).

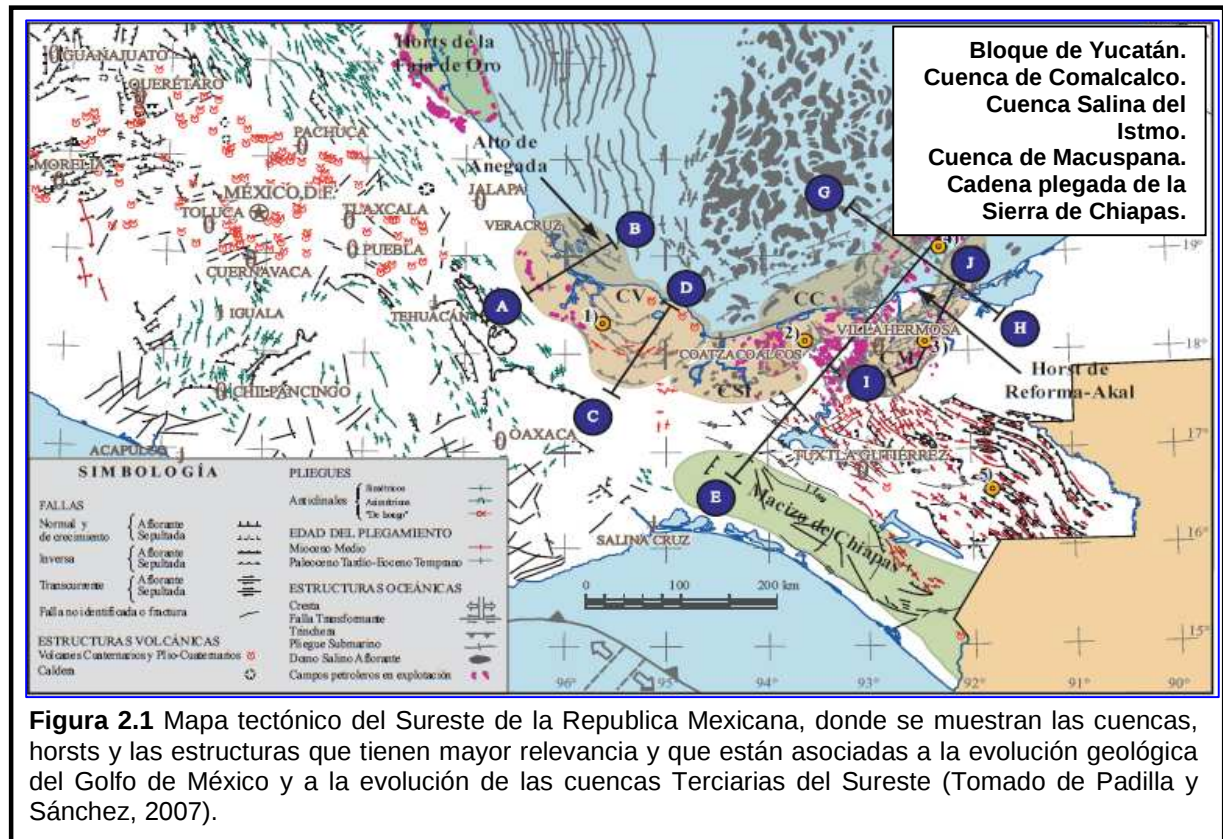


Figura 2.1 Mapa tectónico del Sureste de la República Mexicana, donde se muestran las cuencas, horsts y las estructuras que tienen mayor relevancia y que están asociadas a la evolución geológica del Golfo de México y a la evolución de las cuencas Terciarias del Sureste (Tomado de Padilla y Sánchez, 2007).

Sobre estos elementos ocurrieron varios y diversos eventos sedimentológicos, estratigráficos y estructurales, todos estos relacionados con la evolución del Golfo de México desde el Jurásico hasta el reciente.

A continuación se describen las principales características de los elementos tectónicos estructurales con mayor relación con la Sonda de Campeche:

2.1.1 Bloque de Yucatán.

Es un paleóelemento que tuvo gran influencia en la apertura del Golfo de México, su dinámica permitió la delimitación de los depósitos salinos (Cretácico-Oxfordiano), después actuó como contrafuerte en los procesos de deformación que fueron ocasionados por los esfuerzos (Cretácico Superior hasta la actualidad). Este elemento se distingue porque en el Cretácico Inferior y Superior predominaron ambientes sedimentarios someros con depósitos de carbonatos (Angeles-Aquino, 1992).

2.1.2 Plataforma de Yucatán.

La Plataforma de Yucatán forma el foreland de la Sierra de Chiapas. Es un área relativamente estable que incluye la parte alejada a la costa del Banco de Campeche y parte de la Península de Yucatán. Ordoñez (1936), la define como un banco carbonatado extenso y prácticamente plano, mientras que en la Península de Yucatán se tienen relieves suaves y moderados (Meneses-Rocha, 2001).

Es un extenso banco carbonatado, que inicia su desarrollo desde el Mesozoico Temprano y que se extiende hasta el escarpe de Campeche, donde se tienen cuerpos salinos deformados y plegados en la parte occidental; estos han ido intrusionando a las secuencias mesozoicas y cenozoicas (Angeles-Aquino, 1992).

2.1.3 Sierra de Chiapas.

La Sierra de Chiapas se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta el límite fronterizo entre México-Guatemala; está limitado al sur por el Macizo de Chiapas y al norte por la Plataforma de Yucatán. Las estructuras expuestas están en dirección al Alto Reforma-Akal y a los depocentros neógenos de la costa del Golfo (Meneses-Rocha, 2001). Los diferentes estrilos estructurales, la edad de las rocas y su deformación permiten dividir a la Sierra de Chiapas en cuatro provincias tectónicas: Provincia de Fallas Transcurrentes, Provincias de Fallas Inversas, Sierra Monoclinal y el Anticlinorio Chicomusuelo.

El termino Sierra de Chiapas es equivalente a Pliegues Frontales usado por Álvarez (1958) y Sierra Madre Oriental de Chiapas usado por Dengo (1968). Fisiográficamente, es un elemento que incluye a las Montañas del Norte, las Planicies Altas, las Montañas del Este y la Depresión Central, todas éstas descritas por Mullerried (1949) y Helbig (1964).

Esta formado de rocas sedimentarias del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Es el resultado de la tectónica de movimientos de placas y esfuerzos compresivos (Serravaliano), creando un elemento orogénico compuesto a una cadena plegada y cabalgada; los pliegues se formaron por contracción de la terminación meridional de la Placa Norteamérica a través del sistema de fallas Motagua/Polochic. Los fallamientos se formaron por los movimientos de fallas laterales y por la subducción del Bloque de Chortis y la Placa de Cocos. La litología predominante son rocas carbonatadas del Jurasico Tardío-Paleógeno (Angeles-Aquino, 1992).

2.1.4 Macizo de Chiapas.

El Macizo de Chiapas es una cadena montañosa que se extiende de forma paralela a la planicie costera del Pacífico de Chiapas, desde el Istmo de Tehuantepec hasta el límite entre México-Guatemala (Meneses-Rocha, 2001). Fisiográficamente, corresponde con una provincia que se caracteriza por tener una topografía rugosa con altitudes que varían de los 25 m a los 3800 m (Volcán Tacaná). El Macizo de Chiapas está formado principalmente por rocas plutónicas ricas en sílice (granito) y en menor medida por

rocas metamórficas que varían en edad del Precámbrico. De acuerdo a Muehlberger & Ritchie (1975), la parte final sureste del Macizo de Chiapas está atravesado por la falla Polochic, una de las tres fallas mayores que cruzan el Núcleo de Centro América en la que se tiene una zona de cizalla entre la placa de América del Norte y la Placa del Caribe. Estos autores sugieren además, que el límite entre el Macizo de Chiapas y la planicie costera del Pacífico está controlado por una falla, ya que el contacto es recto. Esta falla fue estudiada por, quien la describe como una falla lateral izquierda con strike slip que se originó en el Mioceno Medio (Meneses-Rocha, 2001).

2.1.5 Horst Reforma-Akal.

El Horst Reforma-Akal, también llamado Alto Reforma-Akal, se encuentra ubicado entre las cuencas de Macuspana, Comalcalco y en la parte noreste de la Sierra de Chiapas. En el Horst de Reforma-Akal, actuaron esfuerzos compresionales con dirección noreste, también ocurrió flujo de un horizonte de sal calloviana, que ocasionó el levantamiento a ese sistema petrolero de anticlinales, fallados y en algunos casos cabalgados, que comprende dos de las provincias petroleras más importantes de México, la Sonda de Campeche y Chiapas-Tabasco (Meneses Rocha, 2001). Es aquí donde se da el 90% de la producción petrolera diaria del país. Dentro del continente está la provincia petrolera de Chiapas-Tabasco, donde la mayoría de los plays se encuentran en el Kimmeridgiano-Cretácico cuyas rocas presentan dolomitización y fracturamiento que permiten que exista la calidad suficiente para ser roca almacenadora.

La parte del Alto de Reforma-Akal ubicada fuera de la costa, se le conoce como Sonda de Campeche, una de las provincias petroleras más ricas del mundo; en esta provincia los campos petroleros se encuentran a una profundidad del océano menor a 100 m; los plays son carbonatos dolomitizados del Kimmeridgiano-Cretácico y brechas carbonatadas del Cretácico Superior-Paleoceno, así como también de areniscas del Oxfordiano dislocadas por fallas normales que cruzan la parte noreste de esta provincia (Angeles-Aquino et al., 1994). También se tiene un cinturón de pliegues con fallas inversas que están afectadas por fallas laterales más jóvenes en ambos plays, la halocinética ha jugado un rol muy importante en los estilos estructurales resultantes (Meneses Rocha, 2001).

2.1.6 Provincia de fallas transcurrentes (strike-slip).

Sánchez Montes de Oca (1979), interpreta que esta provincia corresponde con las montañas del Norte y las provincias fisiográficas de las planicies altas, la primera provincia ocupa la parte noreste de la Sierra de Chiapas y forma una topografía de valles y crestas con una dirección oeste-noreste y elevaciones que van de los 10 a los 2000 m. Las planicies altas forman la parte central de la Sierra de Chiapas y comprende montañas largas, con forma de bloque y valles con elevaciones que van de los 1000 a los 2860 m (Volcán Tzontehuitz).

La provincia de fallas transcurrentes (strike-slip) está formada por un conjunto de bloques levantados y hundidos limitados por una serie de fallas laterales transcurrentes izquierdas con contracción. En la parte noroeste se encuentran anticlinales echelon con

rocas del Cretácico Superior y del Paleógeno que se encuentran en las crestas; esta condición se observa en la mayoría de los bloques levantados. Mientras que las cuencas con fallas transcurrentes (strike-slips) donde se depositaron rocas Cenozoicas son divergentes o presentan un doble lineamiento.

Estratigráficamente esta provincia está caracterizada por discordancias locales y por cambios litológicos contrastantes que se presentan a través de lineamientos estructurales que indican tectonismo sindeposicional (Meneses Rocha, 2001). Basándose en la orientación de las fallas, esta provincia se puede dividir en tres áreas: el área oeste donde las fallas tienen una orientación variable, un área central donde las fallas tienen una dirección noreste y el área este donde las fallas tienen una dirección al oeste. En la zona oeste y central hay un desprendimiento al nivel de los depósitos salinos del Calloviano, mientras que la parte este contiene dos desprendimientos, uno en los depósitos salinos del Calloviano y otro en las anhidritas del Cretácico Inferior (Formación Coban).

Cuatro características principales indican los movimientos de deslizamiento sinistral en la mayoría de las fallas, estas características son: el patrón de grietas echelon asociadas a los pliegues, el movimiento del cabalgamiento de las fallas Tecpatán-Ocosingo y Tenejapa que cambian de dirección este a sur; las zonas de contracción y extensión se producen donde las fallas forman escalones a la izquierda y derecha, respectivamente; la última característica es una superficie estriada horizontal (Meneses Rocha, 2001).

2.1.7 Provincia de fallas inversas.

Esta provincia es equivalente a las provincias tectónicas Yaxchilan y Miramar descritas por Sánchez Montes de Oca (1979). Ocupa la porción este de la Sierra de Chiapas, extendiéndose desde Ocosingo hasta el Río Usumacinta. Fisiográficamente esta provincia corresponde con las Montañas del Este, que ocupan prácticamente toda la región este de la Sierra de Chiapas conocida como Selva Lacandona. Las montañas del Este consisten de largas y estrechas montañas plegadas con dirección noreste separada por valles estrechos; en general, estas montañas van decreciendo en altitud hacia el noreste de 2000 a 500 m a medida que se acerca al Río Usumacinta (Meneses-Rocha, 2001).

Esta provincia es una estructura elongada, convexas hacia el noreste, formada por largos y estrechos anticlinales dislocados a lo largo de sus flancos. Los pliegues en forma de caja (pliegues de desprendimiento) o grandes anticlinales asimétricos (pliegues de fallas de propagación) que no tienen una vergencia común en esta provincia; como se predice en varios modelos teóricos de Davis & Engelder (1985), en áreas donde se tienen cinturones de pliegues cabalgados (fold-thrust), se presenta una capa sobre el basamento salino. En los anticlinales de la porción central de esta provincia se exponen carbonatos del Cretácico Superior o Paleoceno-Eoceno Inferior, mientras que los terrígenos van a quedar expuestos en los sinclinales. Los pliegues de esta provincia están divididos principalmente en dos zonas de desprendimiento; el

primer nivel se encuentra en los depósitos salinos del Calloviano y el segundo en las anhidritas del Jurasico Superior-Cretácico (Meneses Rocha, 2001).

2.1.8 Sierra Monoclinal.

La Sierra Monoclinal corresponde fisiográficamente a la Depresión Central (una enorme planicie con rocas fracturadas que presenta pequeños cerros a través de los cuales el Río Grijalva fluye hacia el noroeste). Esta provincia separa al Macizo de Chiapas de la Provincia de Fallas Transcurrentes (Strike-slip fault Province) y a la Provincia de Fallas Inversas (Reverse-fault Province), por lo que se le puede dividir en región noroeste y sureste. La región noroeste está dislocada por dos fallas con dirección noroeste (Falla Quintana Roo y la Falla Uzpanapa-Las Flores), que tienen un echado hacia el suroeste (casi vertical). La estructura resultante es con escalones, en donde el bloque superior es el Bloque Cintalapa y el bloque inferior es el Bloque Ocozocoautla. En el Bloque Cintalapa quedan expuestas rocas graníticas del Macizo de Chiapas en la porción noroeste, mientras que en la parte sureste se encuentran rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias con edades que van del Paleozoico al Albiano-Cenomaniano (Meneses Rocha, 2001).

El Bloque Ocozocoautla es un bloque sin deformación aparente, cubierto de rocas sedimentarias con una edad que va del Jurasico Tardío al Albiano-Cenomaniano. Este bloque está separado de la Provincia de Fallas Transcurrentes (Strike-slip Fault Province), principalmente por la Falla La Venta-Grijalva. Las diferencias en los estilos de deformación y la paleogeografía entre los bloques adyacentes a la Falla La Venta-Grijalva sugieren que la falla tuvo actividad en el Jurásico Medio con influencia de la sal calloviana de Chiapas, lo que implica que se desarrolló antes o durante el depósito de sal (Meneses Rocha, 2001).

En la parte sureste de la región de la Sierra Monoclinal, los terrígenos de la Formación Todos Santos y los carbonatos del Cretácico Superior muestran un ligero echado hacia el noreste alejándose del Macizo de Chiapas. Movarec (1983) y Burkart et al. (1989), consideran que el límite entre el Macizo de Chiapas y las rocas sedimentarias del Mesozoico es por una falla con dirección noroeste (La Concordia), la cual tuvo dos periodos de actividad: una fase extensional con echado al noreste que provocó fallamiento normal en el Triásico Tardío-Jurasico Temprano y una fase con un echado hacia el suroeste y fallamiento inverso durante la Orogenia Laramide de edad Cretácico Tardío-Eoceno Temprano.

2.1.9 Anticlinorio Chicomuselo.

El Anticlinorio Chicomuselo ocupa cerca de 2000 km² de la porción sureste de la Sierra de Chiapas. El núcleo está formado por rocas paleozoicas; que presentan dos periodos de deformación en el núcleo, una ocurrida en el Misisipico Tardío-Pensilvanico Temprano responsable del metamorfismo de los sedimentos del Misisipico; el ultimo evento en el Pérmico que levanto y plegó las rocas sedimentarias paleozoicas (Hernández García, 1973). Los flancos del Anticlinorio Chicomuselo están constituidos por rocas mesozoicas. Esta provincia es equivalente a el anticlinorio Comalapa de

Burkart (1978, 1983) y Burkart et al. (1987), interpreta que hay una deformación laramídica también origino deformación por que los carbonatos están deformados y son de edad campaniana-maastrichtiana.

2.1.10 Cuencas Cenozoicas.

Se conforma por 4 cuencas (Comalcalco, Macuspana, Veracruz y Salina del Istmo), que presentan grandes depresiones rellenas de sedimentos terrígenos que fueron deformadas por el movimiento de la sal y por la orogenia chiapaneca que deformó las rocas entre el Oligoceno y Mioceno Inferior en el sureste de la República Mexicana.

Su mayor deformación ocurrió fue a inicios del Paleógeno, cuando se incrementan las interacciones entre el Bloque de Chortis, el Macizo Granítico de Chiapas, la Sierra de Chiapas y el Bloque de Yucatán. En el Mioceno Inferior se originaron plegamientos y fallamientos en la Sonda de Campeche resultado del choque entre las placas de Cocos, la del Caribe y la Placa Norteamericana.

La Sonda de Campeche tiene una sedimentología y estratigrafía que corresponde a secuencias sedimentarias de rocas calcáreo-arcillosas y carbonatadas del Mesozoico y por rocas terrígenas principalmente lutitas que empaquetan cuerpos delgados de areniscas del Cenozoico (Angeles-Aquino, 1992).

La fuente principal del aporte de sedimentos depositados durante el Mesozoico y todo el Cenozoico, fue la Plataforma de Yucatán (al norte del paleo Golfo de México) y la Cadena de Chiapas-Reforma-Akal (considerado paleo continente hasta el Jurásico Inferior).

Cabe señalar la presencia de horizontes de bentonita transportada por corrientes eólicas y acuáticas intercalada con lutitas y areniscas es muy notoria en el Cenozoico. Coexistiendo con los materiales clásticos se encuentran lodos calcáreos y fragmentos de calizas, producto de la erosión de la Plataforma de Yucatán, constituyendo capas delgadas de detritos de carbonatos o como cemento de las rocas terrígenas (Angeles-Aquino, 1992).

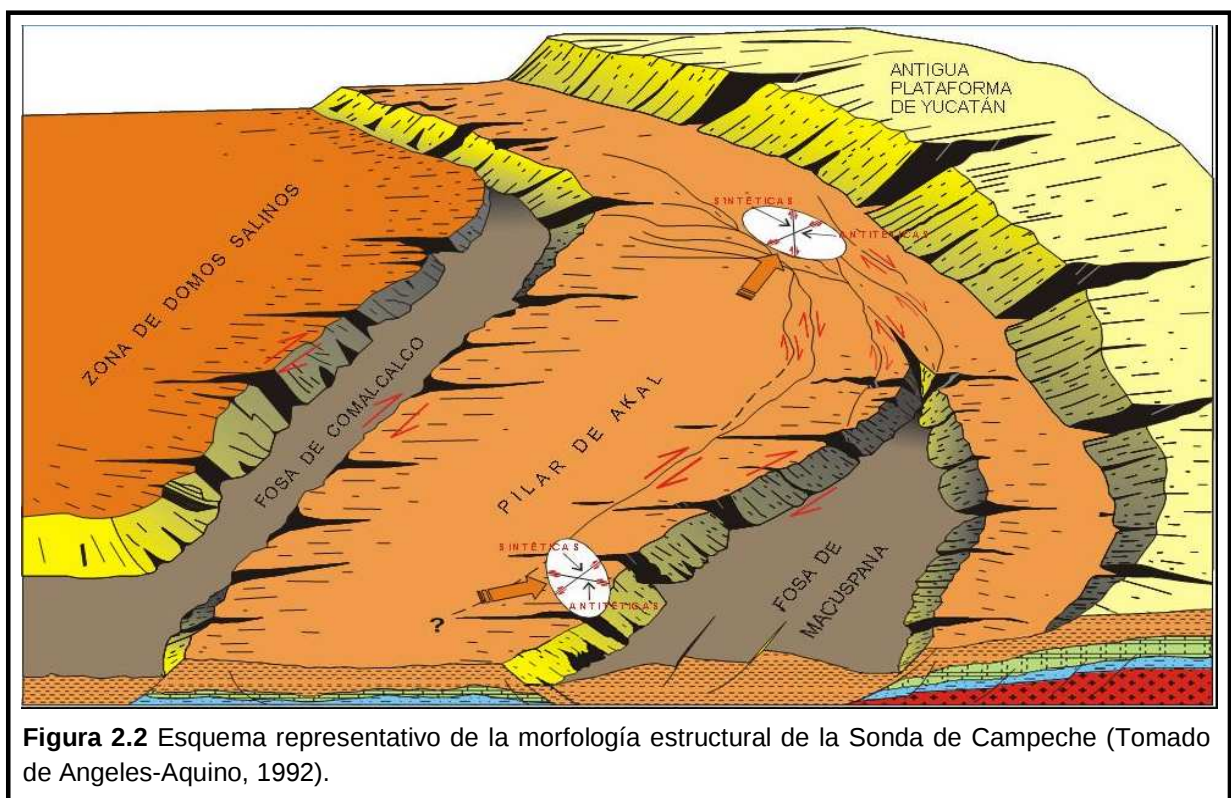
Durante el Oligoceno hubo esfuerzos de cizalla que causo transpresión entre la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana, los cuales plegaron la secuencia sedimentaria, formando anticlinales y fallas inversas con una orientación Noroeste-Sureste en la Región Marina (Evento Chiapaneco). Debido al Evento Chiapaneco y a la carga de sedimentos siliclásticos, la sal se plegó y se inyectó a niveles superiores creando minicuenas (Paleoceno-Reciente).

En la columna Cenozoica se tiene abundante arcilla que con abundante agua formó a los domos, diapiros y canopies arcillosos que deformaron a las rocas que las cubrían al inyectarse a niveles superiores. Se interpreta que estas estructuras (tanto los cuerpos salinos como los arcillosos), han influido en la formación de las fallas normales (Angeles-Aquino, 1992).

Durante el Mioceno-Plioceno estuvo activo un sistema de esfuerzos producto de la gravedad (presión litostática) que originaron el sistema de fallas listricas debido a los procesos de extensión, limitando la continuidad hacia el mar de las Cuencas de Macuspana y Comalcalco. Estos esfuerzos contribuyeron a los movimientos de las masas salinas a la Cuenca Salina del Istmo, lo que generó relieves irregulares que posteriormente favorecieron que ocurrieran flujos turbidíticos en las áreas post-miocénicas, los cuales constituyen los yacimientos del Cenozoico Tardío (Angeles-Aquino, 1992).

Angeles-Aquino (1982), tomando como base a los elementos estructurales, propone dividir a la Sonda de Campeche en seis provincias morfoestructurales:

Antigua plataforma de Yucatán. Está constituida por carbonatos de plataforma y se encuentra en la parte oriental de la Sonda de Campeche (Figura 2.2).



Zona de talud. Constituida por brechas de talud y representa la zona de transición entre la cuenca y la antigua Plataforma de Yucatán (Figura 2.2).

Fosa de Macuspana. Constituida por los rellenos arenosos deformados por cuerpos salinos en el Cenozoico Tardío, esta fosa es un graben que corresponde a la prolongación de la cuenca de Macuspana en el mar (Figura 2.2).

Pilar de Akal. Es la provincia Mesozoica productora de hidrocarburos más importante de México. Siendo estructuralmente hablando un horst que se encuentra en la parte central de la Sonda de Campeche (Figura 2.2).

Fosa o graben de Comalcalco. Es una extensión de la Cuenca de Comalcalco hacia el mar, siendo una estructura tipo graben constituida por rellenos terrígenos principalmente arcillosos (Figura 2.2).

Zona de domos y diapiros de sal. Constituida principalmente por domos e intrusiones salinas como los diapiros, canopies, etc. Se ubica en el occidente de la Sonda de Campeche (Figura 2.2).

2.2 Marco estratigráfico.

De acuerdo a Angeles-Aquino (1996), la columna estratigráfica de la Sonda de Campeche (Figura 2.3), está compuesta principalmente de carbonatos (Mesozoico) y terrígenos (Cenozoico), siendo los depósitos más antiguos, las secuencias evaporíticas que están cubiertas por rocas calcáreo-arcillosas. A continuación se describen las principales características de las principales unidades estratigráficas:

2.2.1 Basamento.

El basamento es una corteza transaccional delgada compuesta de rocas metamórficas e ígneas intrusivas, cuya morfología controló el depósito en macrozonas de diversas facies sedimentarias en el Jurásico Superior. Este basamento tiene horsts y grabens que se formaron durante la apertura inicial del Golfo de México (Angeles-Aquino, 1996).

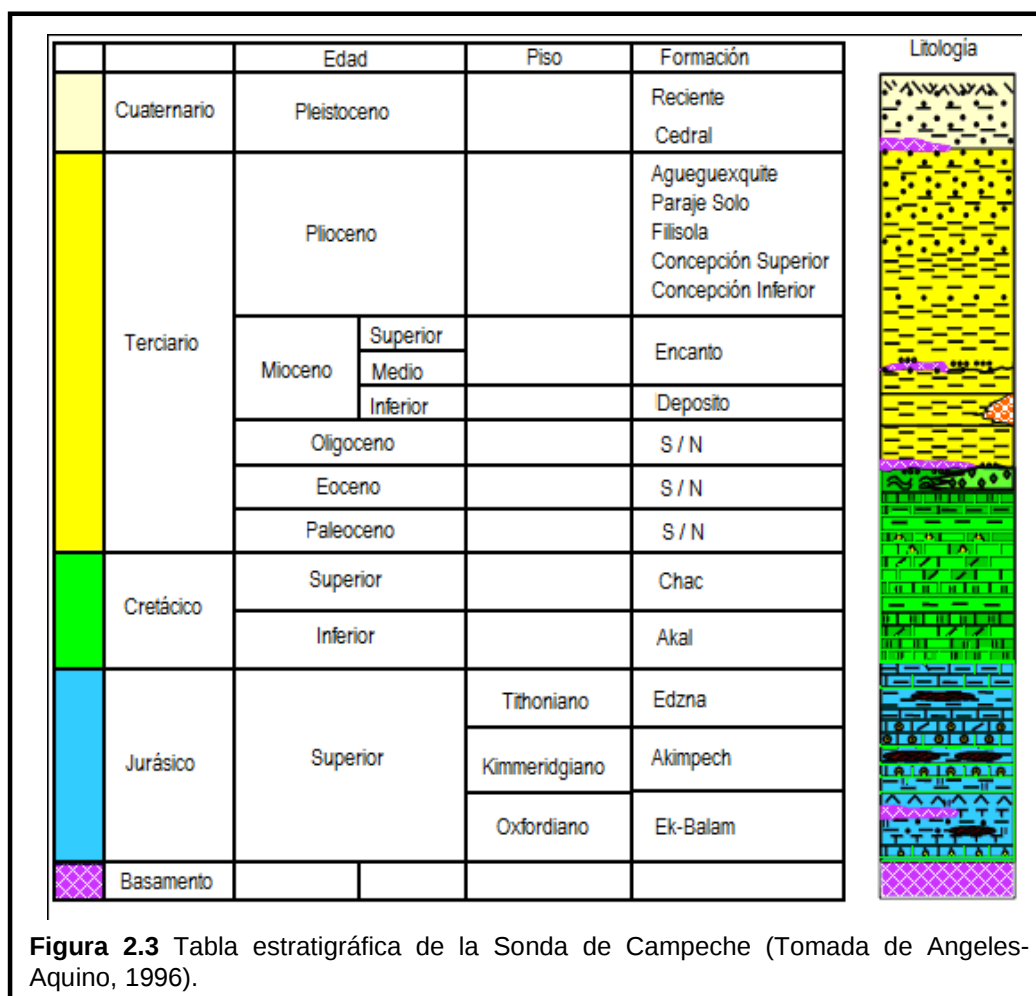
2.2.2 Jurásico.

2.2.2.1 Calloviano.

Los depósitos evaporíticos (principalmente sal) son las rocas sedimentarias que tienen una gran distribución en el subsuelo de la Sonda de Campeche, los cuales han recibido el nombre de “Sal Itsmica” (Calloviano hasta antes del Oxfordiano Superior). Se tienen los mayores espesores en el norte y suroeste de la cuenca del Golfo de México y disminuye su espesor en las proximidades de las márgenes del paleocontinente.

La sal influyó de manera muy importante en la formación y/o en la modificación de las estructuras secundarias, como ocurre en el subsuelo de algunos campos petroleros (Ku, Maloob, Zaap y Kutz), siendo muy importantes en las etapas de deformación durante el Mioceno, lo que contribuyó a la formación de trampas petroleras estructurales.

La sal sobreyace a rocas del basamento cristalino; a las secuencias marinas del Paleozoico tardío y a los lechos rojos del Triásico; subyace a los depósitos del Oxfordiano de manera discordante (Angeles-Aquino, 1996).



2.2.2.2 Jurásico Superior.

Angeles-Aquino (2001), es el primero en proponer nombres formacionales informales para las 3 unidades que comprenden el Jurásico Superior (Región Marina) aunque estos no cumplan con el código estratigráfico de Norteamérica (No hay localidad tipo); se basó en la gran cantidad de información que se ha obtenido y porque contienen reservas petroleras de gran volumen, por lo que surge la necesidad de los geocientíficos para conocer e identificar las unidades productoras y generadoras de la forma más práctica, facilitando la identificación y correlación hacia otras áreas donde se extienda la explotación y exploración petrolera. Las características de estas secuencias sedimentarias del Jurásico Superior se describen a continuación:

2.2.2.2.1 Oxfordiano.

Grupo Ek-Balam.

Está dividido en 3 unidades litoestratigráficas informales propuestas por Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001). Consiste de areniscas y limonitas con intercalaciones de

bentonita de color gris olivo generalmente acompañada con intercalaciones delgadas de calizas arcillosas y lentes de pedernal.

Los espesores de este grupo van desde los 57 m hasta los 440 m, siendo principalmente secuencias detríticas de grano fino a grueso (areniscas y limolitas bentoníticas). En la porción oriental los pozos que cortaron estas rocas fueron Chac-1, Cantarell-2239 y Caan-1; mientras que en la porción occidental fueron los pozos Che-1 y Hayabil-1.

Cantú-Chapa (2001), determinó la fauna gracias a las amonitas encontradas en el pozo Batam-101, las cuales fueron los géneros *Ochetoceras sp* y *Discophinctes*.

Subyacen en forma concordante en la parte oriental a las secuencias terrígenas de la unidad "B" del Kimmeridgiano y sobreyacen discordantemente a rocas cristalinas del Paleozoico o probables secuencias sedimentarias del Paleozoico tardío como las que se encuentran en la Sierra de Chiapas.

Las secuencias sedimentarias del Jurásico Superior se correlacionan con las Formaciones Zuloaga, La Gloria y El Olvido en el noroeste del país. En la Sierra Madre Oriental (entre los estados de Hidalgo y Veracruz en la región de Tampico-Misantla) se encuentran las Formaciones Santiago, Tepexic y San Andrés. Estas rocas consisten de areniscas, calizas arenas, calizas arcillosas, limolitas y con horizontes de bentonita (Angeles-Aquino, 1996). A continuación se describen las principales características de las tres unidades antes citadas:

Unidad Inferior. Está constituida por calizas grumosas, arenosas, con peletoides de color gris olivo, que gradúan hacia la cima a detritos finos constituidos de arcillas y arcillas bentoníticas.

Unidad Media. Se compone de una alternancia rítmica de areniscas calcáreas, limolitas y lutitas bentoníticas, que cambian lateralmente a areniscas mal consolidadas con matriz pelítica (inmaduras) y areniscas deleznales que gradúan hacia la base a areniscas conglomeráticas y/o conglomerados arenosos mal consolidados.

Unidad Superior. Está constituida por calizas arenosas que cambian a areniscas calcáreas y limolitas con horizontes de anhidrita.

2.2.2.2.2 Kimmeridgiano.

Las secuencias sedimentarias de esta edad se correlacionan con la Formación La Casita (Norte de México), La Formación Tamán y San Andrés (Centro Oriente) y finalmente la Formación Chinameca (Cuenca Salina).

Las secuencias del Kimmeridgiano tienen espesores que varían de 95 m hasta 1260 m, en los 18 pozos que las han cortado (Angeles-Aquino 2006), por lo que se han podido diferenciar los siguientes miembros de la Formación de Akimpech:

Formación Akimpech.

Definida por Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001), para la secuencia sedimentaria compuesta de depósitos Oolíticos dolomitizados en la paleoplataforma de Campeche. Constituye una secuencia cíclica de carbonatos y terrígenos distribuidos ampliamente en toda el área, divididos en cuatro miembros informales.

Miembro terrígeno "B".

Se encuentra en el subsuelo de la parte occidental de la Sonda de Campeche, este miembro está constituido principalmente por limolitas y lutitas arenosas bentoníticas, con intercalaciones delgadas de areniscas y microdolomías bentónicas con horizontes de anhidrita; Lateralmente cambia a carbonatos en dirección occidental de la Sonda de Campeche. Se reportan amonitas características del Kimmeridgiano Inferior como las especies *Nebrodités* y *Taramellicera* (Cantú-Chapa, 1977). Suprayace de forma concordante a las unidades del Oxfordiano y subyace al miembro "C" de la formación Akimpech.

Miembro calcáreo "C".

Este miembro está Constituido por secuencias carbonatadas (predominando dolomías micro a mesocristalinas), packstone de pelletoides con incipiente dolomitización e intercalaciones aisladas capas de limolitas, lutitas limosas y lutitas arenosas de color gris olivo. Se encuentra distribuido en la porción central y oriental de la Sonda de Campeche y presenta un cambio de facies hacia el oriente donde se vuelve terrígena. Tiene un espesor variable de 37 m hasta 267 m, se sitúa en el piso del Kimmeridgiano a este miembro por la presencia de *Rhaxella sorbyana*. Suprayace y subyace concordantemente al miembro "B" y al miembro algáceo "D", respectivamente.

Miembro Algáceo "D".

Esta constituido de terrígenos arcillosos con intercalaciones de carbonatos; los terrígenos son limolitas y lutitas arenosas con abundante materia orgánica de tipo algáceo, principalmente. En la zona oriental se presenta una coloración rojiza en la litología debido a la influencia continental ya que la acumulación ocurrió en la zona de intermarea.

Este miembro tiene un espesor variable de 23 m hasta 387 m y lateralmente se adelgaza en dirección al occidente, por lo que los horizontes carbonatados se pierden o se integran a las unidades confinantes. Se situó a este miembro en el piso del Kimmeridgiano por la presencia de *Rhaxella sorbyana* (Cantú-Chapa, 2001).

Miembro Oolítico "E".

Está constituido por dolomías mesocristalinas y microcristalinas que de acuerdo a los estudios diagenéticos se interpreta que antes de la dolomitización correspondió a packstones y grainstones de ooides y pelletoides; otros estratos fueron de mudstones y

wackestones de pelletoides. Las rocas que no fueron afectadas por la dolomitización formaron bancos de calizas oolíticas. Tiene un espesor promedio de 225 m variando de 52 m hasta 373 m.

La edad de este miembro es inferida y se ha obtenido tomando como base su posición estratigráfica y por la correlación, ya que no hay fósiles índice; solo se tiene control estratigráfico por la posición que tiene con el miembro subyacente (miembro "D") y sobreyacentes (miembro "F" del Tithoniano, depositado en concordancia). Gracias a la determinación de la fauna se situó a este miembro en la biozona *Pseudocyclamina lituus* y *Acicularia elongata elongata*, ambas pertenecientes al Kimmeridgiano (Órneas *et al.*, 1992). Este miembro se encuentra en toda el área de la Sonda de Campeche.

2.2.2.2.3 Tithoniano.

Esta unidad es una de las más importantes desde el punto de vista del sistema petrolero, ya que es la roca generadora más importante del Área Marina en la Sonda de Campeche.

Se tiene un espesor promedio de 265 m, está compuesto de calizas arcillosas de color oscuro con intercalaciones de lutitas bituminosas ligeramente calcáreas; su contenido orgánico se compone de material algáceo, restos de plantas y animales (restos de peces). Lateralmente cambian de facies a mudstone a caliza arcillosa bentonítica de color negro olivo. En algunos horizontes se tiene la presencia de anhidrita de color gris blanquizca.

Las secuencias del Tithoniano se correlacionan con las Formaciones La caja, La Casita y Pimienta que se encuentran al norte y noreste de la República Mexicana. En la Cuenca de Veracruz (porción centro oriental), se correlaciona con la Formación Tepexiotla. En la Cuenca Salina del Istmo, Sierra de Chiapas y Plataforma de Yucatán (sur y sureste del país) se correlaciona con la Formación Chinameca.

Formación Edzna.

El contacto presenta la Formación Edzna con la Formación Akimpech es abrupto y representa posiblemente el final de las condiciones de alta energía, sustituidas por condiciones de baja energía en aguas profundas o en su caso en ambientes semirestringidos, estas condiciones favorecieron el depósito de lutitas y mudstones ricos en materia orgánica (Angeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Se divide en 3 miembros (F, G, y H) dependiendo su litología, cuyas principales características se describen a continuación:

Miembro calcáreo "F".

Tiene influencia de carbonatos y está constituido por calizas arcillosas de color gris claro a café claro con abundante materia orgánica, llega a presentar intercalaciones delgadas de lutita limosa de color gris oscuro a negro.

Se sitúa a esta unidad en el Tithoniano Inferior y Medio, debido a la presencia de radiolarios y sacocomas. Órnelas *et al.* (1992), los incluye en la biozona de *Saccocoma archnoidea* y *eothyx*.

Miembro arcilloso "G".

Es la unidad generadora de mayor importancia en la Sonda de Campeche ya que contiene abundante materia orgánica dispersa y concentrada, estando constituida predominantemente de lutitas calcáreo-arenosas con intercalaciones de margas y calizas arcillosas de colores oscuros, con un espesor variable de 39 m hasta 171 m. Este miembro se encuentra de manera concordante con los miembros F y H.

Según los estudios de Órnelas *et al.* (1992), se situó a este miembro en la biofacie *Saccocoma archnoidea* y *Eothyx alpina*, siendo característica del Tithoniano Inferior-Medio, zonificando así al Jurasico Superior de la Región Marina.

Miembro calcáreo "H".

Esta constituido principalmente por calizas arcillosas y bentoníticas de aspecto cretoso en algunas zonas, que favorece la dolomitización. Los espesores más delgados y gruesos se tienen en el oriente y occidente, respectivamente, variando su espesor de 26 m a 83 m. La distribución de este miembro es bastante uniforme y amplia cubriendo toda el área de la Sonda de Campeche.

Por los amonoideos del género *Durangites sp* y *Protoncycloceras sp* se ubica a este miembro en la cima del Tithoniano (Cantú Chapa, 1977).

2.2.2.3 Cretácico.

Se caracteriza porque está constituido de calizas de baja porosidad que producen en algunos casos por el fracturamiento que presentan; se formaron en ambientes de baja energía en aguas profundas.

En las interpretaciones de finales del siglo pasado se consideraba que solo se encontraba brecha productora en la porción oriental en el Cretácico Superior, sin embargo, se han encontrado más brechas productoras de distintas génesis, sobre todo brechas sedimentarias de talud.

Aquino *et al.*, 1988, divide al Cretácico en seis unidades litológicas: Unidad 1, Unidad 3, Unidad 5, Unidad 7, Unidad 9 y la Unidad 11.

2.2.2.3.1 Cretácico Inferior.

Fue nombrada informalmente como la Formación Akal por Angeles-Aquino *et al.* (1994), está constituida por carbonatos dolomitizados con intercalaciones de calizas arcillosas bentoníticas, depositadas en aguas relativamente profundas ocurridas en un ciclo transgresivo. Presenta un espesor promedio de 460 m, se caracteriza por una litología de mudstone bentonítico de color verde y gris olivo, ligeramente dolomitizado, dolomía cristalina color gris verdoso, gris blanquizco y gris olivo, siendo en origen mudstone a

wackestone de intraclastos y exoclastos del tamaño rudita y arena, así como calizas cretosas color crema. Existen horizontes arcillosos que corresponden con lutitas oscuras y bentonitas verdes. Las estructuras sedimentarias que se presentan son: estratificación graduada, microlaminación ondulada, perturbación mecánica, calcos de flujo, grumos, carpetas de algas, bioclastos, intraclastos, marcas de carga y horadaciones biógenas. También se tienen estructuras diagenéticas y post-diagenéticas, siendo las más importantes las siguientes: estilolitas, fracturas selladas por calcita y espectros de grano; los procesos diagenéticos originaron: dolomitización, silicificación, estilolitización y crecimientos sintaxiales.

La porosidad es pobre a regular tanto primaria como secundaria, siendo de los siguientes tipos: intercristalina, moldica, fenestral, fracturas y cavidades por procesos de disolución.

A pesar de que su función principal es el de roca sello también podemos encontrar en las rocas del Cretácico Inferior impregnación de aceite ligero, pesado residual y gilsonita, por lo que también se le considera roca almacenadora cuando presenta porosidad secundaria.

Unidad 1 (U1). Según Aquino et al., 1988, esta unidad es representativa del Berriasiano-Valanginiano, constituida por mudstone-wackestone arcillosos y bentoníticos de aspecto cretoso, ocasionalmente dolomitizados, recristalizados y estilolitas. Los microfósiles característicos están representados por calpionélidos (*Tintinopsella carpatica* y *Calpionella alpina*).

Unidad 3 (U3). Está constituida por mudstone-wackestone bentoníticos y arcillosos con foraminíferos, bioclastos e intraclastos presentándose en algunas ocasiones dolomitización. Los microfósiles están representados por *Colomiella recta*, *Globogerinelloides algerianus*, *Globogerinelloides ferreolensis*, *Nannoconus steinmanni*, *Nannoconus truitti*, *Cadosina* sp y *Ticinella* sp (Barremiano-Aptiano; Aquino et al., 1988).

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* (Aquino et al., 1988).

2.2.2.3.2 Albiano-Cenomaniano.

El Albiano-Cenomaniano tiene un espesor promedio de 176 m y está constituido por las siguientes litologías: mudstone, wackestone de exoclastos, intraclastos y bioclastos; se observan también cuerpos de dolomía microcristalina gris blanquizca. Presenta también horizontes arcillosos de lutitas oscuras y bentonitas gris verdoso y verde amarillento. Las unidades 5, 7 y 9 corresponden al Albiano- Cenomaniano, según Aquino et. al., 1988.

El Albiano, está representado por *Colomiella recta*, *C. mexicana*, *Ticinella madecassiana*, *Rotalipora balarnaensis*, *Bishopella alata*, *B. ornelasae*, *C. innominata*, *G. bentonensis*, mientras que el Cenomaniano se caracteriza principalmente por foraminíferos planctónicos como *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora apenninica* y *Planomalina buxtoni* (Aquino et al., 1988).

Las estructuras sedimentarias primarias que se observan son: microlaminaciones, grumos, intraclastos, calcos de flujo, microlaminación gradada, bioclastos, estructuras de corte y relleno y litoclastos con textura cataclástica.

Como estructuras sedimentarias secundarias se tienen: fracturas selladas por calcita, fracturas selladas por dolomía,, nódulos, relieves y perturbación mecánica.

Como accesorios se encuentran: pirita, anhidrita, cuarzo autógeno.

La porosidad primaria que se presenta es pobre a regular (intercristalina, mólida); la porosidad secundaria son fracturas y cavidades (por procesos de disolución).

Los procesos diagenéticos que se encuentran son: dolomitización, silicificación y cristalización euhedral (Aquino et al., 1988).

Aquino et al., 1988, describió las siguientes 3 unidades para el Aptiano, Albiano-Cenomaniano:

Unidad 5 (U5). Esta unidad pertenece al Aptiano, está constituida por mudstone-wackestone con cuarzo terrígeno con intercalaciones de lutitas limosas de color negro.

Unidad 7 (U7). Unidad perteneciente al Albiano y parte inferior del Cenomaniano, está constituida por mudstone-wackestone de foraminíferos y dolomías microcristalinas con micro laminaciones y estilolitas. Los microfósiles están representados por foraminíferos planctónico de los géneros *Ticinella* y *Hedbergella* (Aquino et al., 1988).

Unidad 9 (U9). Unidad depositada durante el Cenomaniano Superior-Turoniano, está constituida por mudstone-wackestone arcilloso con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos como *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora apenninica*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella moremani*, *Clavahedbergella simplex*, *Dicarinella* sp. y *Heterohelix* sp. (Aquino et al., 1988).

2.2.2.3.3 Cretácico Superior.

El Cretácico Superior está representado por la Formación Chac (Angeles-Aquino et al., 1994), cuenta con un espesor promedio de 272 m. Está constituida por principalmente por las siguientes litologías donde predominan los carbonatos, tales como: mudstone, wackestone de exoclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos de color crema, café y gris olivo claro.

Las estructuras sedimentarias presentes son: microlaminaciones onduladas, grumos, intraclastos, carpetas de algas, ojos de pájaro, calcos de flujo. Como estructuras secundarias se tienen: estiliolitas, fracturas selladas por calcita, perturbación mecánica, bioturbaciones y relices.

Como accesorios se encuentran: pirita y anhidrita. Como procesos diagenéticos se encuentran: dolomitización y silicificación

La porosidad es de pobre a regular siendo la porosidad secundaria en cavidades la predominante (Aquino et al., 1988).

En el Turoniano, se encuentran los siguientes fósiles: *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Marginotruncana pseudolinneiana*; *Marginotruncana sigali*, *Dicarinella primitiva*; el Coniaciano por *Dicarinella concavata*; el Santoniano por *Dicarinella asymetrica*; el Campaniano por *Globotruncanella elevata*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncanella calcarata*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Globotruncanella stuarti*, *G. stuartiformis*, *Pseudotextularia elegans*, *Rugoglobigerina sp*; el Maastrichtiano por *Contusotruncana contusa* y *Gansserina gansseri* (Aquino et al., 1988).

Unidad 9 (U9). De acuerdo a la microfauna presente reportado por Aquino et al., 1988, pertenece al Turoniano-Maastrichtiano, está constituida por mudstone-wackestone arcilloso con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos como *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora appenninica*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella moremmani*, *Clavohedbergella simplex*, *Dicarinella sp.* y *Heterohelix sp.* (Aquino et al., 1988).

Unidad 11 (U11). Esta unidad pertenece al Coniaciano-Maastrichtiano, estando constituida por mudstone-wackestone de foraminíferos planctónico con estilolitas, microlaminaciones, litoclastos, grumos y margas con foraminíferos planctónicos como *Marginotruncana concavata*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana leupoldi* y *Globotruncana contusa* (Aquino et al., 1988).

2.2.2.4 Cenozoico.

2.2.2.4.1 Paleoceno.

El límite localizado entre el Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior está constituido por dolomías y calizas clásticas, compuestas por exoclastos con tamaños de gravas angulosas que conforman una unidad de brechas, las cuales desde el punto de vista económico petrolero son las rocas almacenadoras más importantes de toda la zona marina e incluso de la República Mexicana, ya que la máxima reserva y producción de hidrocarburos proviene de este cuerpo calcáreo, que por su origen y características litológicas su edad tiene variaciones. La mayor parte de esta unidad se encuentra en el Cretácico Superior, sin embargo no se descarta que la porción superior pertenezca a los inicios del Paleoceno. Se infiere esta edad por el evento donde se encuentran aspectos mezclados de sedimentación y eventos catastróficos que no son contemporáneos (Aquino et al., 1988).

Las unidades contenidas en el Paleoceno se caracterizan por ser flujos de detritos carbonatados provenientes de la plataforma carbonatada compuesta de fragmentos mayoritariamente de wackestone de exoclastos de tamaño rudita. La brecha está compuesta principalmente de: dolomías microcristalina color café, 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.

La brecha presenta una matriz calcáreo bentonítica dolomitizada total o parcialmente, presentando estructuras primarias como: estructuras geopetales, estructuras menstrales, carpetas de algas, microlaminaciones

Como estructuras secundarias se tienen: perturbación mecánica, calcos de flujo, fracturas selladas por calcita.

Los componentes accesorios de la brecha son: pirita diseminada, anhidrita y calcita. Los procesos diagenéticos predominantes en la brecha son: dolomitización, disolución.

Los exoclastos presentes en la brecha contienen fauna de aguas someras y en la parte de la matriz se encuentra fauna planctónica de cuenca (globotruncanidos, hedebergellidos, tintinados, etc.), en algunas ocasiones estos exoclastos llegan a tener grandes dimensiones (bloques) que se han llegado a confundir con unidades completas. La porosidad secundaria en esta zona es excelente y consiste de fracturas y vugulos (Aquino et al., 1988).

2.2.2.4.2 Eoceno.

Esta unidad está constituida por lutitas y limolitas calcáreas de color gris y gris verdoso que varían a mudstone arcilloso que se encuentran alternando con capas delgadas de lutitas bentoníticas de color gris a gris verdoso.

Eoceno inferior. Se caracteriza por tener rocas clásticas terrígenas de grano fino y rocas calcáreo-arcillosas de aspecto cretoso y bentonítico de ambientes batiales.

Los componentes esqueletoides están formados de foraminíferos, placas de equinodermos, algas rojas y verdes, briozoarios, fragmentos de pelecípodos y gasterópodos. Se encuentra la fauna *Globorotalia aragonensis* y *Globorotalia soldadoensi* (Aquino et al., 1988).

Eoceno Medio. Aquino et al., 1988, reporto en el área de Cantarell, Ku, Maloob y Zaap calcarenitas constituidas por grainstone y packstone de bioclastos e intraclastos de color café a café oscuro con impregnación de aceite. Se ha reportado la fauna: *Globorotalia lehneri*, *Truncorotaloides topilensis* y *Globorotalia spinulosa* (Aquino et al., 1988).

Eoceno Superior. Pertenece a un ambiente de aguas profundas (ambiente de pie de talud) y está constituido de lutitas y en algunos casos tienen intercalaciones de

mudstone arcilloso. Se reporta la presencia de *Globorotalia centralis*, *Globorotalia cerroazulensis* y *Hantkenina alabamensis* (Aquino et al., 1988).

2.2.2.4.3 Oligoceno.

Esta constituido Constituido por lutitas calcáreas que varían a mudstone y calizas arcillosas de color gris claro y gris verdoso ligeramente arenosas. La distribución de las unidades contenidas en el Oligoceno es regional y presenta espesores variables, siendo en algunas zonas discordantes a las rocas que le sobreyacen (Mioceno Inferior), ya que no se cuentan con rocas del Oligoceno Medio y Superior. El ambiente de depósito de estas unidades se interpreto como de talud y cuenca profunda (Aquino et al., 1988).

2.2.2.4.4 Mioceno.

La litología que compone al Mioceno son lutitas calcáreas de color gris claro a gris verdoso y café claro. En la base del Mioceno Superior se observa un cambio en la sedimentación representado por cuerpos de grainstone a packstone y wackestone de bioclastos e intraclastos de color café que en ocasiones llega a presentar impregnaciones de aceite. Se observan escasos desarrollos de rocas siliciclásticas de grano fino a medio y de color gris claro. Los espesores son variables y de carácter regional; se infiere por estudios paleobatimétricos un ambiente de depósito de Talud-Plataforma (Aquino et al., 1988). Las formaciones del Mioceno son las Formaciones Depósito y Encanto que se describen a continuación:

Formación Depósito.

Esta unidad se deposita en el Mioceno Inferior-Medio y se localiza en el área de Marbella. Su litología está constituida por lutita gris verdosa a gris oscura ligeramente arenosa y por lutita bentónica de color verde olivo. Esta roca es compacta y llega a presentar intercalaciones de capas delgadas de areniscas de grano fino a muy fino (Tschopp, 1924). El contenido faunal es propio de aguas profundas. Se le considera Mioceno del Temprano, tomando como base a la asociación de foraminíferos bentónicos y el alcance estratigráfico de foraminíferos planctónicos tales como: *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globorotalia continua*, *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina glomerata curva*, *P. transitoria* y *P. sicana*, entre otras (Rosales-Domínguez, 2009). Existen algunas formas típicas que caracterizan a la Formación Depósito son: *Rectuvigerina aff. Striata*, *Rectuvigerina aff. Basispinata*, *Gyroidina cf. Leavis*, *Siphona aff. Tenuicarinata* (Tejero, 1955).

Formación Encanto.

También se localiza en el área de Marbella y está constituida por una alternancia de cuerpos de lutita gris verdosa y areniscas calcáreas de grano fino y con un espesor de 600 m. la Formación Encanto presenta restos de moluscos y capas delgadas de carbón. Ocasionalmente se encuentran algunos conglomerados (Tejero, 1955). Las especies mas importantes para determinar la cima de esta formación son: *Hopkinsina notahispida* Finlay y *Uvigerina canariensis* var. *encantoensis* Nuttall, *Bolivina marginata*, *Bilivinita quadrilatera*, *Chilostemella mexicana*, entre otras (Tejero, 1955).

2.2.2.4.5 Plioceno.

Está constituido por lutitas bentoníticas con intercalaciones aisladas de areniscas que constituyen cuerpos lenticulares empaquetados en potentes cuerpos arcillosos. Es de gran importancia el estudio de las rocas de esta unidad porque tiene yacimientos de gas seco en los cuerpos arenosos lenticulares. Las formaciones que componen al Plioceno fueron divididas por su posición estratigráfica y no tanto por su edad en Formación Concepción Inferior, Concepción Superior y Formación Filisola: a continuación se describen sus características más importantes (Aquino et al., 1988).

Formación Concepción Inferior.

Está constituida por una alternancia de arenas y lutitas de color gris oscuro; presentando un alto contenido de microfauna; el microfósil de más valor es *Marginulina marginulinoides* y variedades (Tejero, 1955), que nos indican con toda certeza que pertenece a la cima de esta formación. Otros foraminíferos de importancia son: *Lagenodosaria hispida*, *Textularia mississippiensis* y *Epistomina elegans* (Tejero, 1955). Otros fósiles reportados por Santiago-García (1987), tomado de Hidalgo-Caraveo (2006), son: *Margulina marginulinoides*, *Glabrata tuberculata*, *Siroplectammina mississippiensis*, *Cibicides floridanus*, *Bolivina nobilis*, *Bolivina plicatella*, *Pleurotoma alpina*, *Pleurotoma certely*. El espesor promedio de esta Formación es de 221 m en los cuales se encuentran contenidos paquetes aislados de areniscas con espesores que van de los 3 a los 25 m.

Formación Concepción Superior.

Está constituida por una alternancia de arena arcillosa de grano fino de color gris claro y por lutitas arenosas de color gris verdoso. Presenta restos de micro y macrofauna; el microfósil más representativo es *Cristellaria vaughani*, que es muy común en esta formación y que a su vez se encuentra muy esporádicamente en otras formaciones (Tejero, 1955). Otras especies importantes son: *Saracenaria limbata*, *Lenticulina rotulata*, *Amphistegina lessonii*. Tejero (1955), señala que la ausencia de *Margulina marginulinoides* (principalmente variedades *glabrata* y *tuberculata*) y *Lagenodosaria hispida*, son características de la Formación Concepción Superior; la formación Concepción Superior presenta delgadas capas de carbón. Su espesor varía de los 300 m a los 1000 m.

Formación Filisola.

Litología compuesta de arena de color gris claro de grano fino a medio con horizontes ligeramente arcillosos y cementados por CaCO_3 , el cual presenta esporádicas intercalaciones de lutita (Aquino et al., 1988). En la base de la formación es común encontrar concreciones lenticulares. En la transición entre la Formación Concepción Superior y la Formación Filisola se encuentran lentes calcáreos que forman casi la cuarta parte del espesor del horizonte (Tejero, 1955). Algunos fósiles que se han encontrado en esta formación son: *Ostrea*, *Mactra*, *Pecten*, y *Solarium* (Tejero, 1955). El espesor promedio de la unidad es de 500 m.

2.2.2.4.6 Pleistoceno.

Está constituida por lutitas y limolitas calcáreas de color gris a gris claro y gris verdoso. Además presenta horizontes de packstone, grainstone y cuerpos de arenas de grano fino a medio cementado con CaCO_3 , constituida por fragmentos calcáreos con cuarzo. La distribución es muy irregular, lo que se refleja en su espesor también variable. Los estudios paleobatimétricos indican que corresponden a un ambiente transicional y de plataforma (Aquino et al., 1988). PEMEX (2005), tomado de Morales-González (2007), determina al Pleistoceno por la presencia faunística de: *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides* y *Pulleniatina praecursor*.

2.3 Geología estructural y tectónica.

Se han identificado cuatro estilos estructurales predominantes en la Sonda de Campeche

El primero de estos cuatro estilos estructurales se caracteriza, por ser el resultado de los esfuerzos de deformación con extensión (Triásico-Jurásico) que originaron el proto Golfo de México y que formaron una serie de fallas normales con un rumbo Norte-Sur en la región, que en conjunto constituyen horsts y grabens.

El segundo estilo estructural fue producto de los esfuerzos de compresión ocurridos en el Cretácico Tardío-Terciario Temprano y que provocó el basculamiento de bloques, fallas inversas y plegamientos.

El tercer estilo estructural ocasionó deformaciones intensas con dirección Noroeste-Sureste (Oligoceno-Mioceno), que provocaron la formación de domos, diapiros, fallamientos normales y fracturamientos en bloques. En algunas zonas este tercer estilo estructural modificó a los estilos estructurales antes mencionados y favoreció a su vez, la deformación de los cuerpos salinos y su inyección a unidades superiores. De manera contemporánea hubo desarrollo de un sistema de fallas laterales que por contracción originaron pliegues y fallas inversas.

El cuarto estilo estructural ocurrió en el momento en que la cubierta sedimentaria más reciente se relajó dando lugar a una serie de fallamientos normales, lístricos y de crecimiento que generaron cuencas de depósito (Comalcalco y Macuspana).

Durante el Mioceno-Plioceno se dio por finalizado este ciclo al ocurrir esfuerzos que originaron deformación por extensión, provocando la formación de fallas lístricas que delimitan las cuencas que se extienden hacia mar adentro. Todos estos procesos geológicos dieron como resultado una topografía bastante irregular condicionando los depósitos que constituyen a todos los yacimientos contenidos en el Terciario Tardío.

Las características regionales principales de las 6 provincias descritas por Angeles-Aquino (1982), de acuerdo a la topografía de la Sonda de Campeche son las siguientes:

2.3.1 Provincias Tectónicas Estructurales de la Sonda de Campeche.

El área que comprendida en la Sonda de Campeche forma parte de la porción sur de la placa de Norteamérica que está limitada con la placa del Caribe por el sistema de fallas Motagua-Polochic (Angeles-Aquino, 1982).

La Sonda de Campeche pertenece a la provincia geológica conocida como Cuencas Cenozoicas del Sureste de México, estas cuencas evolucionaron de una manera más intensa a partir del Paleógeno, en el momento en que empiezan a interactuar entre si el Bloque de Chortis, el Bloque de Yucatán, el Macizo Granítico de Chiapas y la Sierra de Chiapas. Durante el Mioceno Inferior se determina la evolución tectónica de la región con el choque entre las placas de: Cocos, Norteamérica y del Caribe.

En los siguientes párrafos se describen los principales eventos geológicos que modelaron a la Sonda de Campeche y que explican el origen de lo que ahora se conoce como las Cuencas Cenozoicas del Sureste (Angeles-Aquino, 1982).

Cinturón Plegado Chuktah-Tamil.

Es un sistema compresivo que involucra en su totalidad a la columna que va del Mesozoico hasta el Mioceno Medio, ubicándose en la porción noroeste de la Sonda de Campeche, a la deformación resultante que presenta un estilo estructural de pliegues asimétricos con núcleos de sal, convergiendo al noroeste y suroeste; evolucionando como pliegues debido a la propagación de fallas inversas que se despegan desde el nivel de la sal autóctona profunda. Existen estructuras “pop-up” que corresponden pliegues expulsado por la combinación de un par de fallas inversas con vergencias opuestas.

El frente tectónico del sistema Tunich-Nox-Hux, es el rasgo estructural que limita al noroeste al cinturón plegado Chuktah-Tamil, encontrándose en el lineamiento Ku-Maloob-Zaap debido una falla lateral. La deformación ocurrió entre el Mioceno Superior-Plioceno Inferior; según un análisis de crecimiento de secuencias sincinemáticas que están sobreyaciendo la secuencia caótica del Mioceno Medio.

De manera ligada con el sistema de fallas, Angeles-Aquino (1982), interpretó que los cuerpos de sal alóctona durante su evolución se emplazaron en las secuencias sintectónicas en el extremo oriental del área Chuktah-Tamil (Mioceno Superior y Plioceno Inferior); condicionando las geometrías dominantes (Angeles-Aquino, 1982).

En primer lugar, los cuerpos salinos alóctonos se emplazaron en el momento del evento compresivo.

En segundo lugar y el mas aceptado, es que se tenía una tectónica salina diapírica que se despego de la sal madre durante la actividad tectónica compresiva

Hacia la parte occidental del área Chuktah-Tamil se encuentran cuerpos de sal alóctona además de los ya mencionados, que se emplazaron al mismo tiempo que la actividad

tectónica extensional que origino a la Cuenca Le-Acach (Plioceno Inferior y Plioceno Superior-Pleistoceno). Debido a esto se la actividad salina se disparó por procesos de carga y desalojo de la sal en la Cuenca Le-Acach moviendo la sal autóctona hacia el occidente a las zonas de menor presión y de manera lateral (Angeles-Aquino, 1982), (Figura 2.4).

Cinturón Plegado Akal.

Contiene pliegues tipo “pop-up” por la presencia de fallas inversas en ambos flancos con el debido emplazamiento de material salino hacia el núcleo de los pliegues, sin embargo se caracteriza por la presencia de pliegues asimétricos con fallamiento inverso en los flancos delanteros con vergencias al noroeste y suroeste. La sal autóctona del Jurasico representa el nivel de despegue del sistema compresional permitiendo el transporte tectónico de la columna sedimentaria hacia el noroeste de la misma y a su vez, la sal autóctona permitió el desarrollo del frente tectónico compresivo Cantarell-Ku-Maloob-Zaap.

Se interpretan fallamientos normales (Jurasico Tardío-Cretácico Temprano), en la zona oriental del Cinturón Plegado Akal que durante la deformación compresional (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) provoco que se activaran una serie de fallas de desplazamiento lateral derecho (Angeles-Aquino, 1982). Este sistema de fallas laterales derechas son las que se consideran que desplazaron más al norte al bloque de Ku-Maloob-Zapp de Cantarell, originando por la contracción pliegues y fallas inversas.

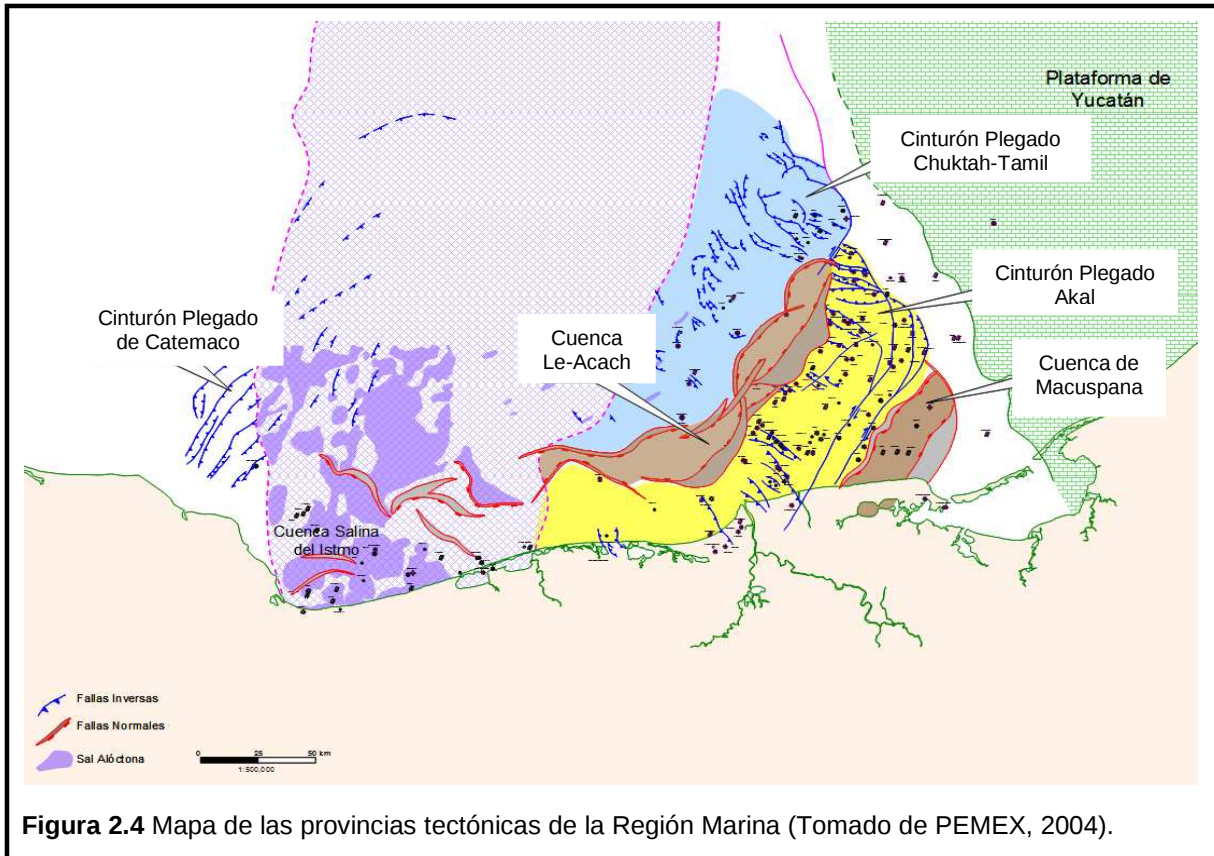


Figura 2.4 Mapa de las provincias tectónicas de la Región Marina (Tomado de PEMEX, 2004).

Se ha interpretado un sistema extensional de fallamientos normales con una polaridad de desplazamiento hacia el occidente en lo que corresponde al cinturón plegado y a las secuencias del Mioceno-Plioceno, que presentan un despegue en las secuencias arcillosas plásticas en el Oligoceno (Angeles-Aquino, 1982). De acuerdo a las secuencias sintectónicas, el tiempo de actividad del sistema empezó en el Plioceno Inferior y terminó en el Plioceno Medio con una dirección preferencial de oriente a poniente. Se interpreta que algunas estructuras contraccionales cabalgadas asociadas a este sistema deformado que está localizado en la parte occidental del cinturón presenta una serie de características estructurales de fallamientos laterales debidos al sistema de cizalla del Plioceno Medio. Debido a esto se estima la edad de formación del Cinturón Plegado Akal empezó en el Mioceno superior y terminó en el Plioceno Inferior (Figura 2.4).

Cuenca de Macuspana Marina y Cuenca Le-Acach.

Los rasgos tectónicos sedimentarios de la Cuenca Macuspana Marina y de la Cuenca Le-Acach se originaron en el Mioceno Tardío y Plioceno-Pleistoceno, por lo que se formaron estructuras que tienen una orientación preferencial noroeste-sureste. Por el modelo geológico que se interpreto se piensa que no existen rocas del Mesozoico ya que fueron desprendidas y desplazadas hacia la parte occidental a partir del borde de la plataforma carbonatada del Cretácico en forma de rampas tectónicas que fueron resbalando sobre el nivel de la sal autóctona del Jurásico. La actividad tectónica, en consecuencia, fue originando una serie de estructuras de carácter extensional (fallamientos normales de crecimiento) en la parte oriental del borde de esta cuenca que empezó desde el Mioceno Tardío hasta el Plioceno Temprano. También se tiene un sistema contraregional que tuvo actividad en el borde occidental (Plioceno Medio); estos dos sistemas fueron los que ocasionaron el levantamiento de las secuencias en el centro de la cuenca del Mioceno-Plioceno.

El crecimiento y desarrollo de los espesores de sedimentos clásticos se debe a la acción realizada por los fallamientos normales en el extremo occidental del Cinturón Plegado Akal, lo cual permitió el desarrollo de la cuenca Le-Acach (Plioceno Tardío-Pleistoceno). Sus límites geográficos corresponden con el Campo Manik y el pozo Yaxiltun-1 al norte, con el Alto Yaxche-Kinil al sur rasgo que permite podamos separarlo de la Cuenca de Comalcalco y finalmente al occidente se encuentra delimitada por una serie de fallamientos regionales (Angeles-Aquino, 1982), (Figura 2.4).

Cuenca Salina del Istmo.

Presenta una serie de estratos gruesos de sal alóctona en forma de domos, canopies, diapiros evolucionados y despegados; debido a esta característica es posible diferenciarla de las demás estructuras. Estos cuerpos salinos fueron emplazados en las secuencias que corresponden a la extensión hacia el mar del corredor salino (Salsomera), desde el Jurásico hasta el Mioceno-Tardío-Plioceno.

Se reconoce un estilo estructural característico que presenta un sistema de fallamientos regionales en las partes suroriental y norte del Proyecto Coatzacoalcos al nivel del

Neógeno. El cual se liga a los siguientes dos factores: el primero a la evolución tectónica de la sal alóctona y el segundo, al desarrollo de minicuenas dentro de la misma Cuenca Salina del Istmo. Se relaciona con el sistema que originó a la Cuenca de Comalcalco, ya que este sistema corresponde con la continuación hacia el mar de la Cuenca Comalcalco (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano) alcanzando la zona marina (Plioceno Medio) que fue avanzando hacia zonas de mar más profundas (Plioceno Tardío-Pleistoceno) con la formación de cuencas desarrolladas por el desalojo de sal, como la Cuenca de Pescadores; esta cuenca se desarrolló sobre un canopie con forma de lengua, que debido a la carga litostática se desarrolló también movimiento lateral solamente en los niveles más someros (Figura 2.4).

2.3.2 Evolución Tectónica

A continuación se mencionan la serie de eventos tectónicos que modelaron a la Sonda de Campeche:

El marco geológico está relacionado con la Plataforma de Yucatán, la Cuenca de Macuspana, la Cuenca de Comalcalco y el cinturón calcáreo plegado de Reforma-Akal (Meneses, 1980).

La plataforma de Yucatán está compuesta de rocas calcáreas del Mesozoico y del Terciario que permaneció estable desde comienzo del Cretácico. El relieve de la Plataforma de Yucatán es prácticamente horizontal y presenta erosión cárstica.

Las Cuenca de Macuspana y la Cuenca de Comalcalco son depresiones que fueron rellenadas por sedimentos del Terciario y que están separadas del Cinturón Calcáreo de Reforma-Akal por una serie de fallas normales contemporáneas a la sedimentación.

La Cuenca de Comalcalco limita al Cinturón Plegado en el área oeste-noroeste en el que se tienen campos productores de aceite en sedimentos terrígenos del Terciario (Meneses, 1980).

La Cuenca de Macuspana es una fosa tectónica que tuvo etapa de subsidencia que empezó en el Mioceno, seguida de movimientos causados por sistemas de fallas inversas. Esta cuenca es importante porque se explota gas en los terrígenos (lentes de arenisca) del Terciario (Meneses, 1980).

El Cinturón Plegado tiene una tectónica complicada, caracterizada por una serie de fallas normales e inversas, discordancias angulares y plegamientos, como ocurre con la estructura Akal-Nonoch.

La evolución tectónica de la Sonda de Campeche inicia con una etapa de rifting durante el Triásico, donde el mar empezó a avanzar por la parte central de México, en Zacatecas y San Luis Potosí (Cantú-Chapa, 1969; Salvador, 1991b); las siguientes etapas fueron la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico Medio-Superior.

Es durante el Jurásico Medio cuando se da el principal evento de rifting que provocó la apertura del Golfo de México, desprendiendo y desplazando al bloque de Yucatán en dirección sur de la margen noroccidental de la costa Norteamericana. Este evento de rifting originó una serie de grabens paralelos a la línea de costa en los que se empezó a dar el depósito de lechos rojos en las depresiones a inicios del Oxfordiano; la sedimentación estuvo controlada por procesos tectónicos que originó distensión. Posteriormente ocurrió un depósito amplio de evaporitas provocado por la entrada del mar en un ambiente somero, con un clima tipo desértico y de poca circulación de agua (Sabkha).

Es durante el Calloviano cuando se depositó un gran volumen de la sal en el Golfo de México (Salvador, 1991b), dividida en dos sectores (norte y sur) por una zona alta y estrecha que está asociada a una cresta de generación de corteza oceánica; esto provocó durante el Jurásico Temprano y Medio el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur. Este depósito salino se empezó a dar en el centro de la cuenca y conforme iba avanzando el avance de las aguas marinas, se depositó la sal en los bordes de las plataformas en donde la circulación estaba muy restringida; se encontraba limitada hacia el mar por largas barreras de oolitas que a su vez, permitieron el depósito de otras masas de sal en las zonas lagunares que bordeaban la cuenca.

El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur se realizó a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes, que han recibido distintos nombres dependiendo el autor; el sistema occidental ha sido nombrado Falla Transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas por Pindell (1985), Falla Tamaulipas-Oaxaca por Robin (1982) y Padilla y Sánchez (1986), finalmente Salvador (1991) la llamo la Transformante; esta falla tuvo un movimiento transcurrente derecho en el Jurásico Medio. El sistema oriental no ha recibido un nombre formal.

La Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca jugó un papel muy importante en la apertura y posterior evolución tectónica del Golfo de México, las razones son las siguientes: la forma de arco de círculo que tiene esta falla, apoya un deslizamiento lateral del bloque de Yucatán unos 49° en sentido antihorario (Padilla y Sánchez, 2007); al término del Calloviano cambió su desplazamiento lateral a un desplazamiento vertical y actuó como un sistema de fallas normales que favoreció la subsidencia del piso del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1982, Alaniz-Álvarez et al., 1996); constituye el límite entre la corteza continental verdadera y la corteza continental atenuada. El conjunto de fallas cuasi-paralelas que constituyen la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca, limitan individualmente a los bloques de basamento que estuvieron emergidos durante el Mesozoico Temprano, como el Archipiélago de Tamaulipas, las plataformas de Valles-San Luis Potosí y Tuxpan, así como el Macizo de Teziutlán. Los cuales al erosionarse aportaron sedimentos terrígenos a las depresiones.

A finales del Calloviano el Bloque de Yucatán alcanzó la posición que ocupa actualmente y desde entonces solo estuvo sujeto a una subsidencia lenta pero continua, hasta el Plioceno-Pleistoceno cuando comienza a emerger. Es también, durante el Calloviano, cuando la falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca detiene su movimiento lateral y comienza su sentido vertical; en este periodo el Macizo de Chiapas

y el Bloque de Yucatán sumergidos, comienzan a recibir sedimentos marinos en la parte norte.

El Jurasico Tardío se caracteriza por ser una época de estabilidad tectónica, con una subsidencia lenta, asociada con el desplazamiento divergente de las Placas de Norteamérica de las de Laurasia y Gondwana; estas condiciones propician el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados.

Durante el Oxfordiano que se desarrollan amplias plataformas de aguas someras a lo largo de los bordes del protogolfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos, con extensas largas oolíticas en los bordes de la plataforma (Salvador, 1991c; Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas & Hurley, 2001). Es durante este periodo cuando se da el depósito de clásticos en la zona litoral, de carbonatos en la plataforma y de depósitos de lutitas y carbonatos con intercalaciones de calizas argiláceas en la cuenca.

Durante el Kimmeridgiano persisten las condiciones de subsidencia lenta y continúa, en donde el mayor aporte de clásticos se da por la erosión de los bloques de basamento emergidos (Bloque de Yucatán, paleoislas del occidente del protogolfo de México; Salvador, 1987, 1991b, 1991).

Durante el Tithoniano la velocidad de subsidencia es mucho menor y predomina la sedimentación de lutitas y carbonatos; aumenta la presencia de organismos favorecido por un clima cálido. Los horst formados en el basamento premesozoico permanecieron emergidos; el material clástico aportado por estos horst fue disminuyendo a medida que el relieve disminuía. En este periodo las condiciones tectónicas fueron estables y las condiciones climáticas fueron óptimas para la proliferación de vida, al mismo tiempo se acumularon arcillas que dieron origen a lutitas con alto contenido en materia orgánica, con delgadas intercalaciones de carbonatos (Gonzales & Holguín, 1992). A finales del Tithoniano, se da la sumergencia de la porción meridional de Florida (Salvador, 1991b). En el occidente de México se incrementa la etapa volcánica que aporta capas de bentonita y materia prima (sílice) que originó pedernal negro en capas, lentes y nódulos en el norte de Veracruz (Viniegra, 1996).

A comienzos del Cretácico las condiciones tectónicas estables persisten. Al mismo tiempo las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán continúan subsidiéndose hasta inundarse totalmente; el aporte de clásticos disminuye y el depósito de carbonatos empezó a aumentar (Winkler y Buffler, 1988).

Para el Hauteriviano-Barremiano aumento la subsidencia de las plataformas que bordeaban el Golfo de México, favoreciendo el depósito de gruesos paquetes de carbonatos con menor cantidad de lutitas intercaladas. El Archipiélago de Tamaulipas fue cubierto por completo y solo quedó emergido el basamento de la isla de Coahuila, el Macizo de Chiapas y parte del Bloque de Yucatán (Padilla y Sánchez, 2007).

En el Aptiano ocurrió un cambio en la velocidad de subsidencia que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de

carbonatos. De esta forma se cubrieron todos los altos topográficos que estuvieron emergidos desde el comienzo de la apertura del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

En el proceso de formación de esta área intervinieron eventos tectónicos y también se vieron involucrados esfuerzos durante el Mioceno que ocasionó plegamiento y fallamiento.

La sal también tuvo influencia en la modelación de las estructuras del subsuelo sobre todo en la porción sur, en tierra y en el área de Jalpa, Tab. Algunos pozos que cortaron la secuencia salina son entre otros el Tunich No. 1 y Cantarell no. 85 (Meneses, 1980).

La tendencia estructural de los alineamientos es noroeste-sureste similar a la tendencia de los ejes de la Sierra de Chiapas; que estuvo sujeta a los mismos esfuerzos compresionales que originaron los plegamientos frontales tienden a sumergirse hacia la planicie costera del Golfo de México.

El desplazamiento que experimenta la Sierra de Chiapas hacia el norte en su porción oriental respecto a la occidental es del orden de 100 km y se debe a la "Falla del Istmo" que corre casi norte-sur.

Los alineamientos estructurales de la Sonda de Campeche son de gran extensión; Akal-Nonoch mide 30 km de largo y tiene 12 km de ancho. El alineamiento Abkatun-Taratunich tiene 25 km de largo por 12 km de ancho; el de Kutz-Tabay tiene 40 km de longitud por 8 km de ancho. Particularmente la estructura de Nohoch-Akal es asimétrica y muestra un echado fuerte hacia el E (Meneses, 1980).

Entre el complejo Cantarell y el alineamiento Abkatun-Taratunich, se presenta una faja de erosión con dirección N-S, donde se observa la ausencia de una parte del Terciario.

La acumulación de hidrocarburos en la sonda de Campeche, está controlada principalmente por el factor estructural; si a esto le sumamos la intensa dolomitización, disolución y el fracturamiento de las rocas que les imprimió una porosidad de 8 a 12%, se explica lo extraordinario de los yacimientos (Meneses, 1980).

Capítulo III

SECUENCIAS

ESTRATIGRÁFICAS

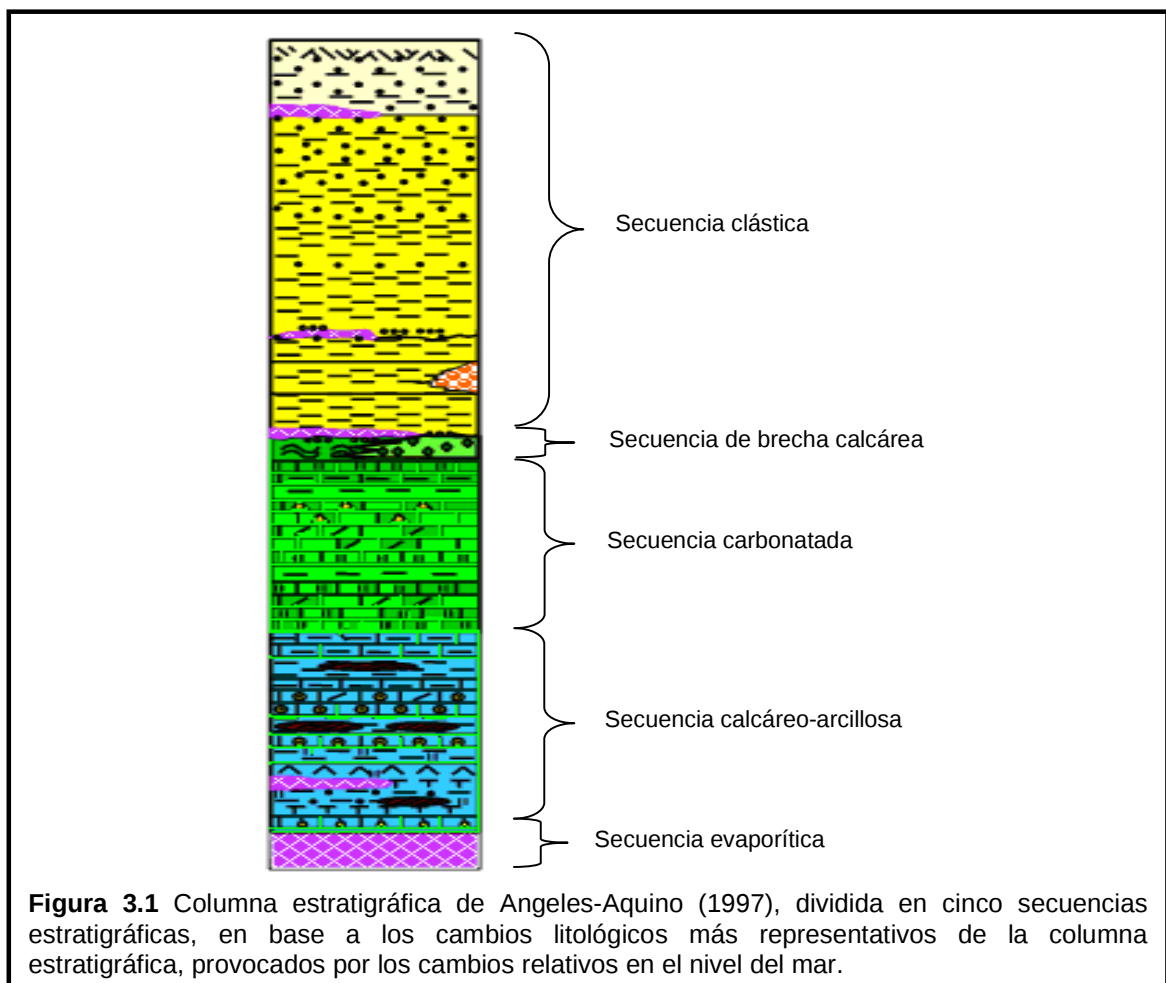
3.1 Introducción.

La estratigrafía de secuencias es una parte de la estratigrafía, en la cual las superficies estratigráficas que representan cambios en las secuencias de depósito son usadas para correlacionar y para definir tipos específicos de secuencias estratigráficas.

Para el presente trabajo se han identificado y limitado 5 secuencias estratigráficas tomando como base la columna estratigráfica de Angeles-Aquino, 1997. Estas secuencias han sido divididas a partir de los cambios bruscos en la litología, los cuales están relacionados a cambios relativos en el nivel del mar o al impacto del meteorito Chixchulub que generó las brechas que tenemos sobre el talud de la plataforma en el límite Cretácico-Cenozoico.

Las cinco secuencias estratigráficas que tenemos en la Sonda de Campeche son (Figura 3.1):

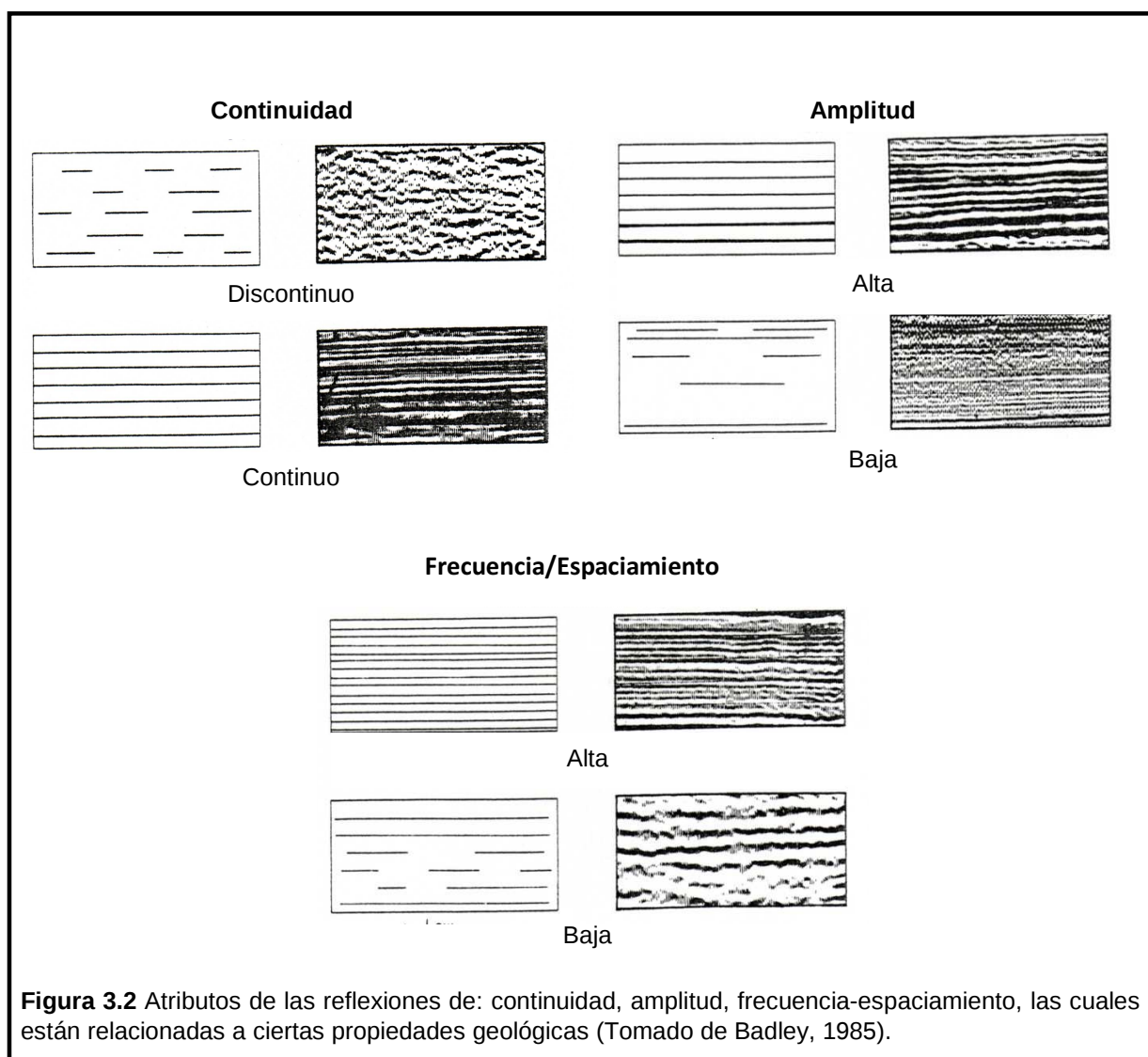
- 1 La secuencia evaporítica (Calloviano).
- 2 La secuencia calcáreo-arcillosa (Jurásico Superior).
- 3 La secuencia carbonatada (Cretácico).
- 4 La secuencia de brecha calcárea (Cretácico Superior-Paleógeno).
- 5 La secuencia clástica (Terciario).



3.2 Estudio de las reflexiones sísmicas.

Las reflexiones sísmicas por si solas tienen una serie de propiedades descriptivas y medibles que pueden ser relacionadas a las propiedades geológicas, como ocurre con los contactos entre diferentes unidades estratigráficas. Los atributos que más fácilmente se relacionan y diagnostican a la litología son: la amplitud, polaridad, continuidad y el espaciamiento o frecuencia.

Amplitud: la amplitud puede ser alta, media o baja. Los cambios verticales en la amplitud pueden ser usados para localizar discordancias, mientras que cambios laterales pueden ayudar a distinguir facies sísmicas. No todos los cambios están relacionados a las propiedades geológicas, algunos cambios en la amplitud se pueden dar por los patrones de interferencia (Figura 3.2).



Polaridad: la polaridad junto con la amplitud proporciona una buena guía para identificar qué tipo de litología causan ciertas reflexiones (Badley, 1985).

Continuidad: la continuidad puede ser calificada de muy continua a muy discontinua. La continuidad se puede interpretar en términos geológicos como cambios laterales en la impedancia acústica y por lo tanto, en la litología. Los reflectores discontinuos, son característicos de ambientes donde el cambio lateral de facies es rápido (ambiente fluvial o aluvial). Reflectores continuos son característicos de ambientes de depósito donde las condiciones son uniformes en una región con un área extensa (ambientes de agua profunda, de plataforma, etc.). En algunos casos las discontinuidades en las reflexiones son producto del “ruido”, tales como, los múltiples, los arcos de migración o difracciones. Generalmente este tipo de discontinuidades pueden ser reconocidas dibujando una línea que conecte los puntos discontinuos. Si la línea es recta o hiperbólica, entonces es muy probable que la discontinuidad sea falsa (Figura 3.2).

Espaciamiento o Frecuencia: esta propiedad se ve afectada por los efectos en la interferencia y la frecuencia de la señal sísmica. Los cambios verticales en los espaciamientos de los reflectores pueden ser usados como guía para localizar límites entre las secuencias de depósito (no se debe usar como criterio único). Los cambios laterales en el espaciamiento, pueden ser usados para inferir cambios en las facies. Sin embargo, este tipo de espaciamiento lateral está muy influenciado por el ruido y por las diferentes estructuras geológicas (Figura 3.2).

Intervalo de velocidad: esta propiedad se puede medir si el espaciamiento entre los reflectores es de 100 milisegundos (ms); si el intervalo es medible, se puede interpretar la litología que litología se tiene.

3.2.1 Implicaciones de la polaridad y la fuerza de las reflexiones.

A continuación se indica de manera resumida en la Tabla 3.1 las propiedades y características de los reflectores dependiendo el tipo de contacto:

3.2.2 Reconocimiento litológico con base en los reflectores sísmicos.

A continuación se describe de forma resumida las principales características que permiten identificar a las diferentes litologías a partir de los reflectores sísmicos:

3.2.2.1 Sal.

La sal y las evaporitas asociadas son comunes en las secuencias sedimentarias de las cuencas del Jurásico Medio-Superior de México. La sal tiene una densidad baja (2.2 gr/cm^3), que es mucho menor a la mayoría de las rocas sedimentarias (calizas, areniscas, conglomerados, etc.). Cuando las evaporitas se depositan con suficiente espesor (más de 100 m), llegan a ser inestables estructuralmente al momento de ser sepultadas, por lo que se llega a una inversión en la densidad con los estratos superiores. En tales circunstancias, al flujo de sal inicia, para pasar por tres estados: almohadización o “pillowing”, diapirismo y postdiapirismo.

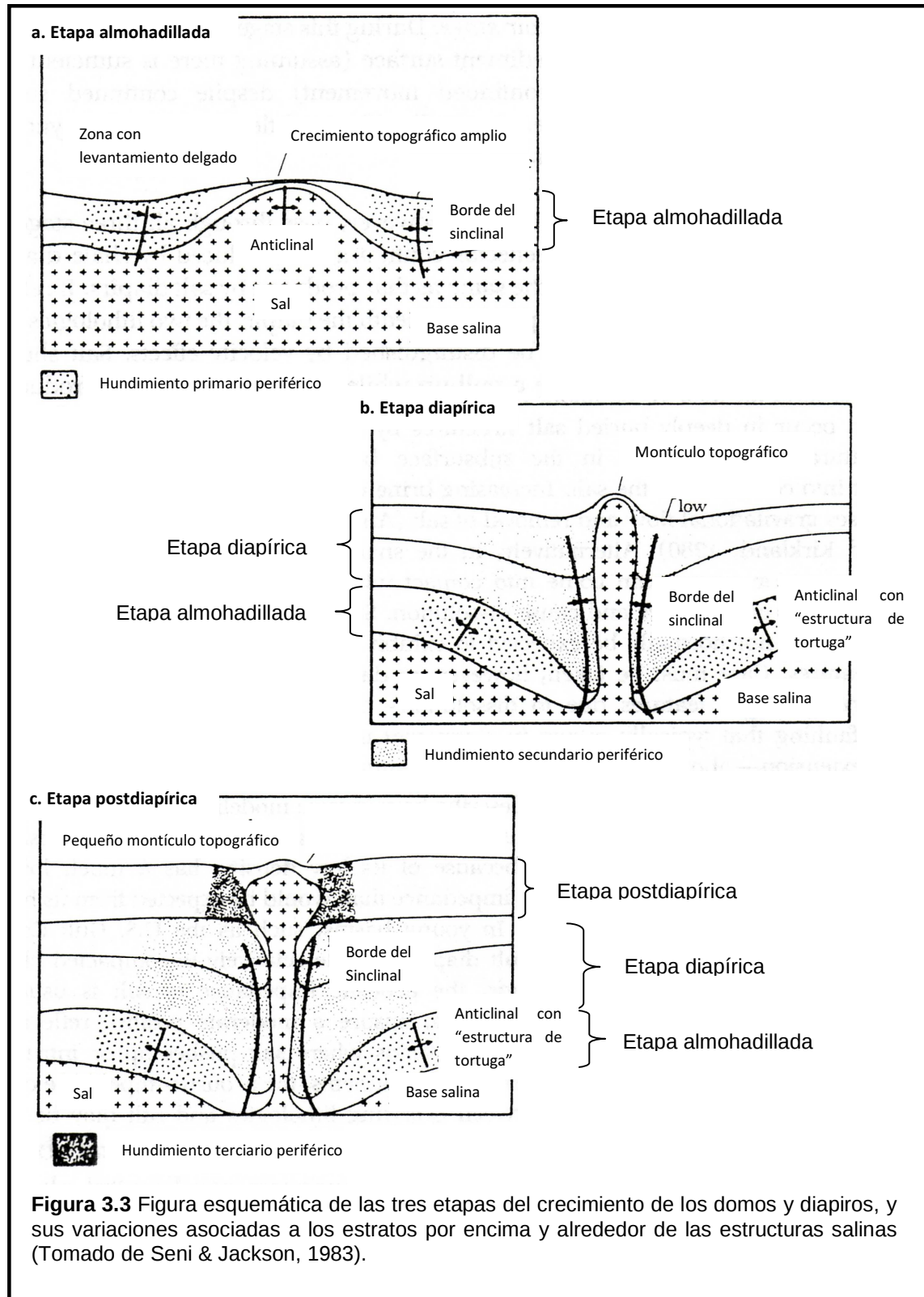
Reflexión Polaridad/Fuerza en las lutitas-areniscas				
Profundidad	Porosidad de la arena	Saturante en la arena	Reflexión	
			Fuerza	Polaridad
Somera	Pobre	Líquido	Fuerte	Positiva
		Gas	Media	Positiva
	Media	Líquido	Media	Positiva
		Gas	Débil	Positiva
	Buena	Líquido	Débil	Positiva o Negativa
		Gas	Muy fuerte	Negativa
Profunda	Pobre	Líquido	Fuerte	Positiva
		Gas	Media	Positiva
	Media	Líquido	Media	Positiva
		Gas	Débil	Positiva o Negativa
	Buena	Líquido	Débil	Positiva o Negativa
		Gas	Media a Débil	Negativa

Reflexión Polaridad/Fuerza en Areniscas-Carbonatos			
Porosidad de la arena	Saturante en la arena	Reflexión	
		Fuerza	Polaridad
Pobre	Líquido	Débil a Media	Positiva
	Gas	Media	Positiva
Media	Líquido	Media a fuerte	Positiva
	Gas	Fuerte	Positiva
Buena	Líquido	Muy Fuerte	Positiva
	Gas	Muy fuerte	Negativa

Tabla 3.1 Características y propiedades de los reflectores sísmicos (Badley, 1985).

Etapa almohadillada (pillow stage): son sedimentos que forman estratos delgados sindepositados sobre crestas y flancos almohadillados que se desarrollan en los mismos crecimientos. En algunas ocasiones se pueden generar estratos gruesos a comienzos del borde del sinclinal (Figura 3.3).

Etapa diapírica: cuando la sal se evacua porque ocurre el crecimiento del diapiro, se origina el colapso de los flancos de la secuencia que se encuentra adelgazada hacia los bordes de la almohadilla. Un borde secundario en el sinclinal y su eje axial adyacente al límite del diapiro se desarrollarán sobre el área colapsada (Badley, 1985). El borde secundario del sinclinal es más extenso que el borde primario, además se acumulará una secuencia más gruesa (Figura 3.3).



La secuencia más gruesa en el borde primario del sinclinal se encuentra fuera de la zona de colapso y en zonas de interdomo; si no ocurre intrusión se tendrán estructuras pasivas inversas que irán de sinclinales a anticlinales, cuyas características fueron descritas por Trusheim (1960), como “estructuras tortuga” (Figura 3.4).

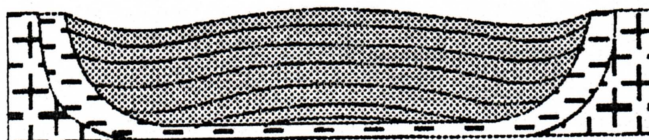
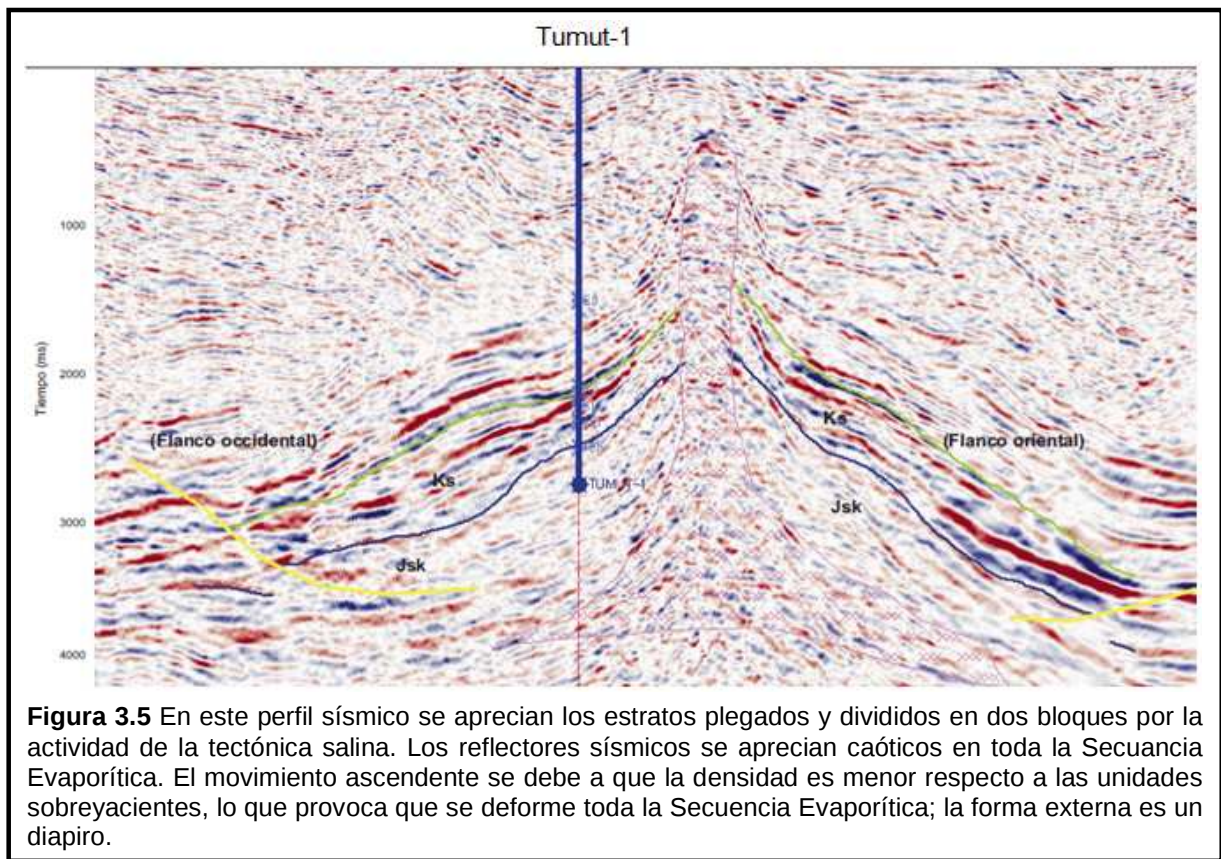


Figura 3.4 Esquema idealizado que representa una “estructura tortuga”, resultado del desalojo de sal por debajo de un sinclinal, formado en los flancos de una estructura de sal almohadillada. El resultado es un montículo aparente con onlap invertido que puede ser interpretado como un downlap biridireccional sobre el límite de la secuencia (Tomado de Mitchum et al., 1994).

Etapas postdiapírica: durante esta etapa, los diapiros permanecerán en la superficie de sedimentación o cerca de ella (asumiendo que hay suficiente sal para continuar con el movimiento), a pesar de la subsidencia continua. Un pequeño y sutil borde secundario del borde del sinclinal flanqueará al diapiro (Figura 3.3).

La configuración en las reflexiones producido por diapiros de arcillas pueden ser similares a las que son producidas por diapiros de sal; las dos litologías pueden ser distinguidas por los efectos en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. La sal puede producir levantamientos mientras que los diapiros arcillosos van a provocar subsidencia en los reflectores más profundos. La ausencia de los reflectores más profundos dificulta distinguir entre ambas litologías. Lohmann (1979), menciona que los rasgos provocados por colapsos se asociaran a disolución postdiapírica salina. La disolución puede ocurrir en estructuras salinas que se encuentren a grandes profundidades por aguas profundas en el subsuelo que se ponen en contacto con la sal (Badley, 1985). En otros casos, el incremento en la densidad de la salmuera causará flujos gravitacionales y el traslado de sal (Anderson & Kirkland, 1980). En la parte somera, el agua meteórica puede entrar en contacto con los diapiros o con las capas salinas causando disolución; los diapiros arcillosos no mostrarán rasgos de colapso. Se debe de tener mucho cuidado al momento de interpretar colapsos por disolución sobre cualquier tipo de rasgos provocados por plegamiento.

La baja densidad de la sal, tiene una impedancia acústica menor de la que se esperaría por la velocidad que presenta (alta). En cuencas jóvenes, tales como el Golfo Costero de los E.U.A., donde los diapiros salinos intrusionan a arenas y arcillas sin compactar, la impedancia acústica de la sal es usualmente larga para asegurar un coeficiente positivo en las reflexiones. En cuencas donde la sal empuja o intrusiona a sedimentos más compactos, la impedancia acústica que contrastará con la litología suprayacente y la sal, será muy pequeña para producir buenas reflexiones en la cima de la sal; esto es muy problemático cuando se tienen prospectos potenciales que se localizan por encima de los diapiros salinos.



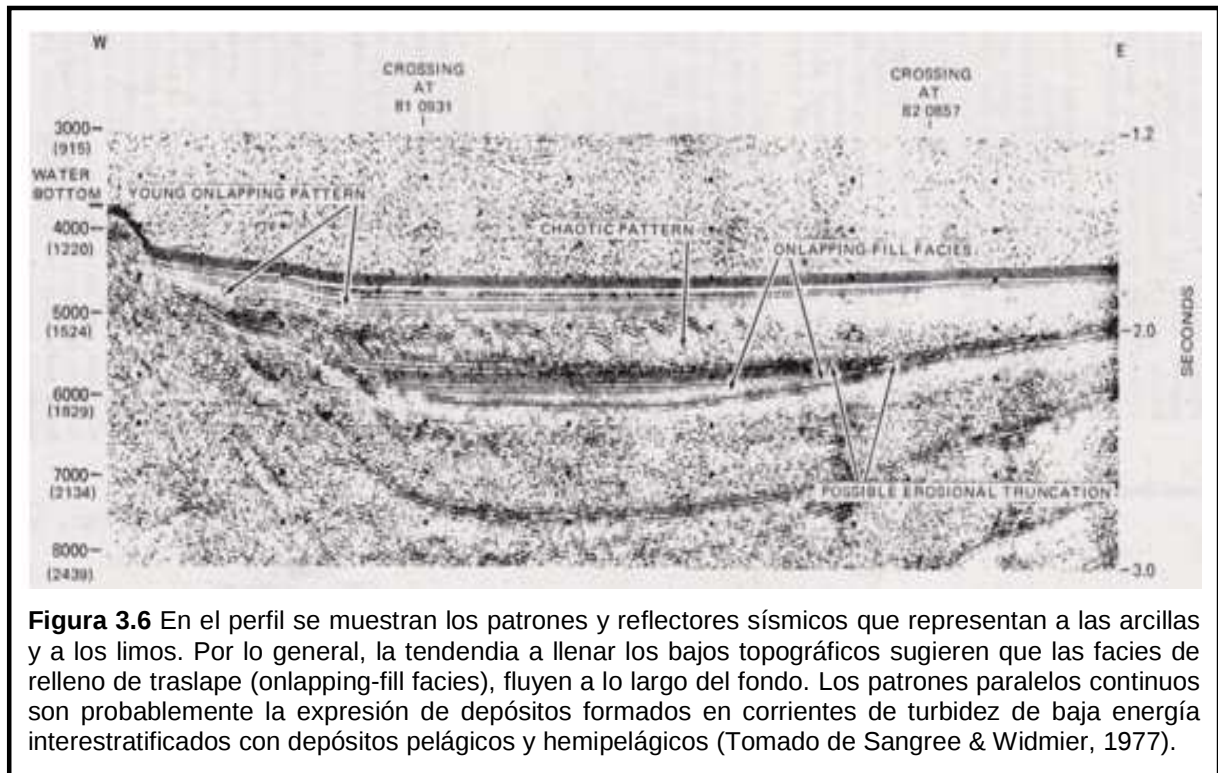
3.2.2.2 Arcillas y limos.

Las arcillas y limos incluyen sedimentos finos depositados por suspensión no importando el ambiente de depósito, que al compactarse forman lutitas y limolitas. Este tipo de rocas tienen en general estratos delgados que producen reflexiones con espaciamientos muy cerrados. Si el área de depósito es amplia, las reflexiones tenderán a mostrar continuidades de moderadas a buenas. La amplitud será de moderada a pobre y dependerá del espaciamiento en los estratos (efectos de interferencia) y de la litología. Los patrones con reflexiones divergentes permiten que se interprete la existencia de sedimentos de grano fino, que indica que el depósito ocurrió bajo condiciones donde la tasa de subsidencia y de sedimentación es de magnitud similar.

En algunos casos los contrastes en la impedancia acústica es tan baja que el intervalo parece ser un área libre de reflexiones sobre todo cuando se tienen secuencias con espesores gruesos; los patrones de reflexiones caóticas pueden resultar de la actividad de corrientes submarinas, slumps, presión de poro elevada o inestabilidad del talud.

En la Figura 3.6, se muestra un perfil sísmico donde se pueden observar los reflectores característicos del depósito de arcillas y limos. Los reflectores tienden a ser paralelos, a menos que exista una deformación posterior al depósito que los pliegue o deforme. La amplitud de los reflectores es baja, la frecuencia es muy alta y la continuidad es muy

buena. En este caso el depósito de limos y arcillas se encuentran en la parte señalada como “Onlapping-Fill Facies”.



3.2.2.3 Areniscas.

Este tipo de litología es muy difícil de identificar ya que se presentan en una gran variedad de espesores, formas y extensiones laterales.

El intervalo de la velocidad no es un buen indicador para interpretar su existencia; por lo que se utilizan las características propias del depósito como una mejor guía para reconocer este tipo de depósito, también nos basamos en la configuración, estructura interna y la asociación de facies. Si se asume que los depósitos son los suficientemente gruesos como para que sean interpretados, se tendrá que las facies clásticas de ambientes profundos se caracterizaran por configuraciones de montículo y/o por formas de lámina.

Debido a que tienen una tasa de sedimentación relativamente rápida, las arenas tienen la habilidad de modificar la topografía del piso de cuenca y así influir en el depósito de los sedimentos.

En ambientes de aguas someras, las arenas que formen unidades individuales tenderán a ser delgadas, incluso pueden llegar a ser tan delgadas que pasan desapercibidas por la resolución sísmica y su presencia, por lo tanto, tendrá que ser inferida por las características en el ambiente de depósito y por la variación en la

amplitud. De forma generalizada, Sangree & Widmier (1977), mencionan que las secuencias progradacionales oblicuas tienen más contenido de arenas que las secuencias progradacionales sigmoidales. En ambientes de aguas someras, las estructuras internas pueden ser el producto de procesos de depósito, erosión y retrabajo.

En la Figura 3.7, se observa un perfil sísmico en donde las formas externas de montículo están formadas por depósitos de arenas. En comparación con los depósitos de arcillas y limos, en las arenas tendremos amplitudes altas pero con frecuencias bajas, la continuidad es variable, sobre todo en la zona del montículo.

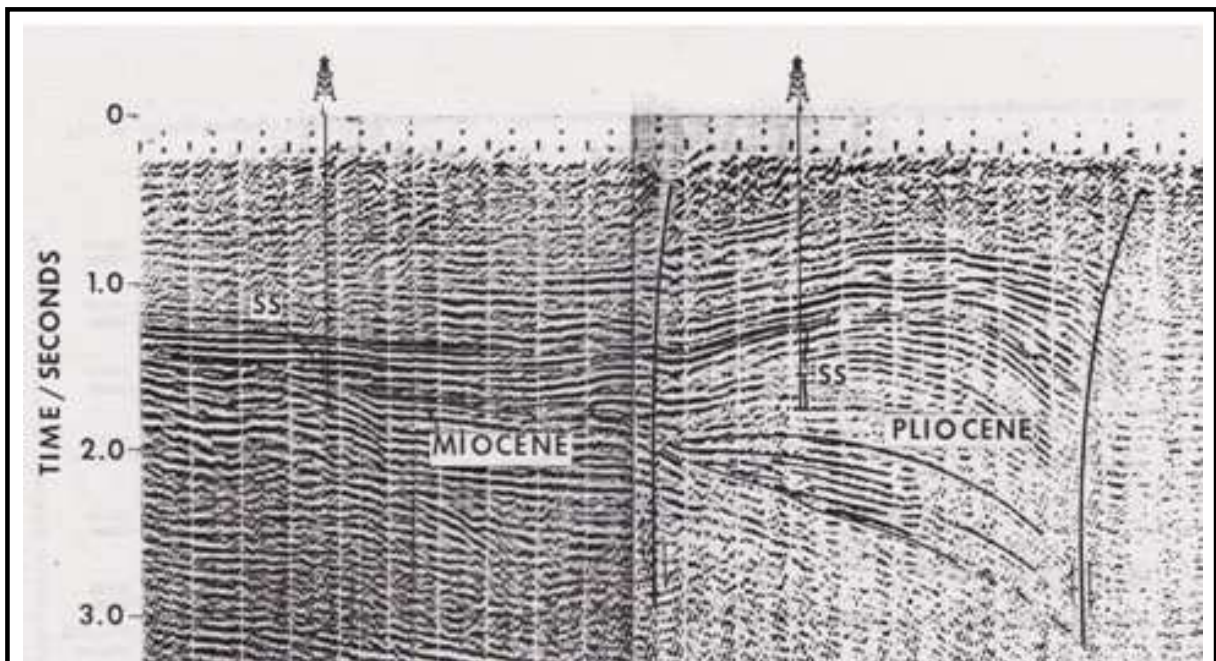


Figura 3.7 En este perfil sísmico se pueden observar, a pesar de la complejidad estructural, montículos con gran contenido de arenas, a este tipo de facies sísmicas se les conoce como montículo onlap rellenado o "Mounded onlap-fill" (Tomado de Sangree & Widmier, 1977).

3.2.2.4 Carbonatos

Normalmente, las reflexiones que se encuentran en el límite superior de una unidad calcárea tienen coeficientes con reflexiones positivas, esto se debe a que los carbonatos usualmente tienen velocidad y densidad alta, comparada con otras rocas sedimentarias.

En los casos en que los carbonatos son muy porosos o están muy fracturados los coeficientes en el límite superior son negativos. Desde el punto de vista sísmico, los carbonatos han sido divididos en tres grupos:

Depósitos con forma externa de lámina: son unidades con una gran extensión lateral y consisten de carbonatos de grano fino o microfósiles calcáreos depositados por

suspensión. Estos depósitos muestran características similares a otros depósitos de grano fino, pero los depósitos calcáreos pueden ser identificados por la amplitudes altas, buena continuidad y por intervalos de velocidades altos (cuando el espesor así lo permite), que por lo general es menor a 3500 m/s.

Depósitos de bioclastos: son granos calcáreos del tamaño de arenas que son transportados y depositados por corrientes de alta energía; tendrán la misma forma y las mismas características de depósito que los depósitos clásticos. Los bioclastos se pueden identificar por que tienen intervalos de velocidad altos con amplitudes altas. También se tiene que considerar la paleogeografía y las litologías, que relacionadas pueden ayudar en la identificación de este tipo de rocas. En la mayoría de los casos se puede diferenciar entre los depósitos de bioclastos y los depósitos clásticos.

Crecimientos orgánicos, arrecifes, bancos, montículos, etc.: este tipo de depósitos tienen elementos biológicos que comprenden los esqueletos de organismos vivos. Estos depósitos se caracterizan por su forma y el intervalo alto en la velocidad. Bubb & Hatleid (1977), subdividen a los crecimientos carbonatados en 4 tipos principales:

Crecimientos de barrera: son lineales y se encuentran rodeados en sus márgenes por aguas profundas durante el depósito.

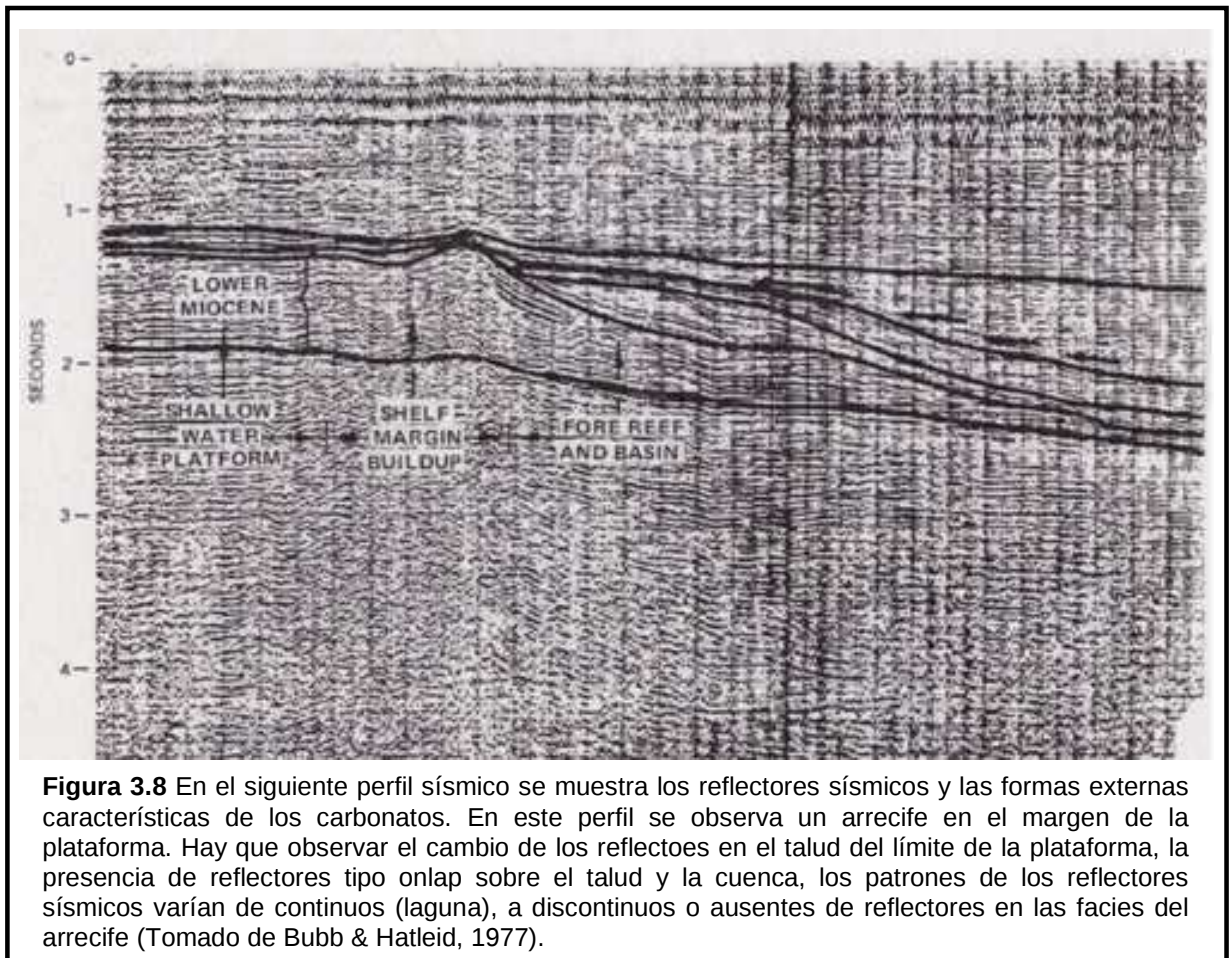
Crecimientos de pináculo: tienen forma equidimensional y están rodeados por aguas profundas en el momento del depósito.

Crecimientos al margen de la plataforma: estructuras lineales; por un lado estará rodeado por aguas profundas, mientras que por el otro estará rodeado por aguas someras.

Parches: generalmente se forman en aguas someras cercanas al margen de las plataformas o sobre amplias plataformas someras.

La pérdida en la amplitud, asociada a los arrecifes, no siempre es un buen indicador de la impedancia acústica más baja o de la porosidad más alta. Natch (1975), describe el desenfoque por dispersión de una señal sísmica, en las áreas costeras de Michigan de los arrecifes con forma de pináculo en el Silúrico; causa puntos oscuros (dim spots) sobre las secciones sísmicas que no han migrado, debido a la forma convexa de la superficie. La aparente caída en el coeficiente de la reflexión, en estos casos, se debe a la geometría y no necesariamente al incremento de la porosidad.

En la Figura 3.8 se observan las variaciones en los reflectores sísmicos mientras en el forereef y el back reef se van a tener generalmente reflectores paralelos o subparalelos con amplitudes altas, frecuencias medias y buenas continuidades, en la parte del arrecife se van a tener reflectores caóticos o de tipo hummocky por el carácter masivo de la unidad arrecifal. La forma externa en este caso tiene forma de montículo sobre el límite de la plataforma y tiene pendientes con grandes ángulos de inclinación (inclusive mayores a 45°)



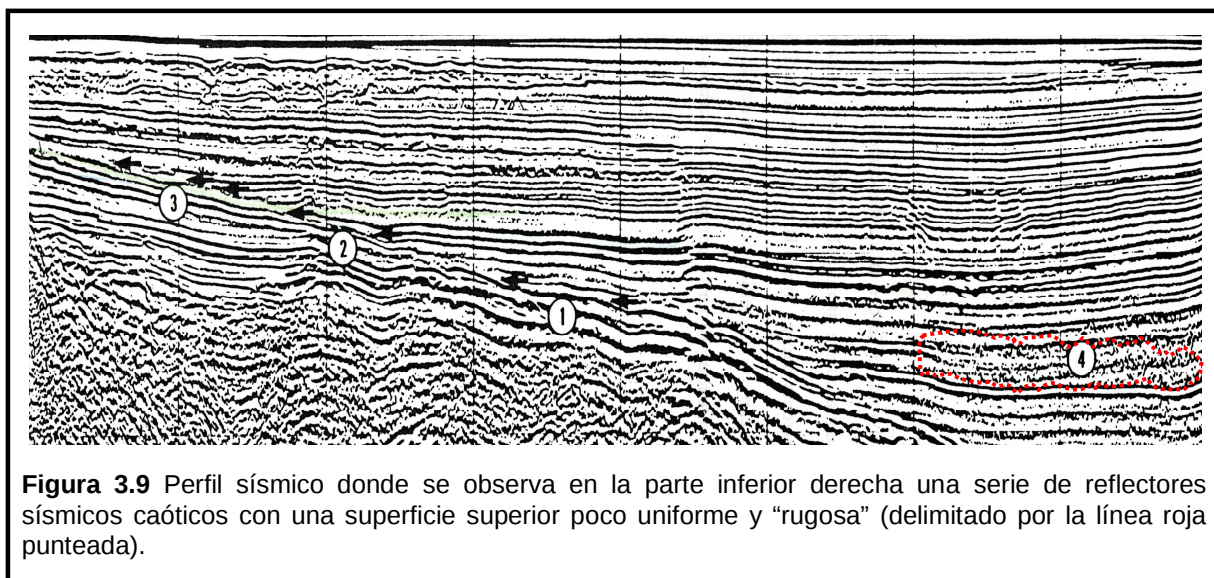
3.2.2.5 Brecha Calcárea.

El depósito de cualquier tipo de material, ya sea clástico o carbonatado, en mares profundos se lleva a cabo por procesos de flujos de masas; los más comunes son el flujo de detritos y las corrientes de turbidez, de aquí se originan otros flujos con características intermedias.

El depósito por flujo de detritos es la remobilización de material pobremente clasificado, con gran cantidad de sedimentos provenientes de la plataforma, su límite o de la parte superior del talud, que son transportados al talud y hacia la cuenca. Mientras que las turbiditas es la mezcla de sedimentos y agua que se mueven como una masa fluida bajo la influencia de la gravedad y que es la forma más importante de depósito de material grueso en los ambientes de mar profundo. La litología de este tipo de depósitos está en función de la fuente de sedimento que se encuentre en la parte superior del talud.

En el siguiente perfil (Figura 3.9) se observan las características sísmicas propias de la brecha calcárea, este tipo de reflectores no cambia mucho de los reflectores depositados por flujo de material clástico. Los reflectores caóticos se llegan a encontrar

generalmente en los relieves negativos. El transporte de flujo por slump o por corrientes de turbidez de alta energía son los responsables del transporte y generación de este tipo de facies caóticas. La amplitud y la frecuencia para este tipo de depósitos es variable; la continuidad es el único patrón estable en el depósito de brecha calcárea, presentándose como discontinuo.



3.3 Sistemas de depósito (System Tracts) y secuencias sedimentarias del área de estudio.

A continuación se describen las principales características estratigráficas de las secuencias que se encuentran en el subsuelo del área de estudio, formando como base el sistema de depósito

3.3.1 Jurasico Medio.

3.3.1.1 Secuencia Evaporítica.

Para el Calloviano, la roca sedimentaria está constituida por sal blanca cristalina a translúcida cuya edad específica no ha sido establecida en la Sonda de Campeche sin embargo, Kirkland y Gerhard, (1971, en: Amos Salvador, 1991) reportaron una asociación de palinomorfos a partir de la calcita de "cap-rock" del domo de la Sal Challenger en el área de Sigsbee Knolls, mientras que al sureste de Chiapas, cerca de Guatemala en el pozo Trinitaria-2, se identificó una masa salina con fragmentos de moluscos y palinomorfos pobremente preservados de edad incierta, pero con base a reconstrucciones paleogeográficas similares, posiblemente correspondan al Calloviano. Su contacto inferior no ha sido determinado dentro del área de estudio, pero probablemente sea un contacto discordante con el basamento y/o los lechos rojos; el contacto superior es concordante con los sedimentos del Oxfordiano.

Su espesor no ha sido establecido pero se infiere, gracias a los pozos que han cortado a esta unidad en el Estado de Chiapas, que es un paquete grueso con un espesor mayor a los 2000 m (Villa Allende-1, Trinitaria-1). Según Andrews (1960); Oxley *et al*, (1967, 1968); Wilson (1975); Anderson (1979) (*en*: Amos Salvador, 1991) reportaron un espesor de 4000 m en Texas - Louisiana y 1200 a 1500 m en Mississippi; además se correlaciona con la sal Louann al Norte del Golfo de México con espesores mayores a 1000 m (*en*: Melo Amaro, 1998).

En la Sonda de Campeche, los pozos exploratorios Alak-1, Bacab-2, Bacab-201, Bacab-21, Balam-1, Chac Mool-1, Che-1, Chuktah-201, Ek-31, Ek-101, Hayabil-1, Kach-1, Lum-1, Lum-DL1, Sam-1, Tibil-1 y Tunich-1 han cortado y permitido muestrear a la unidad salina.

3.3.1.1.1 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Evaporita.

La secuencia evaporítica tiene un gran desarrollo en todo el Golfo de México, principalmente en la Sonda de Campeche donde los mayores espesores se tienen al noreste y sureste de la cuenca del Golfo de México; disminuyendo el espesor en las márgenes del paleo continente. Este desarrollo se dio a inicios del Calloviano en un clima desértico durante la apertura del Golfo de México y la entrada del mar en un ambiente somero, de poca circulación y gran precipitación en un sabkha.

En la Figura 3.5, se tienen que las reflexiones del lado izquierdo del perfil tienen buena amplitud, la cual va disminuyendo hacia el lado derecho del perfil, su continuidad es irregular en las amplitudes fuertes y del lado derecho, la continuidad se llega a perder.

Este cambio en los reflectores no es por cambio de facies, como se podría malinterpretar en la teoría, sino por el grado de deformación plástica provocada por el movimiento salino, que se caracteriza por plegamiento interno disarmónico.

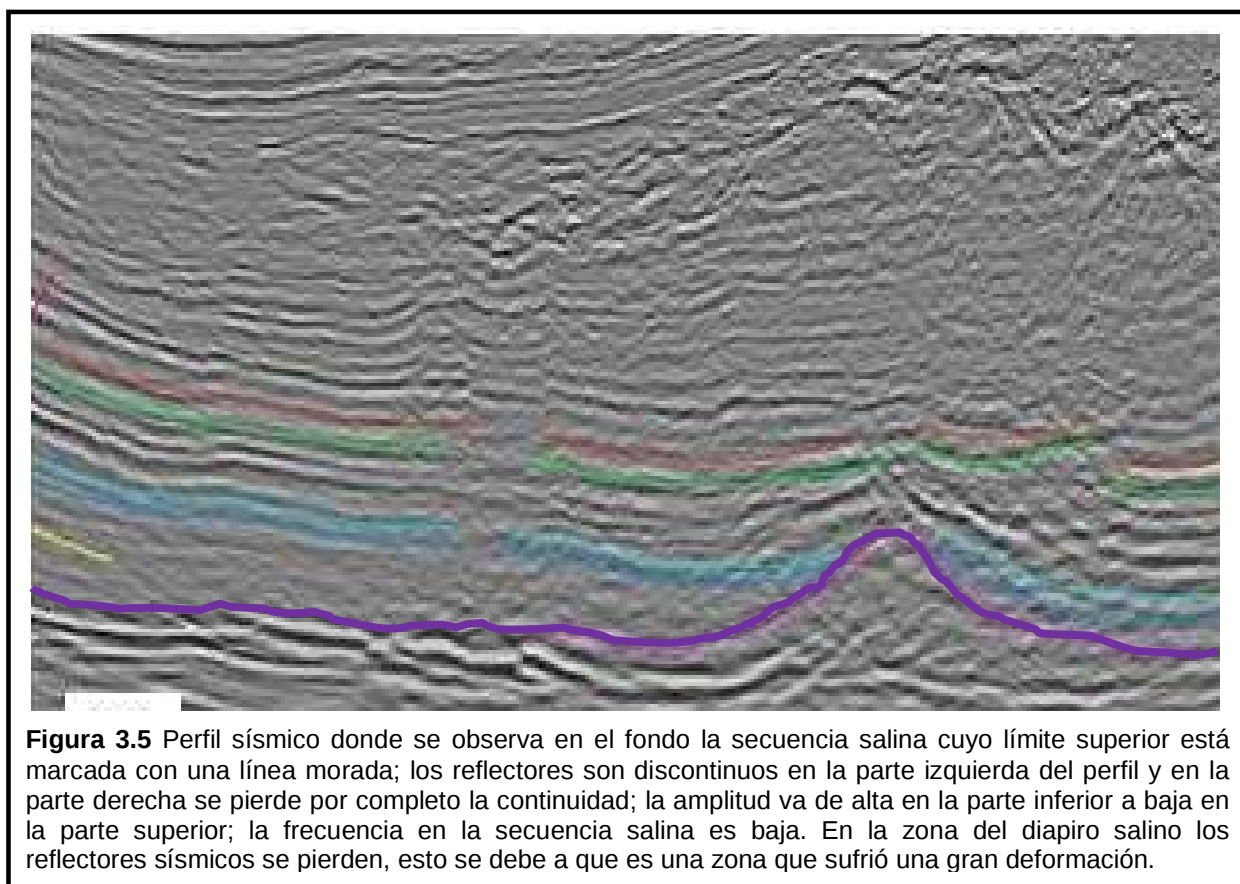
La terminación de los reflectores no se aprecia muy bien, sin embargo por estudios hechos por la Coordinación de Plays Establecidos (CPE), se sabe que el contacto con la unidad superior, es concordante.

La forma externa de esta secuencia evaporítica es de un diapiro, ya que se observa intrusión.

En la parte interna del diapiro tenemos que los reflectores son caóticos y en algunos sectores parece tener ausencia de los mismos. Se puede inferir por la evolución geológica de la Sonda de Campeche que la secuencia evaporítica ha sido fuertemente plegada y deformada, lo que se puede apreciar claramente en el tipo de reflectores que se aprecian en los perfiles sísmicos.

En la Figura 3.6 se aprecian en la secuencia evaporítica reflectores tipo hummocky y caóticos. En algunas zonas las reflexiones son similares a las ondas de migración ya que la terminación de los reflectores no se aprecian en los extremos; en cuanto a la continuidad se le considera discontinua; la amplitud es de media a baja y la frecuencia

es baja, lo que al igual que a la Figura 3.5, nos indica que la Secuencia Evaporítica se vio fuertemente plegada lo que afectó a la continuidad y amplitud de los reflectores. Los reflectores son discontinuos, la amplitud es baja media en la mayoría de la Secuencia Evaporítica y la frecuencia es baja. Como formas externas se encuentran las de diapiro y montículo. En ambas formas externas se aprecian ausencia de reflectores en la parte superior de estas geometrías.



La forma externa de montículo es producto del movimiento salino en el subsuelo y que se podría definir como la etapa almohadillada.

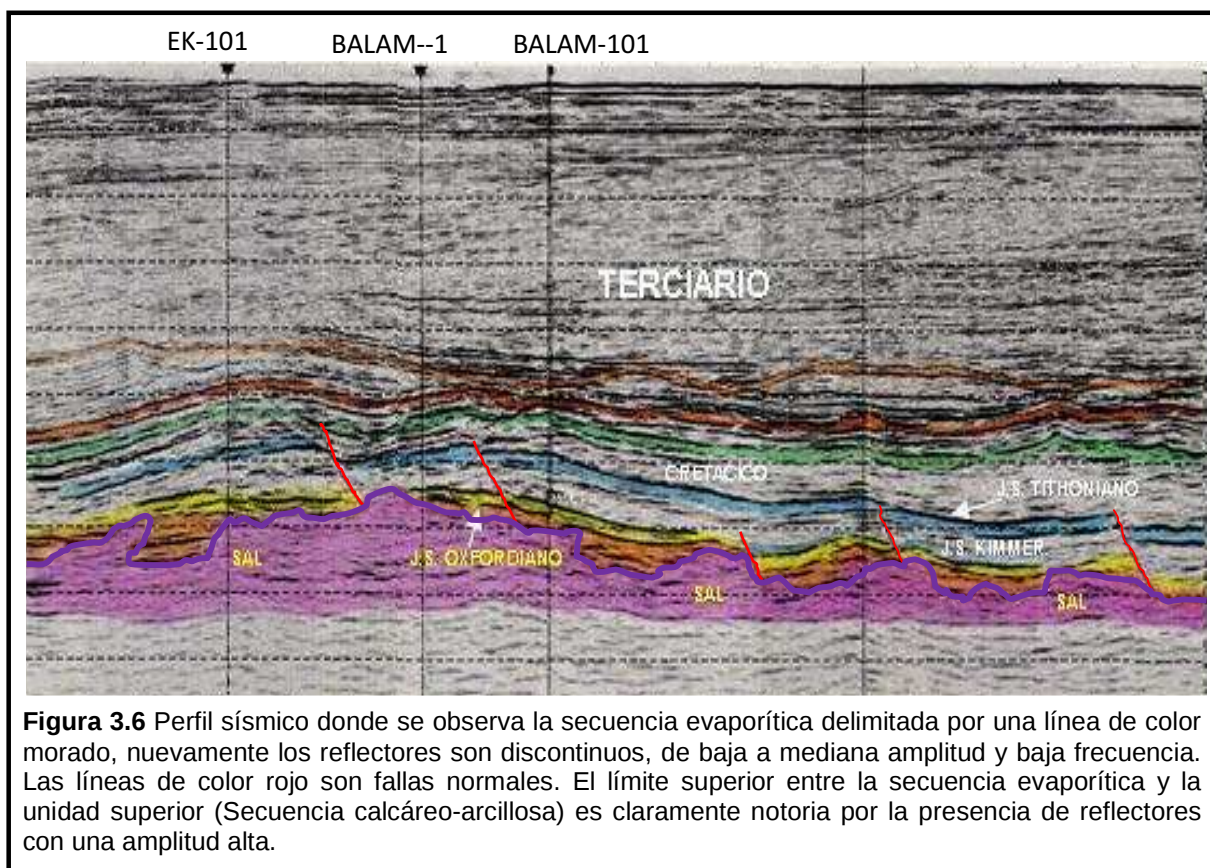
Se observan fallas normales marcadas de color rojo que están por encima de la secuencia evaporítica provocadas por los procesos de distensión, asociado al movimiento ascendente de la sal.

3.3.2 Jurásico Superior.

3.3.2.1 Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa.

La Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa comprende todo el Jurásico, en el que continuo la transgresión y en donde las paleoislas no fueron cubiertas completamente, provocando el depósito de clásticos en combinación con los primeros carbonatos de la

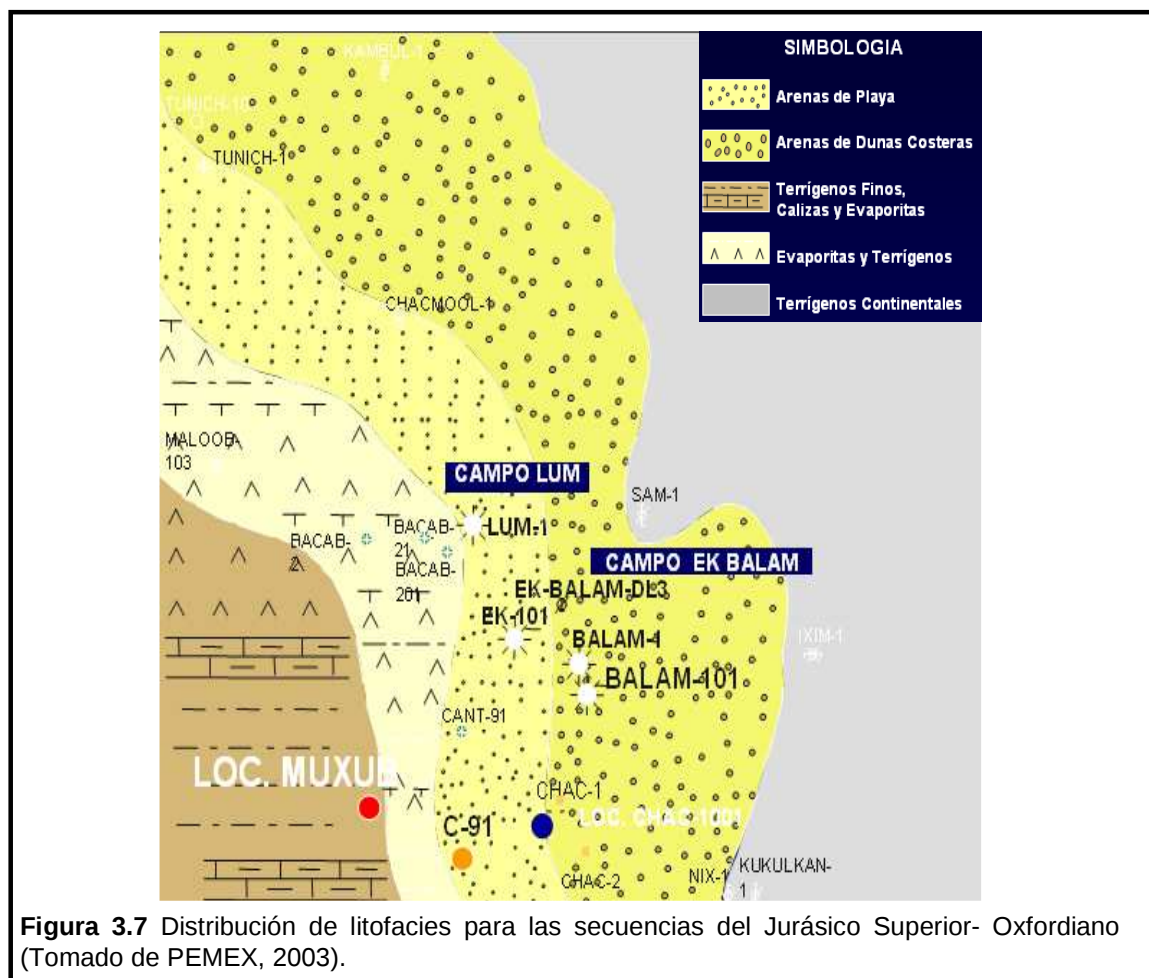
columna estratigráfica. Es durante el Oxfordiano cuando se empiezan a desarrollar plataformas de aguas someras a todo lo largo de los bordes del protogolfo de México. En estas plataformas se empezaron a depositar carbonatos con barras oolíticas en los bordes de la plataforma (Salvador, 1991c; Winker & Buffler, 1988; William-Rojas & Hurley, 2001).



En este periodo se depositaron clásticos en la parte litoral, carbonatos en la plataforma y en la cuenca se depositaron carbonatos intercalados con calizas argiláceas. Las condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron en todo el Kimmeridgiense (Salvador, 1987, 1991b, 1991c). Durante el Tithoniano, prevaleció el depósito de lutitas y carbonatos con el aumento en el desarrollo de la fauna. La subsidencia continuó, aunque de manera lenta, por lo que de manera gradual fue disminuyendo el aporte de clásticos. Las lutitas que se depositaron durante este periodo, tienen gran contenido orgánico que propició la formación de la roca generadora de la mayoría de los volúmenes de hidrocarburos que existen en el Golfo de México (Gonzales & Holguín, 1992).

3.3.2.2 Oxfordiano.

Estudios hechos por PEMEX (2003), describen facies de mares epicontinentales a mixtos y un complejo evaporítico (Sabkha), con depósitos de arenas de playa y areniscas de rampa interna depositados durante el Oxfordiano Inferior (Figura 3.7).



Se depositaron durante el Oxfordiano, cuerpos de arena con una clasificación textural buena (Figura 3.8); compuesto principalmente de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos de areniscas. Esto proporciona las bases para interpretar la procedencia de los clásticos los cuales llegaron por el aporte fluvial del aporte de sedimentos erosionados de Bloque de Yucatán y del Macizo de Chiapas.



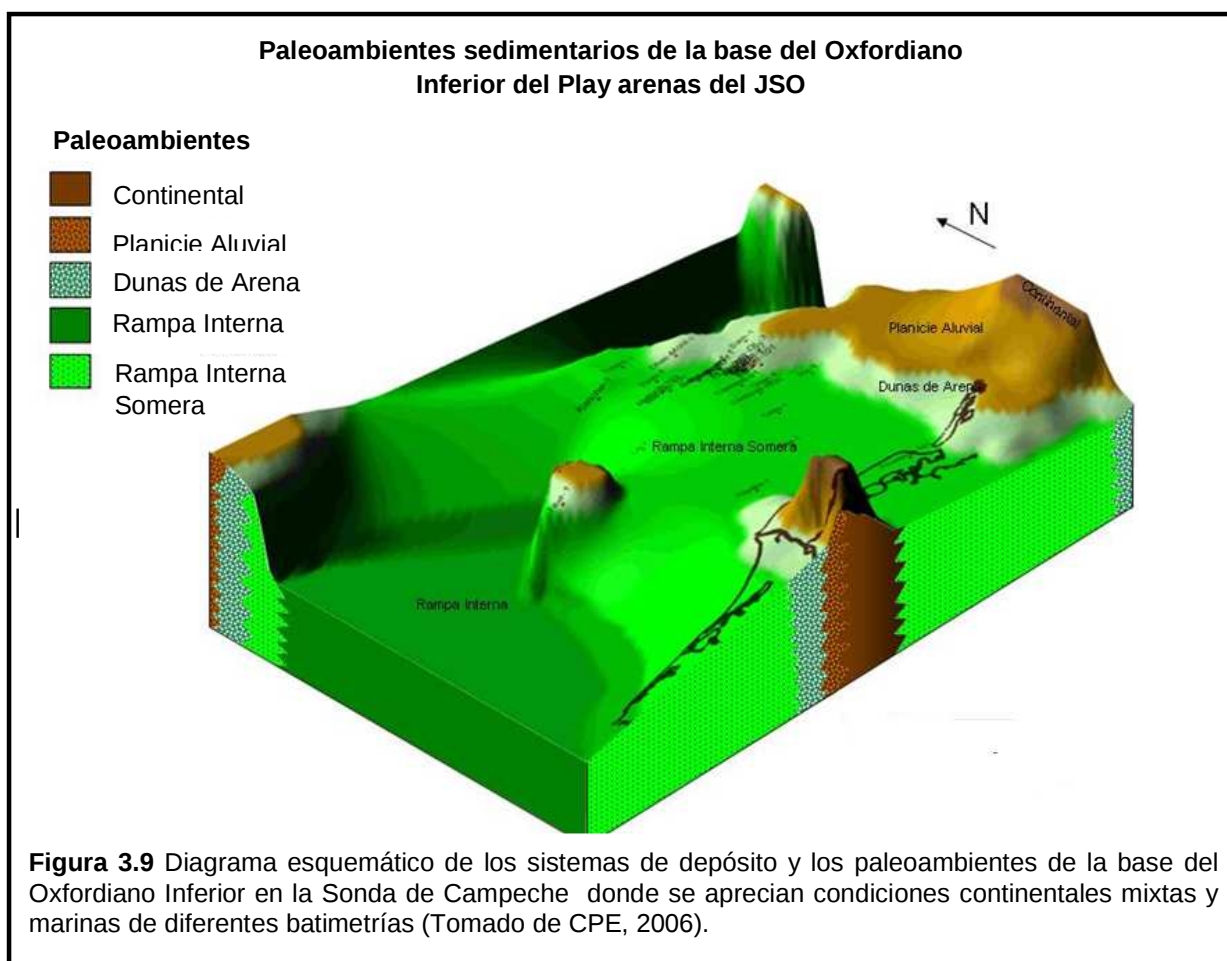
En la Figura 3.9 corresponde con un bloque diagramático esquemático donde se muestran los principales ambientes sedimentarios que ocurrieron en el Oxfordiano, los cuales se describen a continuación:

Ambiente continental y dunas costeras: ambiente representado por una secuencia de areniscas limolitas y lutitas (CPE, 2006).

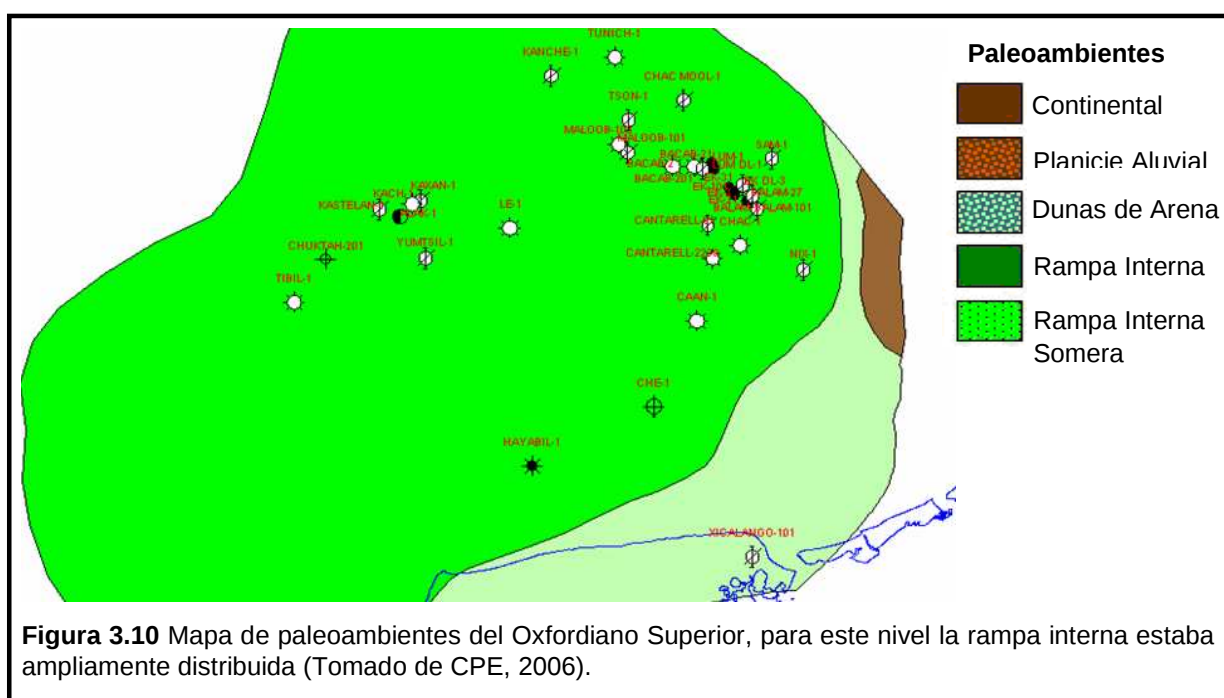
Rampa Interna Somera: ambiente caracterizado por una secuencia de areniscas de color gris claro, con un tamaño de grano medio a grueso, ligeramente calcárea, con intercalaciones de lutita gris oscuro a gris, se encuentra pobremente cementadas con anhidrita (CPE, 2006).

Rampa Interna: ambiente compuesto de litofacies de caliza con terrígenos y lutita intercaladas con limonitas, en la cual no se tienen ningún control debido a la falta de pozos exploratorios (CPE, 2006).

Ambiente Sabkha Marino.- El ambiente de sabkha esta caracterizado por una secuencia de anhidrita con intercalaciones lutita y limonita (CPE, 2006).



Se interpretan la ocurrencia de una gran transgresión marina progresiva a partir de análisis de las secuencias sedimentarias de la Sonda de Campeche durante el Oxfordiano Tardío, por lo que en función del tiempo y paleorelieve se cubrieron paulatinamente con secuencias transicionales y marinas las rocas del basamento. Las facies terrígenas/sabkha que se formaron inicialmente, fueron cubiertas posteriormente por una secuencia de carbonatos arcillosos, carbonatos de ooides, intraclastos y bioclastos, carpetas de algas con gran influencia terrígena, lo cual propició el desarrollo de una rampa interna (Figura 3.10), (CPE, 2006). Por lo tanto, la transgresión marina se asocia con una superficie de máxima inundación, el cual considera CPE, 2006, que corresponde con una secuencia de cuarto orden.



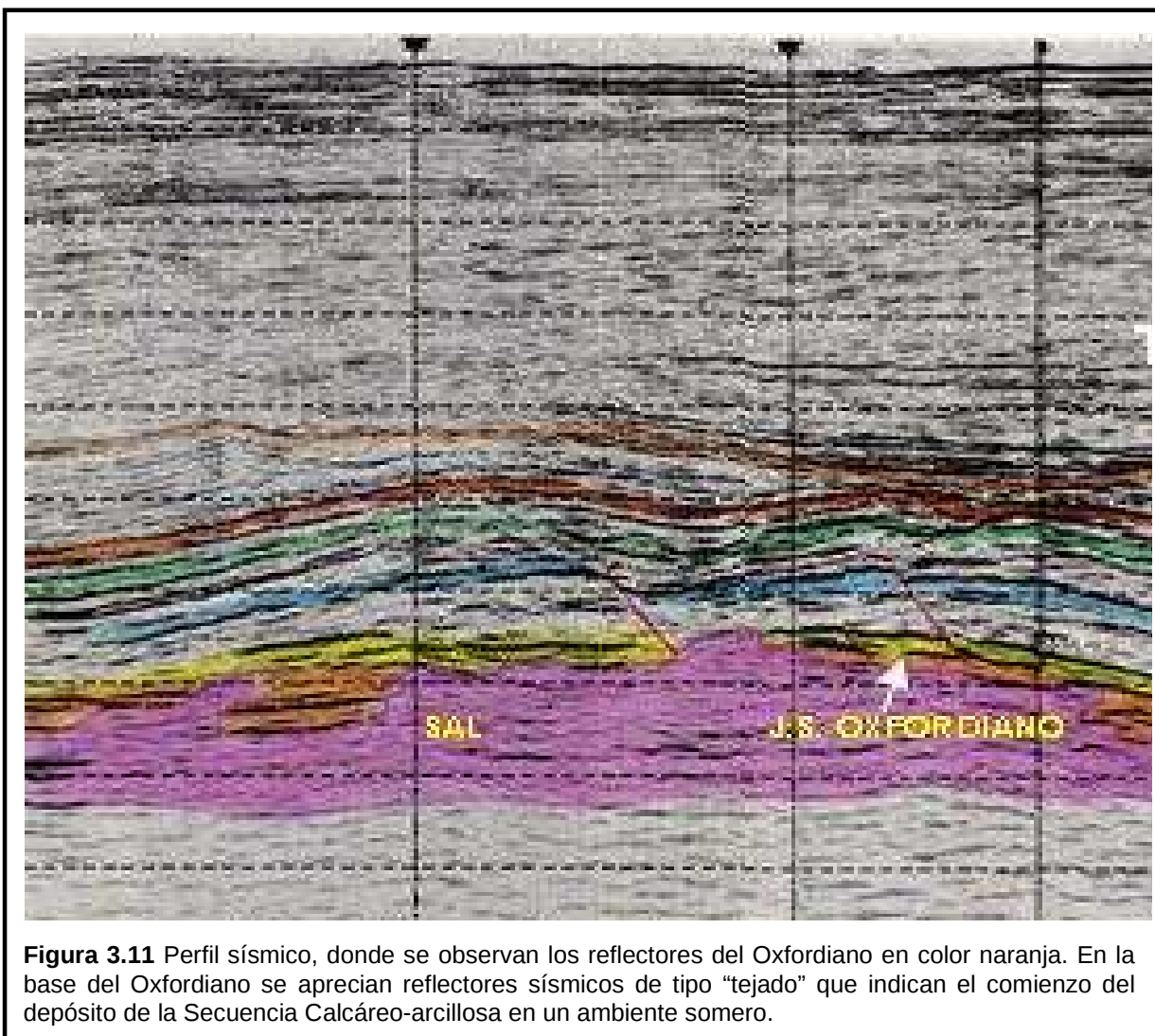
3.3.2.2.1 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcarea y Calcáreo-Arcillosa del Oxfordiano.

Los reflectores sísmicos del Oxfordiano están limitados tanto en la parte superior como en la parte inferior por amplitudes altas y reflectores con buena continuidad. Los reflectores internos corresponden con reflectores paralelos oblicuos; de esta forma, se interpreta al conjunto de reflectores sísmicos pertenecientes al Oxfordiano como reflectores en forma de “Tejado” (Shingled), como se muestra en la Figura 3.11, los que permiten interpretar un ambiente de aguas someras. Mientras que en el perfil sísmico de la Figura 3.12, se tienen patrones de reflexiones internos tipo hummocky, que nos indican un ambiente de alta energía; en cuanto a los límites, estas reflexiones tienen alta amplitud y buena continuidad. Las reflexiones hummocky se relacionan con las unidades litológicas que se depositaron en el Oxfordiano Temprano que representan facies de mares epicontinentales a mixtos y un complejo evaporítico con depósitos de arenas de playa y areniscas de rampa interna somera, de esta manera, el aporte

sedimentario fue mediante corrientes fluviales erosionando a los principalmente de los altos de basamentos (CPE, 2006).

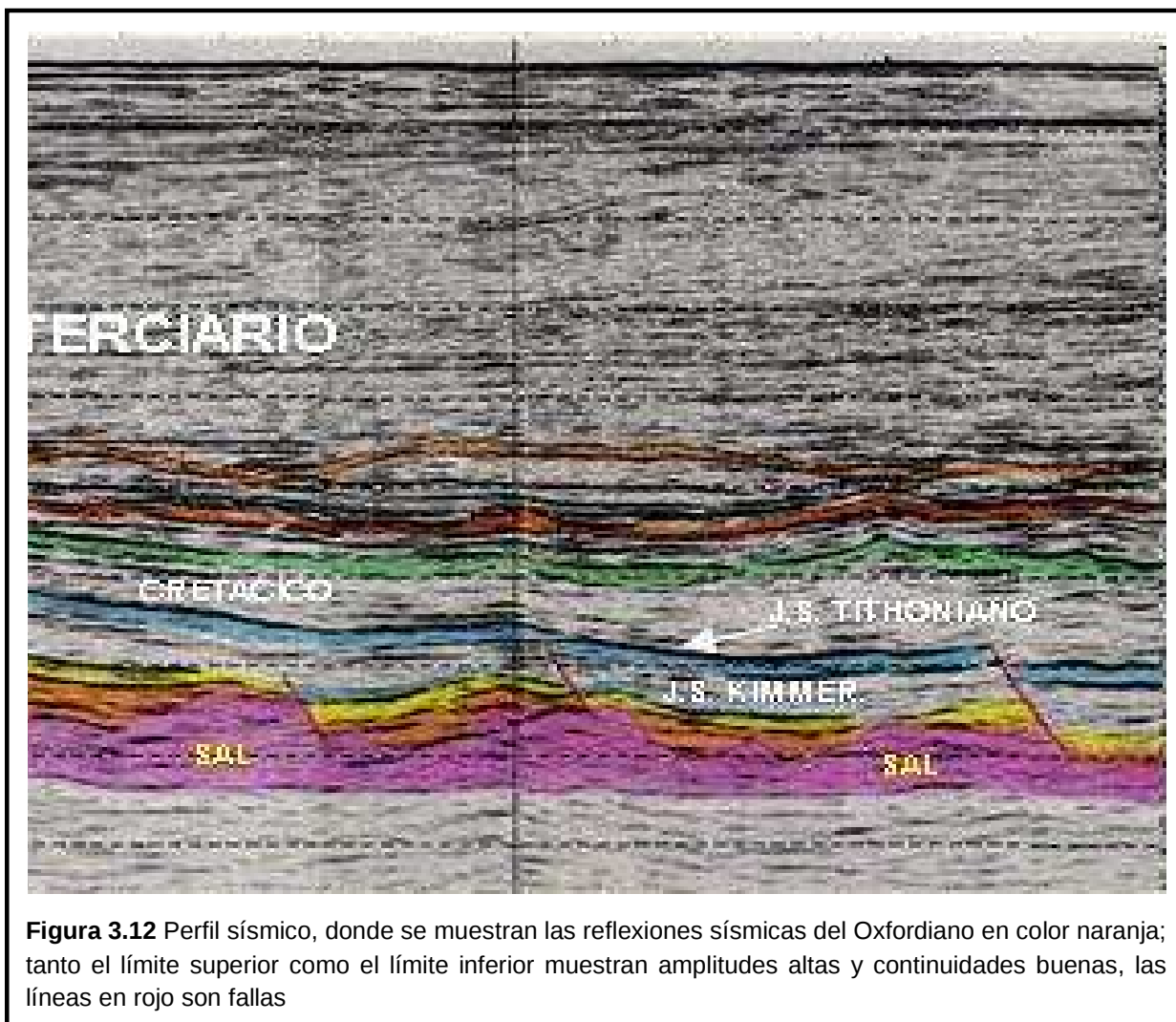
3.3.1.2 Kimmeridgiano.

Se interpreta la presencia de una rampa distalmente pronunciada la cual desarrolló en la zona de alta energía bancos oolíticos, que debido a su ubicación estuvo controlada por las condiciones de energía y por fluctuaciones del nivel del mar (CPE, 2006).



La rampa presenta las siguientes características: pendiente ligeramente inclinada desde el piso marino (cuenca), hasta la línea de costa; hasta el piso de la cuenca fue del orden de un par de metros por kilómetro ($<1^\circ$). Debido a esta suave pendiente, los carbonatos de aguas someras agitadas cambian gradualmente a depósitos de baja energía hacia aguas más profundas y después a sedimentos de cuenca; la rampa evolucionó posteriormente a una plataforma con bordes con pendientes más pronunciadas (CPE, 2006).

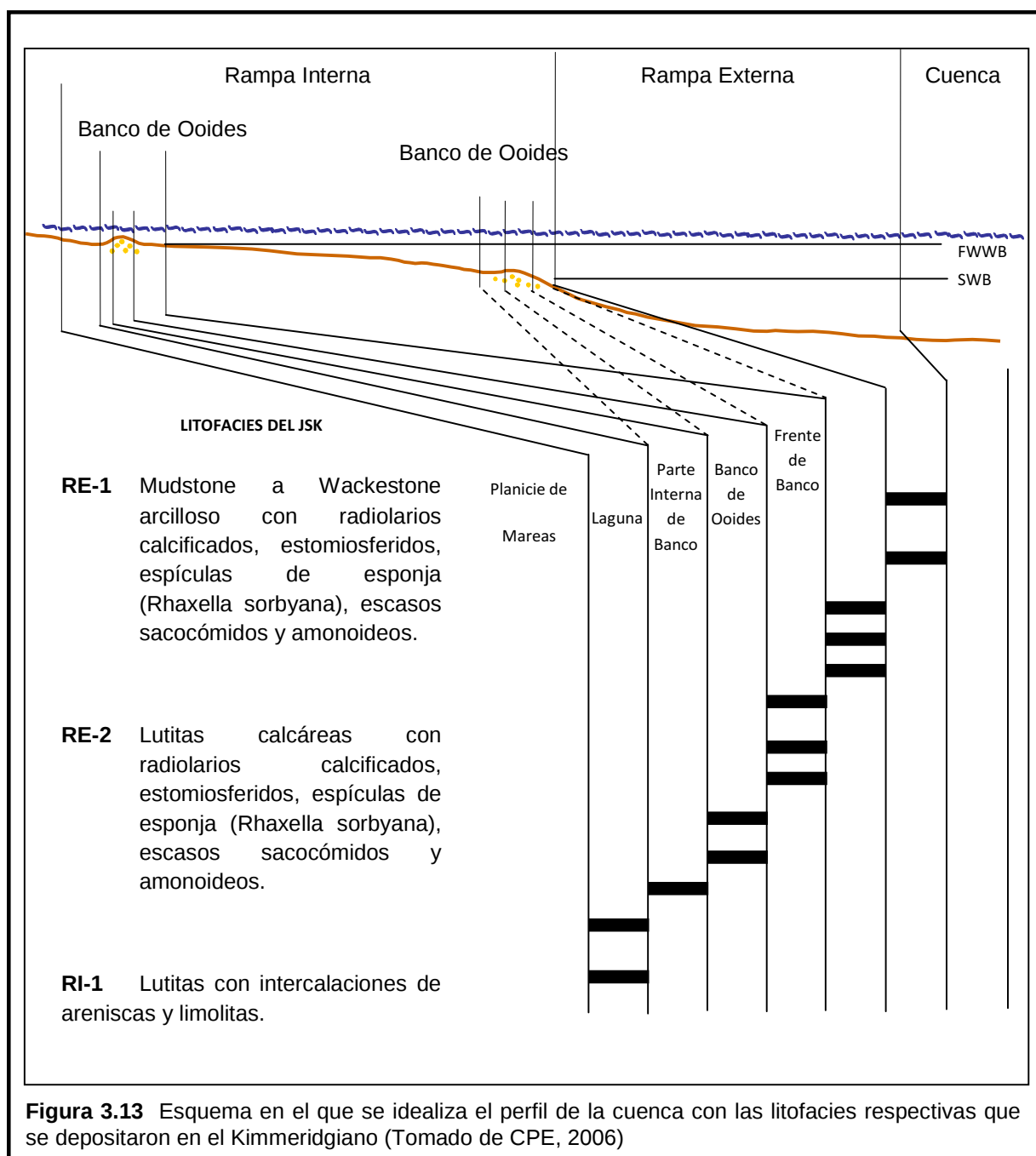
Los tipos dominantes de granos que componen a las rocas calcáreas de alta energía son los esqueletales (calcimicrobios, los foraminíferos pequeños, las espículas de esponja, los briozoarios, los braquiópodos, los moluscos, los equinodermos y los ooides), seguido por los peloides y los intraclastos.



Los sedimentos de la rampa interna más somera corresponden con bioclastos de foraminíferos, algas verdes calcáreas, moluscos, ostrácodos y equinodermos, principalmente (CPE, 2006).

La acumulación de los ooides ocurrió en tres partes de la rampa, la primera de ellas ocurrió en la rampa interna cerca de la línea de costa, la segunda desarrolló una serie de bancos y gruesas planicies de grainstone en la rampa interna, para finalmente terminar con la acumulación de ooides como granos producto del transporte desde los límites de la rampa interna hasta la rampa externa y depositada en delgados horizontes de tempestitas las cuales están intercaladas con mudstone, caliza limosas, wackestone, margas, arcillas y lutitas.

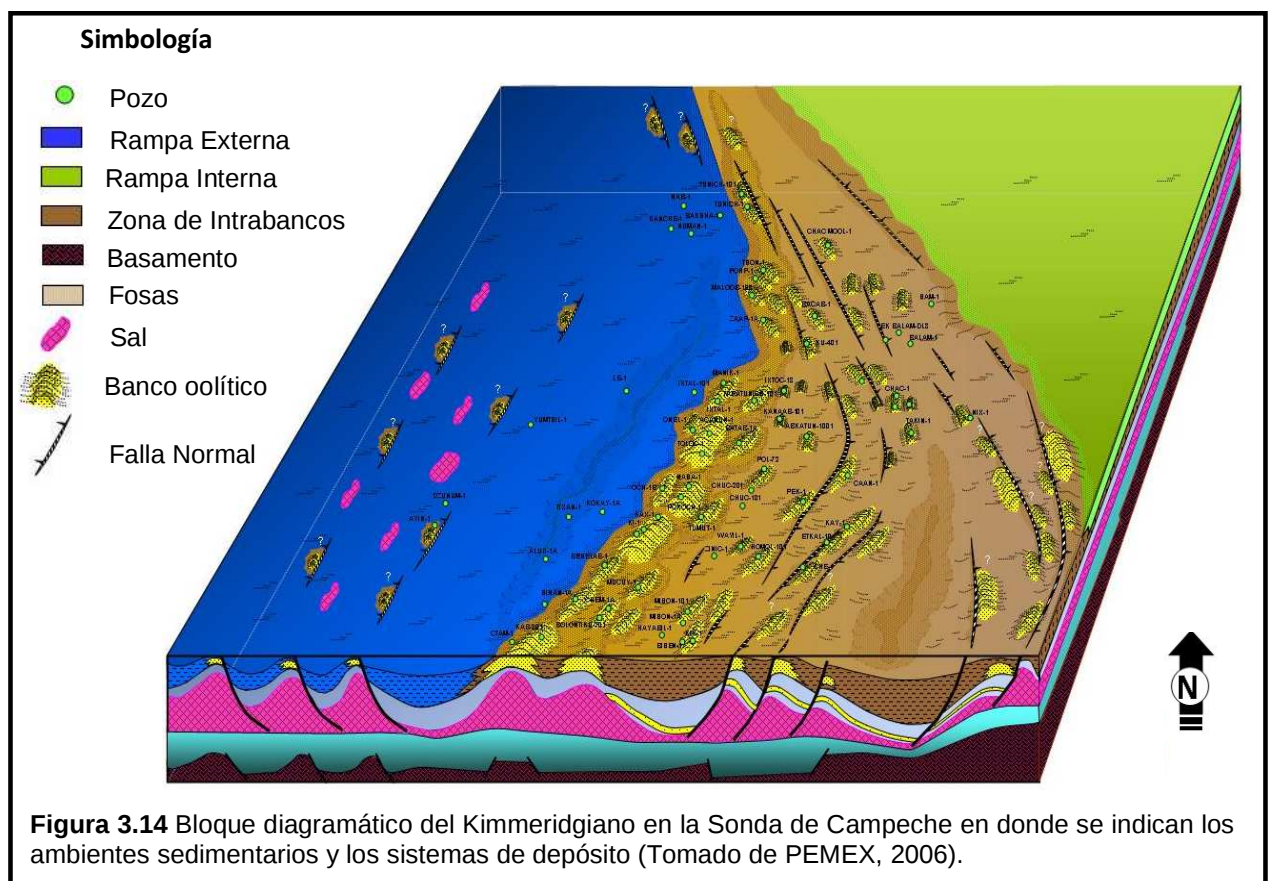
De acuerdo a lo anterior y por los trabajos desarrollados por la CPE, 2006, el sistema de depósito se da de la siguiente manera: comienza con facies de laguna, para después dar lugar a facies de la parte interna del banco, después facies de bancos de ooides, frente de banco y por último la cuenca (Figura 3.13 y 3.14). Los patrones sedimentarios fueron controlados directamente por la tectónica de ese tiempo.



En la parte oriental se tienen ambientes más someros y de circulación restringida y representada por una laguna semirestringida y una laguna restringida en la que se formaron sedimentos de baja energía.

Se presentan cambios en el depósito dominados directamente por las fluctuaciones marinas dando lugar a la presencia bancos oolíticos. El sistema de depósito propuesto inicia con facies de laguna, facies de la parte interna del banco, banco de ooides, frente de banco, rampa interna, rampa externa y finalmente la cuenca (Figura 3.13).

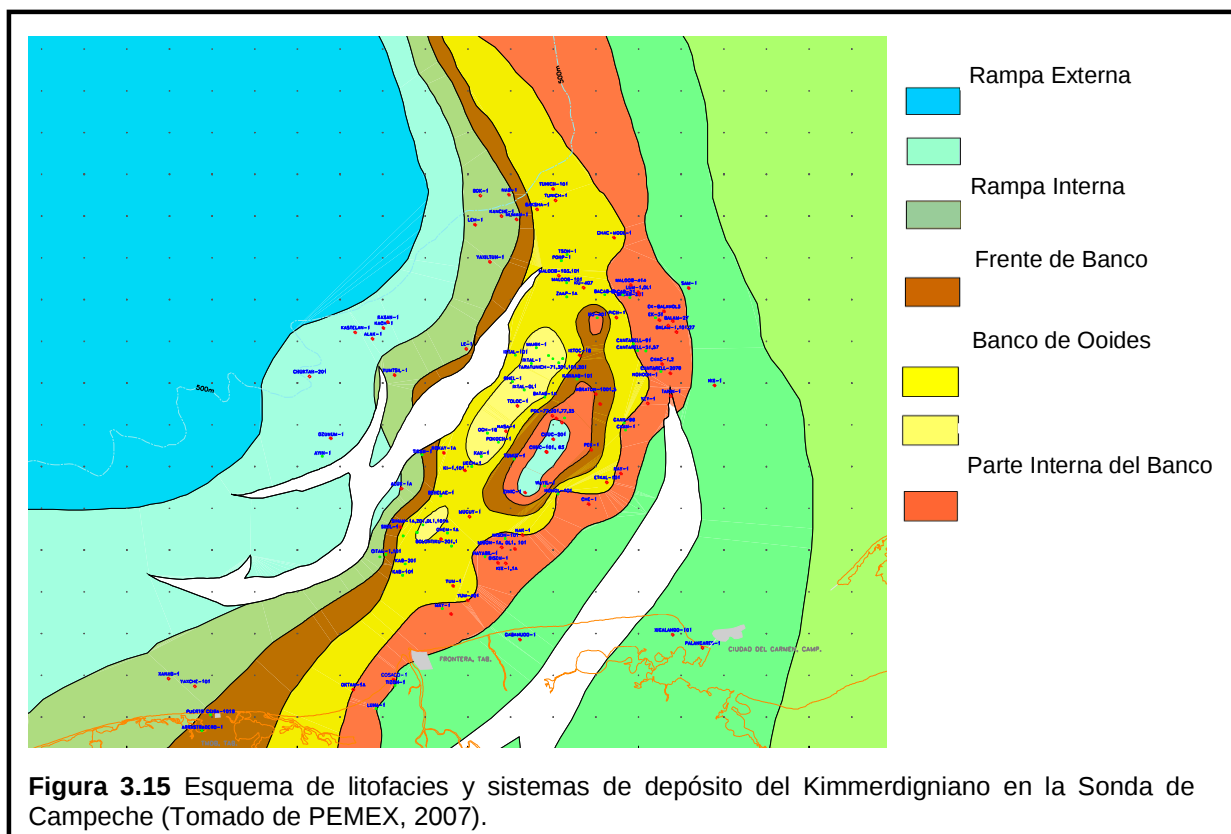
El ambiente de laguna se ubica en la parte oriental de la Sonda de Campeche, este ambiente se encuentra frente la laguna restringida y hacia condiciones de mar abierto. En la laguna se tienen dolomías con peloides e intercalaciones de mudstone y lutitas. La laguna restringida tiene una litología compuesta de dolomías, lutitas ligeramente calcáreas, en partes limolíticas con intercalaciones de limolitas arenosas, así como areniscas de gran fino con intercalaciones de lutitas y esporádicos estratos de dolomías (Figura 3.14).



Laguna restringida: se ubica en la parte oriental de la Sonda de Campeche, la cual está compuesta por mudstone a wackestone de bioclastos, intraclastos y peloides con intercalaciones de limolitas arenosas así como lutitas calcáreas con intercalaciones de limolitas (Figura 3.14).

Facies de banco oolítico: éstas corresponden a las facies de mayor energía, con una litología compuesta de packstone-grainstone de ooides y dolomías con sombras de ooides; es aquí donde se tiene la mayor cantidad de crecimientos carbonatados (Figura 3.15).

Borde interno del banco: este corresponde a los flancos de los bancos oolíticos, donde hubo menor energía, y está compuesto de carbonatos tipo wackestone-packstone de ooides con intercalaciones de lutitas, areniscas y limolitas; los cuales (Figura 3.15).



Rampa Externa: se ubica en la parte occidental, estas facies se caracterizan por tener una litología compuesta de mudstone y calizas arcillosas con lutitas calcáreas (Figura 3.15).

Facies de frente de banco: está compuesto principalmente de carbonatos wackestone-packstone de peloides e intraclastos ligeramente dolomitizados con intercalaciones de lutitas (Figura 3.15).

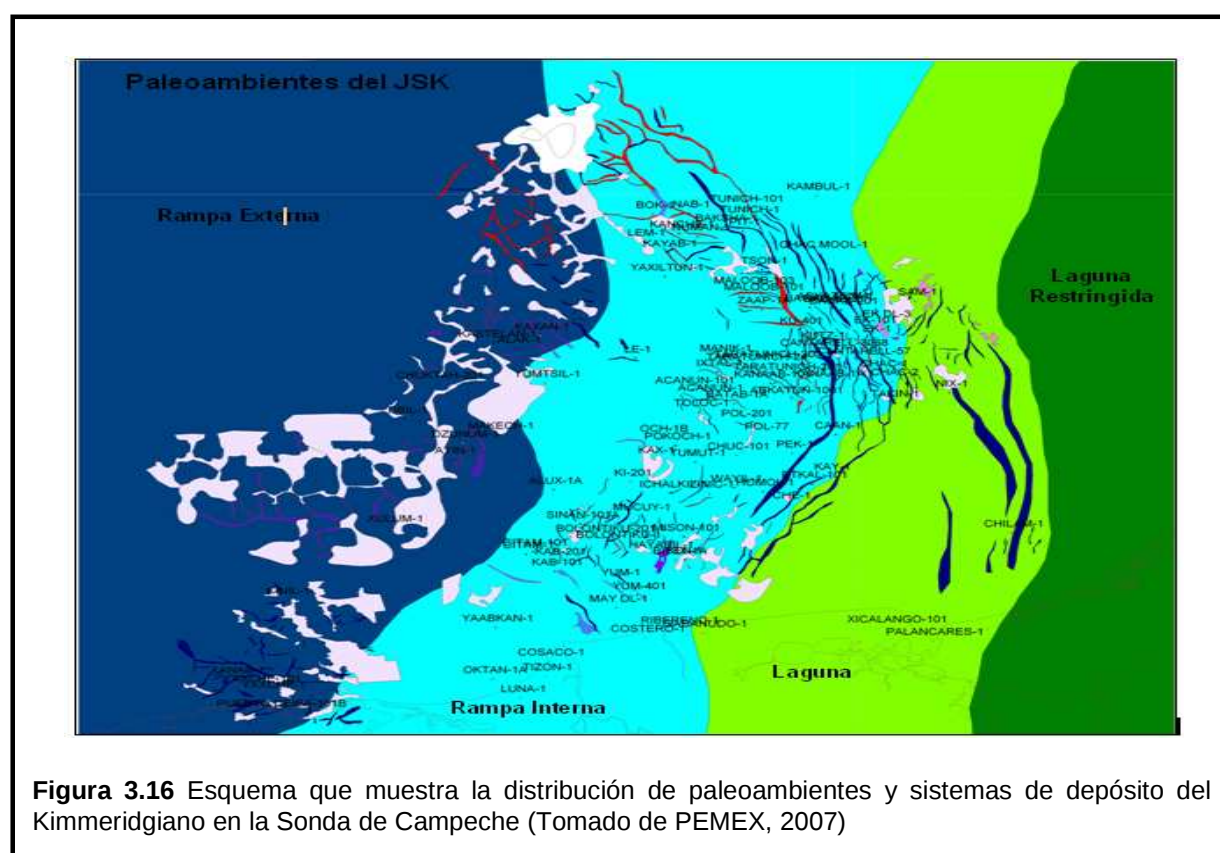
Rampa Interna: Es donde se presenta el mayor desarrollo que se tiene de los bancos oolíticos, en las facies de carbonatos de alta energía (Figura 3.15 y 3.16).

Las facies de bancos carbonatados, frente de banco y borde interno del banco se puede diferenciar por la litología y por el registro de rayos gamma, debido a la

presencia de arcillas o dolomía; posición que contrasta hacia mar adentro o hacia la línea de costa (Figura 3.16).

3.3.1.2.1 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcareo-Arcillosa del Kimmeridgiano.

Los reflectores presentes en el Kimmeridgiano (Figura 3.17), son concordantes con los reflectores del Oxfordiano, presentando las mismas características (alta amplitud y buena continuidad). El límite superior de la unidad del Kimmeridgiano muestra reflectores con amplitud alta pero con una continuidad baja. Los reflectores internos para esta unidad no son reconocibles quizá por falta de resolución sísmica de las herramientas, dado que la unidad estratigráfica es de espesor delgado.



Debido a la compleja historia estructural de la Sonda de Campeche la morfología del depósito de la mayor parte de la región no ha sido preservada, de tal manera que la construcción del modelo de sistemas de depósito requiere entender la paleotopografía del depósito. Es por esto, que es muy importante localizar en los perfiles sísmicos las fallas u otras estructuras que hayan modificado la disposición originaria de las unidades estratigráficas. En el caso del Kimmeridgiano, se formó una barrera lineal controlada por un sistema de fallas, que a su vez fue controlada por la forma de la cuenca y el espesor de la secuencia salina (CPE, 2006); algunas partes de este sistema de islas de barrera con desarrollo de banco de ooides se localizan en los altos de los bloques dislocados,

que en algunos casos presentan acumulaciones delgadas de ooides con discontinuidades, modificaciones diagenéticas y karsticidad. Otras acumulaciones de ooides se localizan en las partes altas de los bloques formados por las fallas que originaron subsidencia.

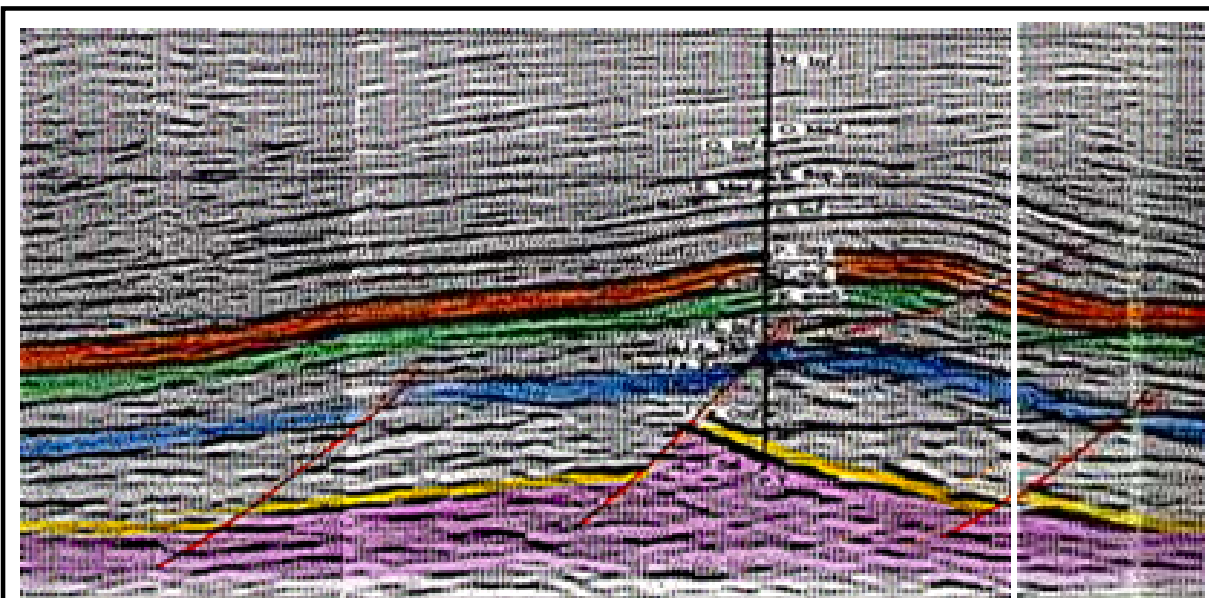


Figura 3.17 Perfil sísmico donde se muestran los reflectores sísmicos del Kimmeridgiano (amarillo). En este perfil los reflectores internos no se observan por falta de resolución; el límite inferior, cuando está en contacto con la Secuencia Evaporítica muestra amplitudes fuertes y buena continuidad, mientras que el límite superior muestra amplitudes fuertes, pero no muy buenas continuidades debido a que es prácticamente la misma litología y no cambia la impedancia acústica.

El marco estructural y el movimiento incipiente de la sal favorecieron el desarrollo de los bancos oolíticos, los cuales se presentan en los altos estructurales asociados a este fallamiento.

La figura 3.18 corresponde con una sección sísmica en la que se muestran el conjunto de fallas lítricas que están asociadas a las acumulaciones de las barreras de bancos de ooides. En general los reflectores asociados a las barreras de bancos oolíticos del kimmerdgiano muestran en su parte inferior amplitudes altas en relación a los reflectores internos de la barrera de banco de ooides que presenta reflectores paralelos; la amplitud y continuidad de los reflectores cambia conforme avanzamos hacia la parte inferior de las acumulaciones de ooides, esto se explica por el cambio de litología (CPE 2006), ya que se tienen facies de frente de banco con wackstone-packstone de peloides e intraclastos ligeramente dolomitizado con intercalaciones de lutitas, que cambian a borde interno del banco como wackstone-packstone de ooides con intercalaciones de lutitas, areniscas y limolitas, que corresponden a los flancos de los bancos oolíticos y de menor energía. Algunas de estas facies posiblemente correspondan a flujos de escombros, que mostrarían reflectores sísmicos caóticos como en el perfil sísmico en la zona A (Figura 3.18).

3.3.1.3 Tithoniano.

Se caracteriza por una litología compuesta de lutitas ocasionalmente calcáreas, mudstone y calizas arcillosas con gran cantidad de materia orgánica y dolomías arcillosas (Formación Edzna), la cual fue subdividida informalmente por Angeles-Aquino (1986), en tres miembros (F, G y H).

Debido a que existe una transgresión generalizada, se tiene la presencia de fauna planctónica y la presencia de sedimentos marinos reportados para el Jurásico Tardío en la Zona profunda del Golfo de México.

El Tithoniano se subdivide en tres partes (Inferior, Medio y Superior), cuyas características se explican más adelante; se tomaron como límites los cambios litológicos y bioestratigráficos reportados.

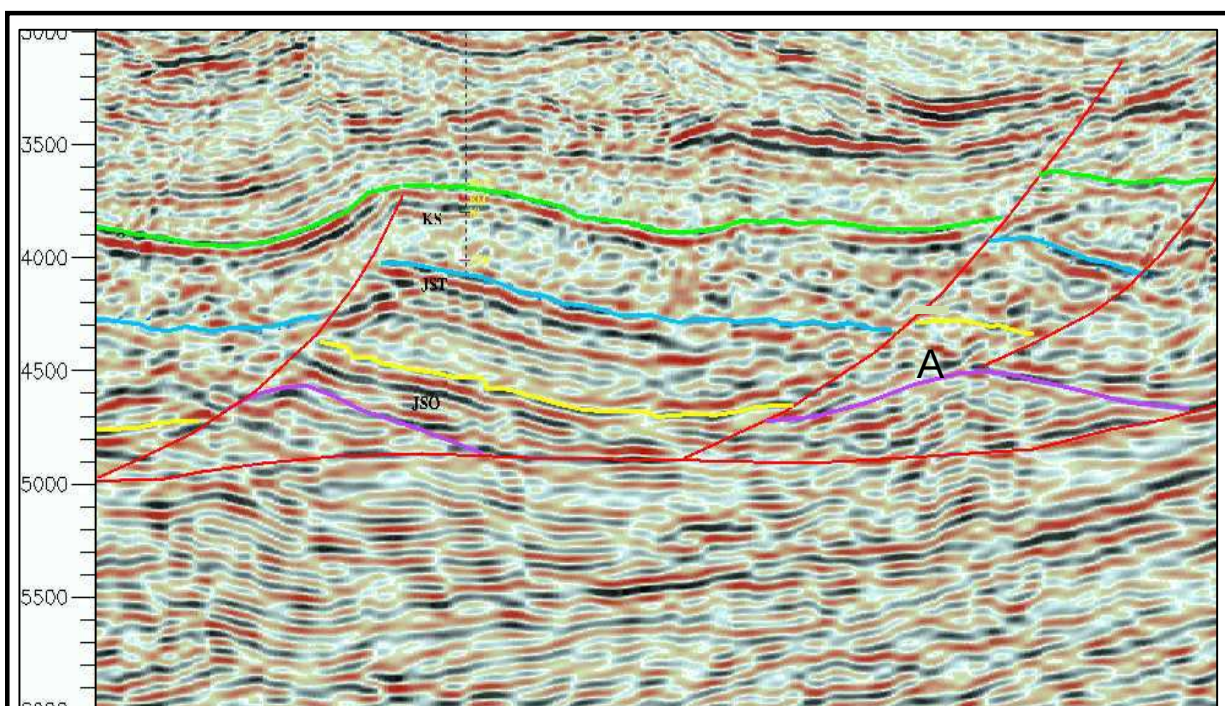
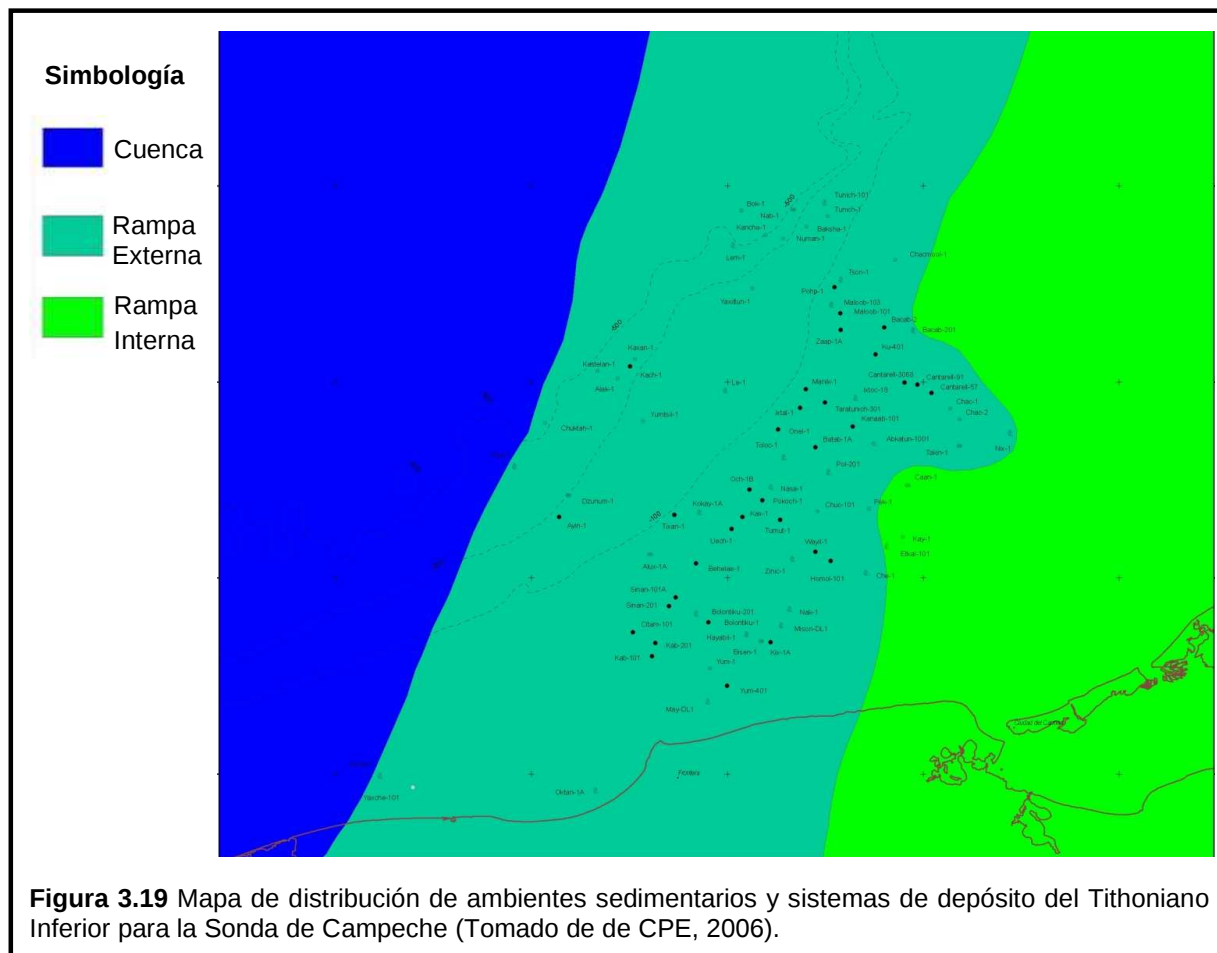


Figura 3.18 Perfil sísmico, donde se muestra el depósito de la barrera de bancos de ooides en el Kimmeridgiense (amarillo), asociadas a las fallas. En la zona A se aprecian reflectores caóticos que se relacionan a los flujos de escombros.

Tithoniano Inferior

Se caracteriza por tener ambientes de rampa interna, rampa externa y cuenca (Figura 3.19), resultado de una etapa de transgresión en la cual se depositaron grandes cantidades de carbonatos; se caracteriza por presentar litofacies que cambian de ambientes más someros a profundos de la Sonda de Campeche.

La asociación faunística identificada para el ambiente de rampa interna se compone principalmente por *Rhaxella sorbyana* y *Rhaxella* sp., con algunos sacocomas (CPE, 2006).



El ambiente de rampa externa (Figura 3.19), se compone de mudstone-wackestone parcialmente dolomitizado, calizas arcillosas parcialmente arenosas y por calizas arcillosas con abundante materia orgánica, con intercalación de intercalado con lutitas calcáreas. La asociación faunística identificada para este ambiente se compone por *Saccocoma* sp., radiolarios calcificados y en algunos pozos *Parastomiosphaera malmica* (CPE, 2006).

Tithoniano Medio

En este tiempo se presentan ambientes aguas un poco más profundas, donde la rampa externa se extendió en la mayor parte del área, producto de las constantes transgresiones. La rampa interna se restringió a la porción más oriental de la Sonda de Campeche provocando que la cuenca creciera y comenzara a invadir a la porción occidental de la Sonda de Campeche. El Tithoniano Medio está representado principalmente en ambientes de rampa externa y cuenca de condiciones anóxicas. Las facies están representadas por lutitas, lutitas calcáreas, dolomías microcristalinas y

mudstone a packstone arcillosos con abundante materia orgánica con radiolarios calcificados y piritizados, abundantes sacocómidos (*Saccocoma arachnoidea*), así como fragmentos de peces (Figura 3.20), (CPE, 2006)

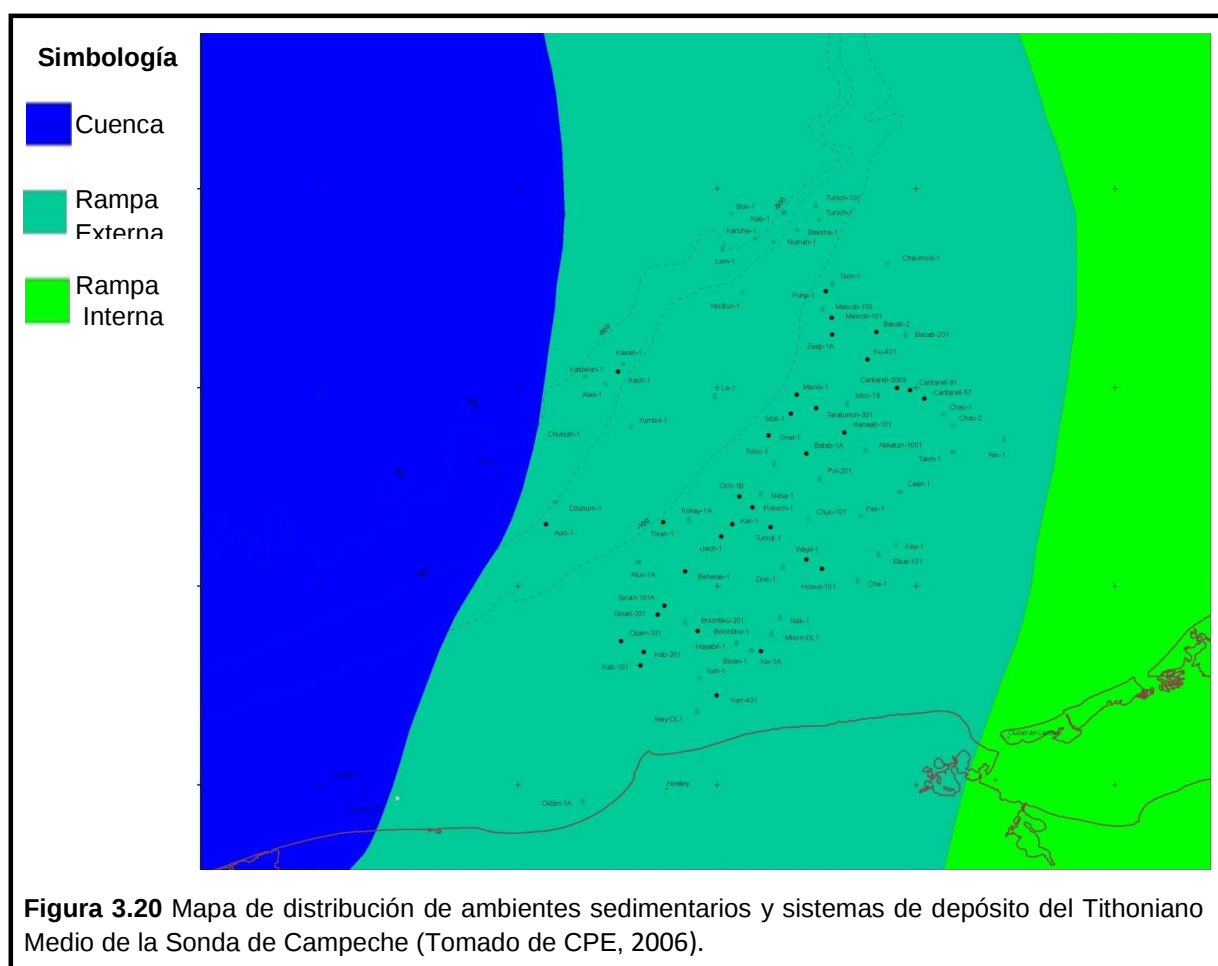
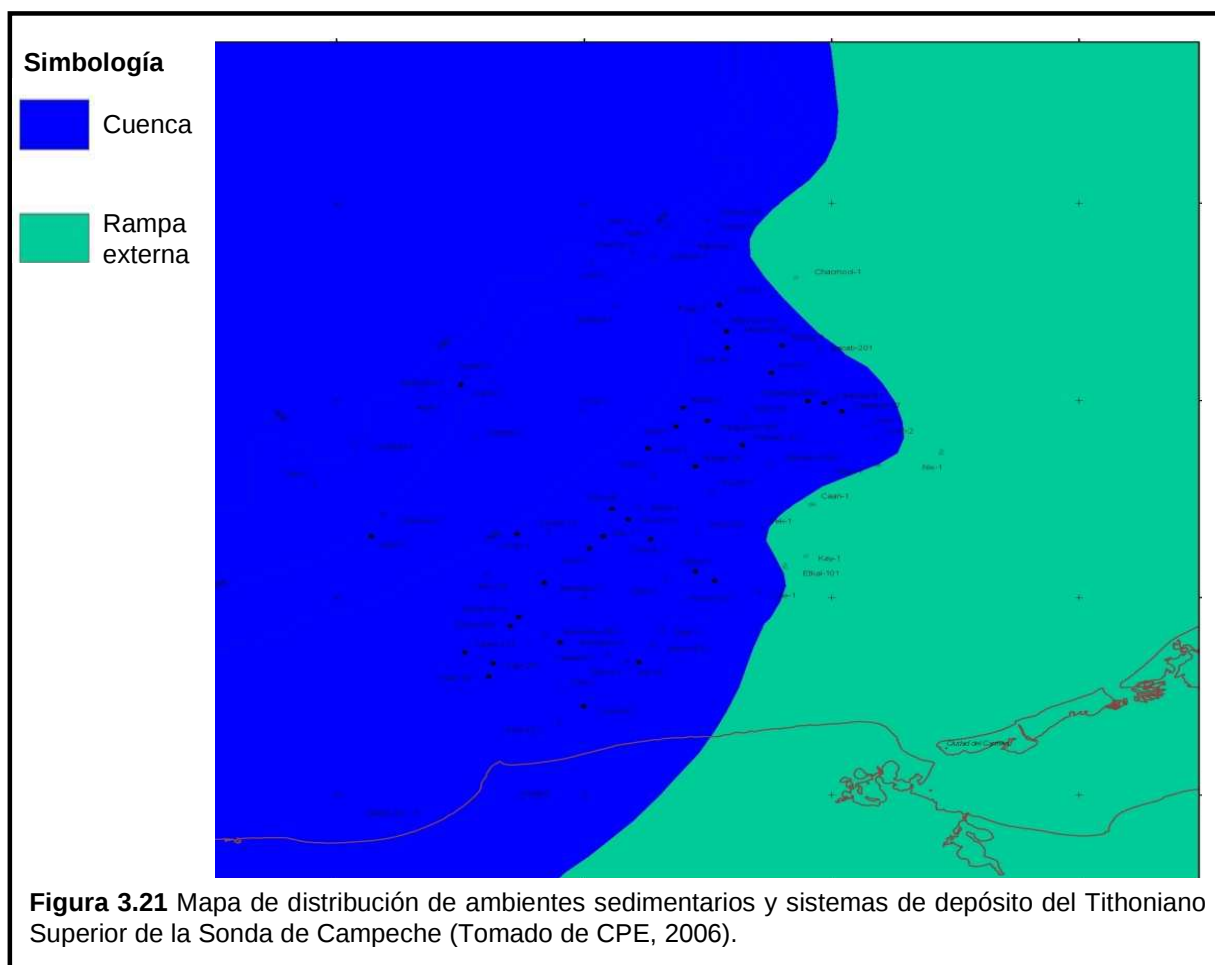


Figura 3.20 Mapa de distribución de ambientes sedimentarios y sistemas de depósito del Tithoniano Medio de la Sonda de Campeche (Tomado de CPE, 2006).

Tithoniano Superior

Corresponde con los ambientes más profundos y anóxicos del Tithoniano, ya que debido al continuo ascenso del nivel del mar se formaron ambientes de rampa externa y cuenca, la cual abarca la mayor parte del área de la Región Marina. Se identificaron 2 litofacies principales. La primera se encuentra en la parte oriental del área, se compone por mudstone dolomitizado ocasionalmente arcilloso y mudstone-wackestone arcilloso. La segunda está en la parte occidental y se compone de lutitas calcáreas y mudstone wackestone arcilloso (Figura 3.21), (CPE, 2006).



3.3.1.3.1 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcárea y Calcáreo-Arcillosa del Tithoniano.

La Figura 3.22 corresponde con una sección sísmica en la que es posible separar a la secuencia Jurásica en dos partes del perfil sísmico. La línea amarilla indica el límite de falla inversa producida por el evento transcurrente con transpresión que ocurrió durante el Mioceno. La parte superior de la falla transcurrente es el Bloque Akal, mientras que la parte inferior es el Bloque Sihil. Se puede observar que hay un cambio en la continuidad, amplitud y frecuencia de los reflectores en ambas unidades del Jurásico. En general la continuidad es alta al igual que la amplitud; la frecuencia es relativamente baja. En el núcleo de la estructura se tienen reflectores hummocky y reflectores caóticos, que van disminuyendo de manera ascendente hacia el Bloque Akal, en donde vuelven a presentar la continuidad que caracteriza a este perfil. Este cambio en los reflectores se explica porque el Bloque Sihil es el que recibe gran parte de la deformación afectando a los reflectores que se encuentran en el núcleo del cabalgamiento. Los reflectores son concordantes en ambos límites del Jurásico, por lo que no se observa el tipo de terminaciones de los reflectores sísmicos; la ausencia de terminaciones en los límites superior e inferior en los reflectores nos dicen que el

contacto con la secuencia calcárea es concordante. En general, para el Tithoniano, se tienen como límites superior e inferior, reflectores con amplitudes altas y buenas continuidades, a excepción de las zonas que han sido fuertemente deformadas y plegadas (Zona A). El Tithoniano se caracteriza por ser una unidad dividida en tres Miembros informales (Angeles-Aquino, 1986), donde se van a tener las siguientes litologías, dolomía parcialmente arcillosa y caliza arcillosa (Tithoniano Inferior); caliza arcillosa y dolomías (Tithoniano Medio); mudstone-wackestone arcilloso y mudstone dolomitizado, en algunos casos arcilloso (Tithoniano Superior). Como forma externa se tiene el de montículo, provocado por el cabalgamiento del Bloque Akal sobre el Bloque Sihil; los reflectores internos no se aprecian por falta de resolución sísmica, ya que la unidad tiene espesores delgados.

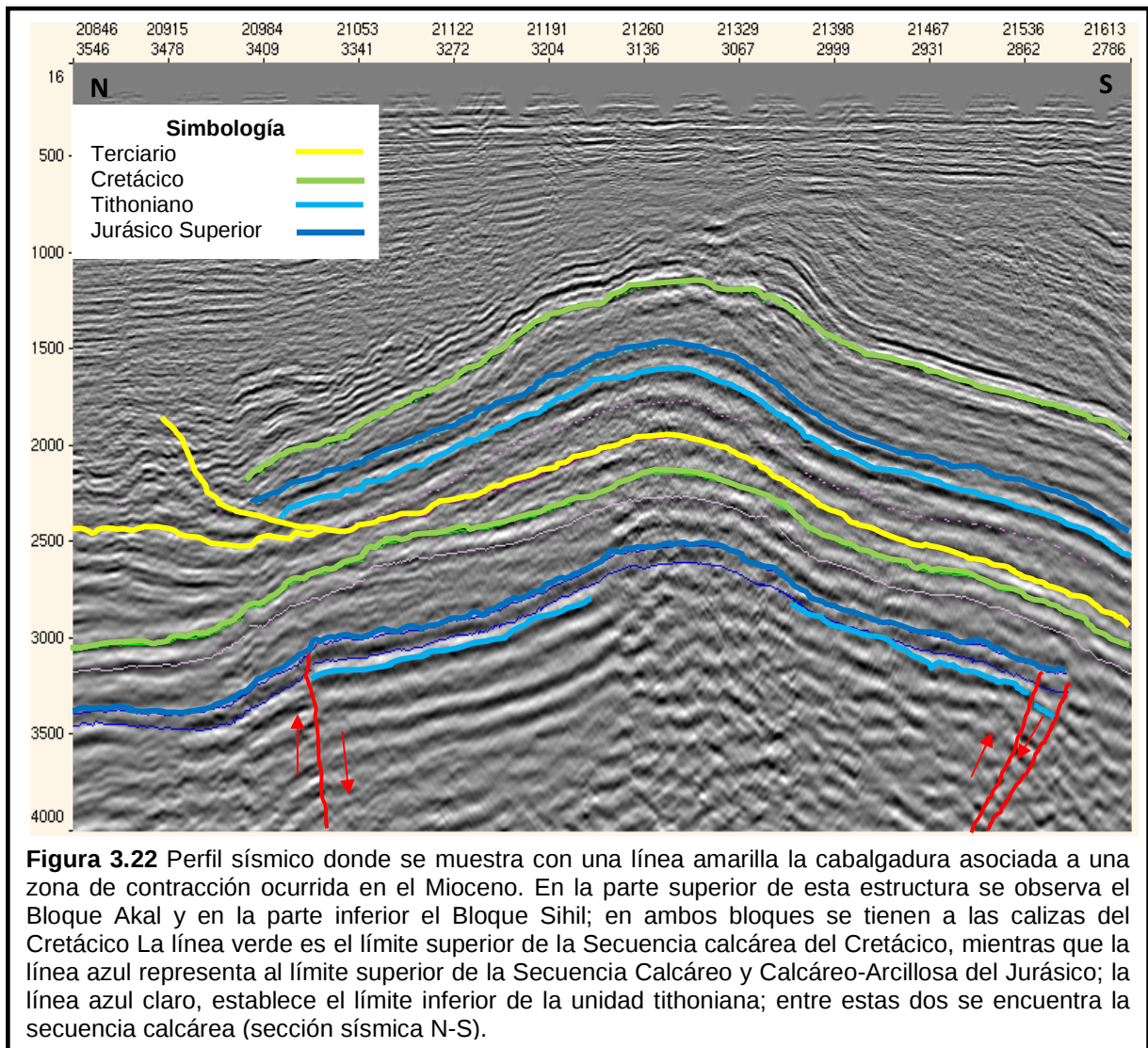
3.3.2 Cretácica.

3.3.2.1 Secuencia Calcareá.

La secuencia calcárea se desarrolló durante todo el Cretácico ya que en este periodo continuaron las condiciones tectónicas que provocaron subsidencia; las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán continuaban con su subsidencia hasta que se cubrieron totalmente de agua. De esta manera el depósito de carbonatos aumentó a medida que disminuía el depósito de clásticos (Winker & Buffler, 1988). Padilla y Sánchez (2007), menciona que las condiciones tectónicas son prácticamente las mismas a las del Tithoniano, con la diferencia de que la cantidad de lutitas fue disminuyendo progresivamente hasta que únicamente se acumularon carbonatos de diferentes facies.

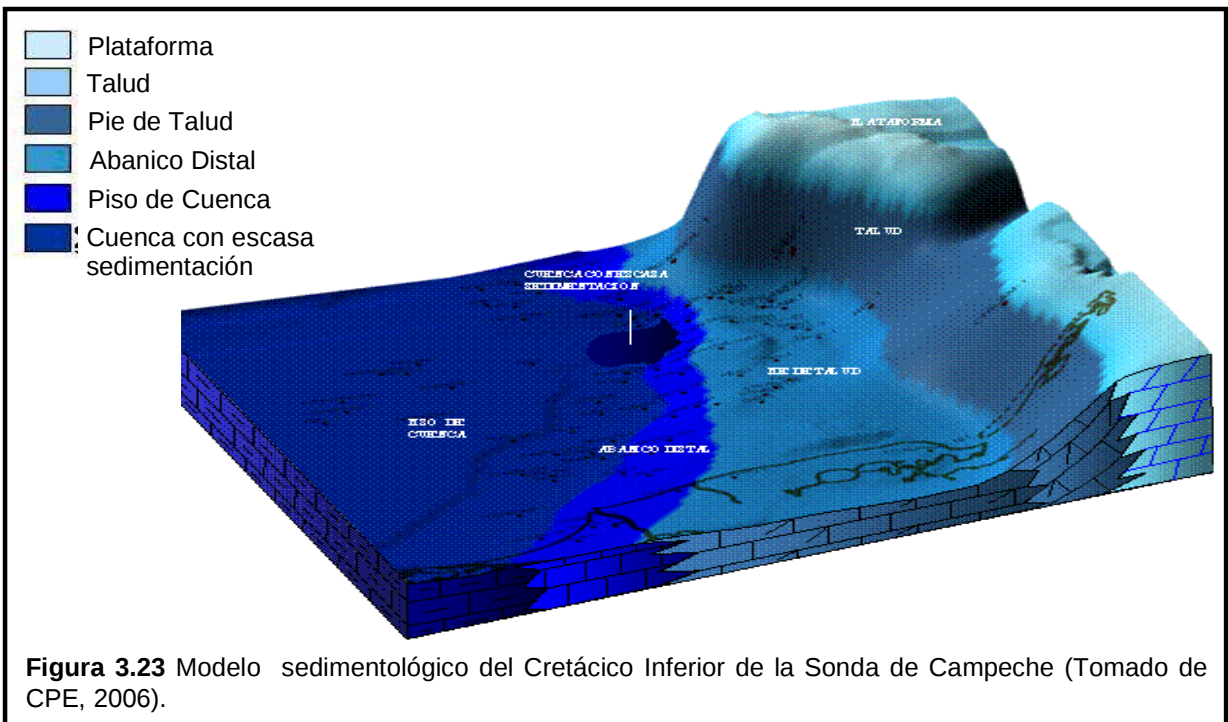
Durante el Hauteriviano-Barremiano aumento la velocidad de subsidencia por lo que se favoreció el depósito de gruesos paquetes de carbonatos y en menor medida de lutitas; en los bordes de la plataforma se depositaron franjas de arrecifes de rudistas alrededor de las áreas antes emergidas, así como alrededor de todas las plataformas que se asocian con la evolución del Golfo de México (Winker & Buffler, 1988). Después de 23 millones de años en los cuales se depositaron carbonatos, empezó el depósito de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada durante el Aptiano (Padilla y Sánchez, 2007). Durante el Albiano-Cenomaniano, la subsidencia continuó, lo que provocó la formación de cadenas de arrecifes de barreras ubicados aproximadamente arriba de las franjas arrecifales neocomianas. Durante el Turoniano se aprecia un cambio importante en la tasa de sedimentación, ya que termina el predominio en el depósito de carbonatos (Padilla y Sánchez, 2007). Durante el Coniaciano y el Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México, actividad que se ve reflejada en los depósitos del Golfo de México donde continuó el depósito de calizas y lutitas, con horizontes de bentonitas. Para el final del Cretácico (Campaniano-Maestrichtiano), aumento el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México. Padilla y Sánchez (1982), reporta horizontes delgados de bentonita, lo que indica que la actividad volcánica continuó hasta finales del Cretácico.

Se presenta un contraste litológico muy marcado entre la parte inicial y final del Cretácico Superior, siendo la parte inicial del Cretácico Superior donde se presentaran depósitos de calizas y al final calizas arcillosas; las calizas limpias son de tipo mudstone y packstone los cuales se depositaron en condiciones de baja energía, interrumpida por algunos episodios de pequeños aportes de flujos de escombros de carbonatos los cuales provienen de distintas partes de la Plataforma de Yucatán (CPE, 2006).

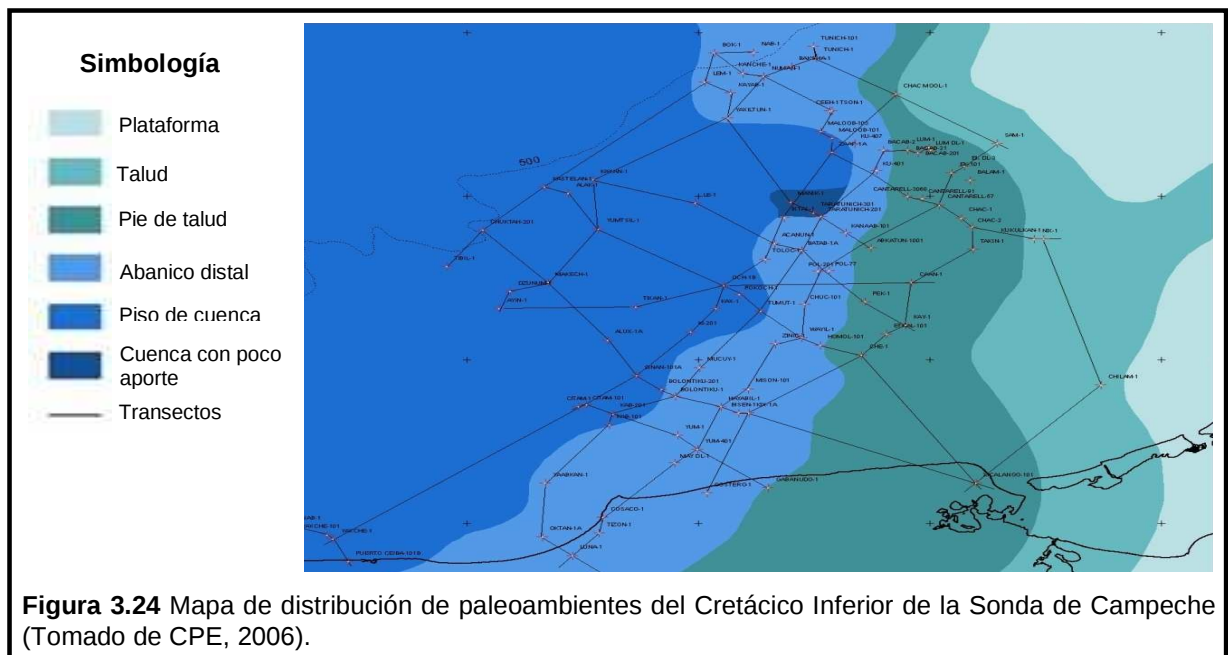


Es en el Aptiano cuando finaliza la etapa de deriva del bloque de Yucatán y comienzan a desarrollarse amplias plataformas carbonatadas; se interpreta que ocurrió un rápido hundimiento producto de la subsidencia térmica y de la carga de sedimentos; estos sedimentos provienen de la plataforma, la cual fue erosionada en algunos segmentos formándose cañones submarinos que es por donde se transportan grandes masas a la parte baja (Figura 3.23), (CPE, 2006). Es en el talud donde fluyo todo el material

erosionado hasta llegar al pie de talud o hasta los abanicos distales, siendo la zona distal de baja energía donde se fueron depositando los materiales más finos.



El Cretácico Inferior se caracteriza porque predomina un ambiente de plataforma en la que se acumularon anhidritas y dolomías; en las que además como se observa en las Figuras 3.23 y 3.24, se pueden reconocer distintas facies de carbonatos, desde las facies de talud, ambiente de pie de talud, abanico distal, piso de cuenca y la cuenca (CPE, 2006).



En el Cenomaniano se desarrollaron potentes espesores de sedimentos carbonatados y evaporíticos en la Plataforma de Yucatán, que se pudieron acumular ya que el basamento presentó subsidencia importante, por lo que se pudo dar cabida a los grandes espesores de rocas evaporíticas-carbonatadas. Hubo para este tiempo un ascenso en el nivel del mar que ocasionó un ambiente de plataforma, talud, pie de talud, abanico distal y cuenca (Figura 3.25). Para este tiempo los depósitos de cuenca tienen una mayor extensión, dejando a los abanicos y al Pie de talud con una extensión pequeña.

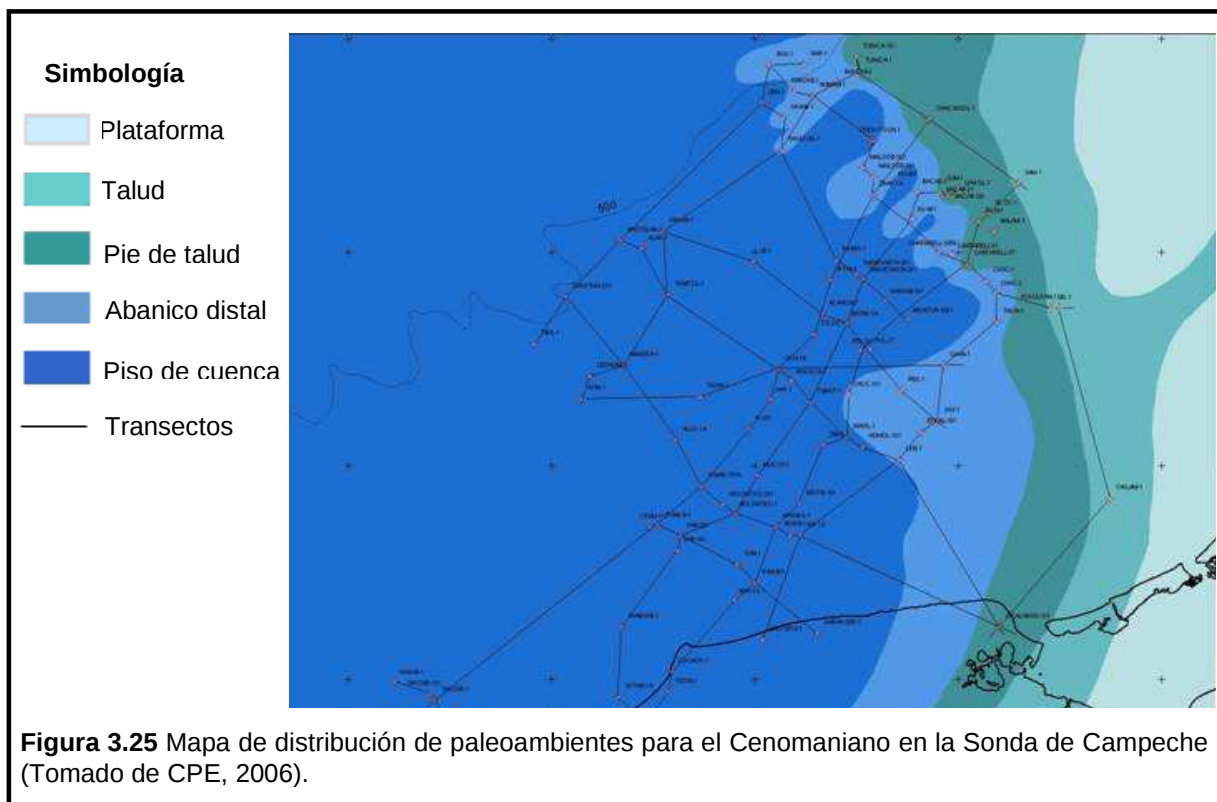
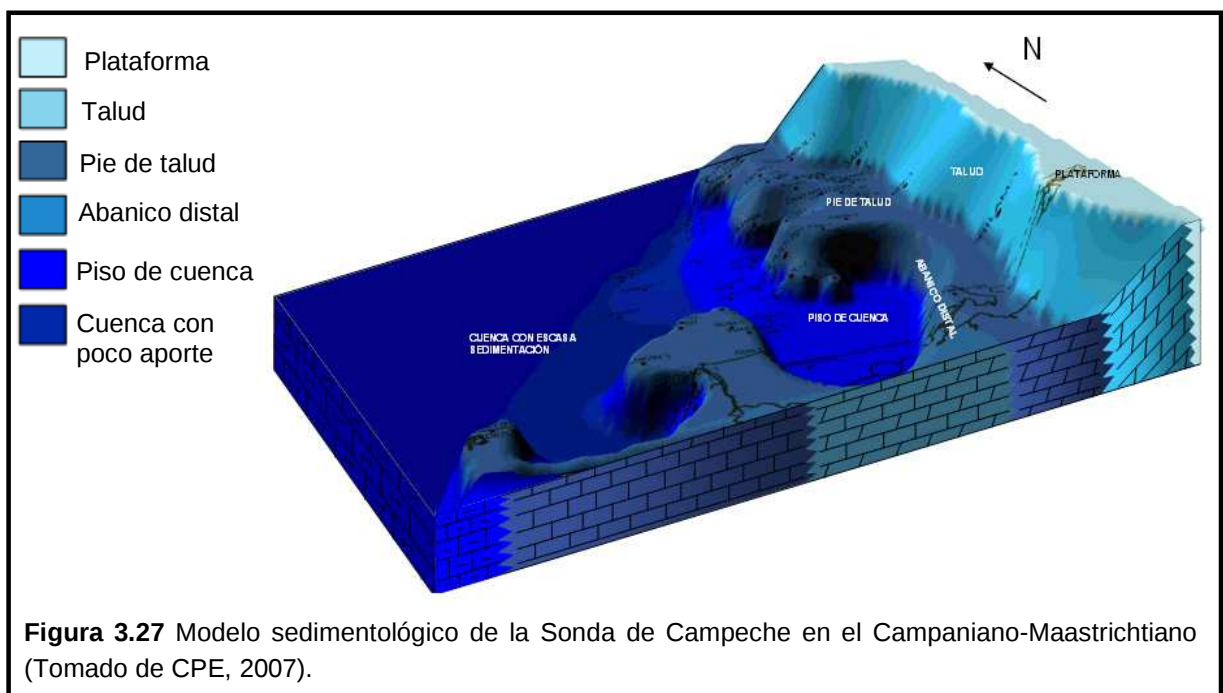
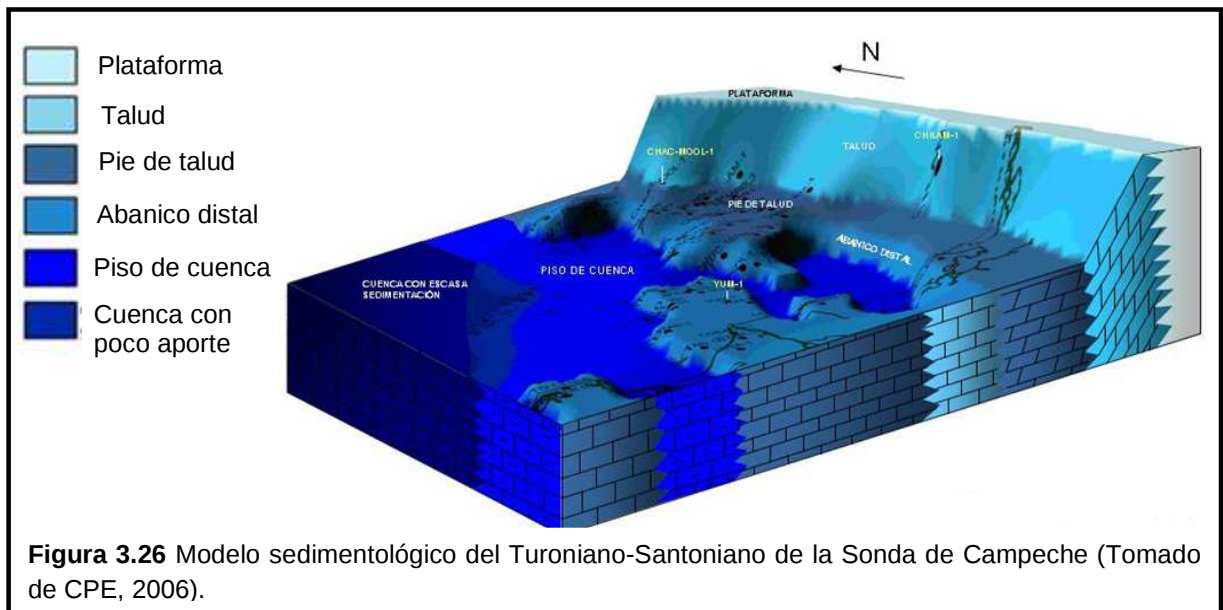


Figura 3.25 Mapa de distribución de paleoambientes para el Cenomaniano en la Sonda de Campeche (Tomado de CPE, 2006).

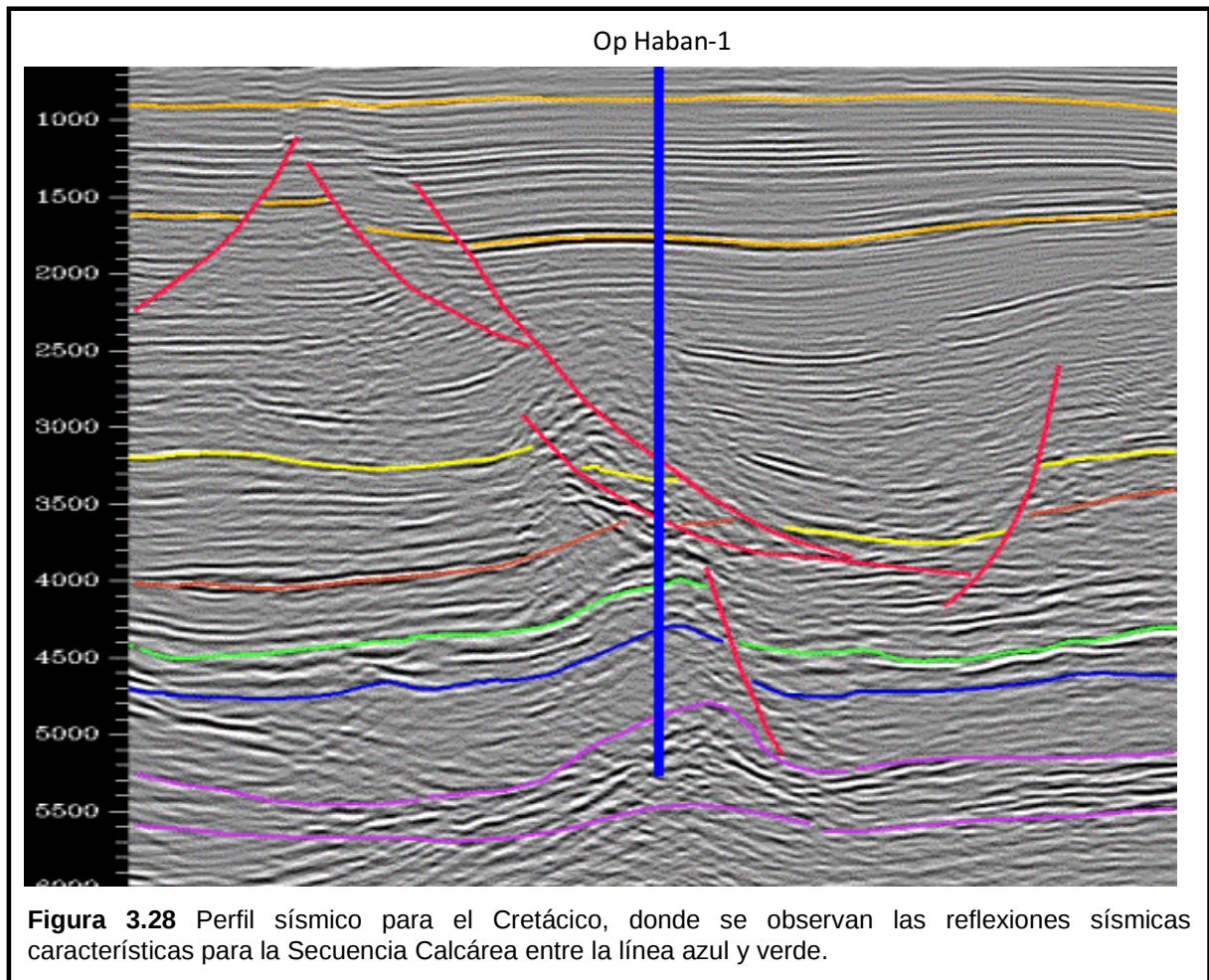
En el Cretácico Superior subió significativamente el nivel del mar por lo que se inundó el borde de plataforma carbonatada; se desarrollaron cambios de facies, se originó también un cambio en el carácter de los flujos de escombros de grano fino a clastos margosos. Estos sedimentos están íntimamente relacionados a turbiditas carbonatadas, las cuales tienen una amplia distribución en la Zona Marina de Campeche. Los sedimentos están asociados al desarrollo y crecimiento de la plataforma carbonatada que contiene material alóctono de diversas facies (CPE, 2006).

Se aprecian diversos cambios en los ambientes sedimentarios para el Turoniano-Santoniano y Campaniano-Maastrichtiano (CPE, 2006), como son ambientes de plataforma, talud, pie de talud, abanico distal, piso de cuenca y cuenca con escasa sedimentación de carbonatos con diferentes texturas (Figura 3.26 y 3.27).



3.3.3.2.1 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Calcárea del Cretácico.

Las reflexiones sísmicas para el Cretácico (Figura 3.28), muestran reflectores con amplitudes medias a bajas, incluyendo el límite inferior de la secuencia calcárea, sin embargo, el límite superior del Cretácico tiene un contraste muy marcado, al presentar reflexiones con amplitud fuerte y buena continuidad, debido al contacto con la Secuencia de Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno.



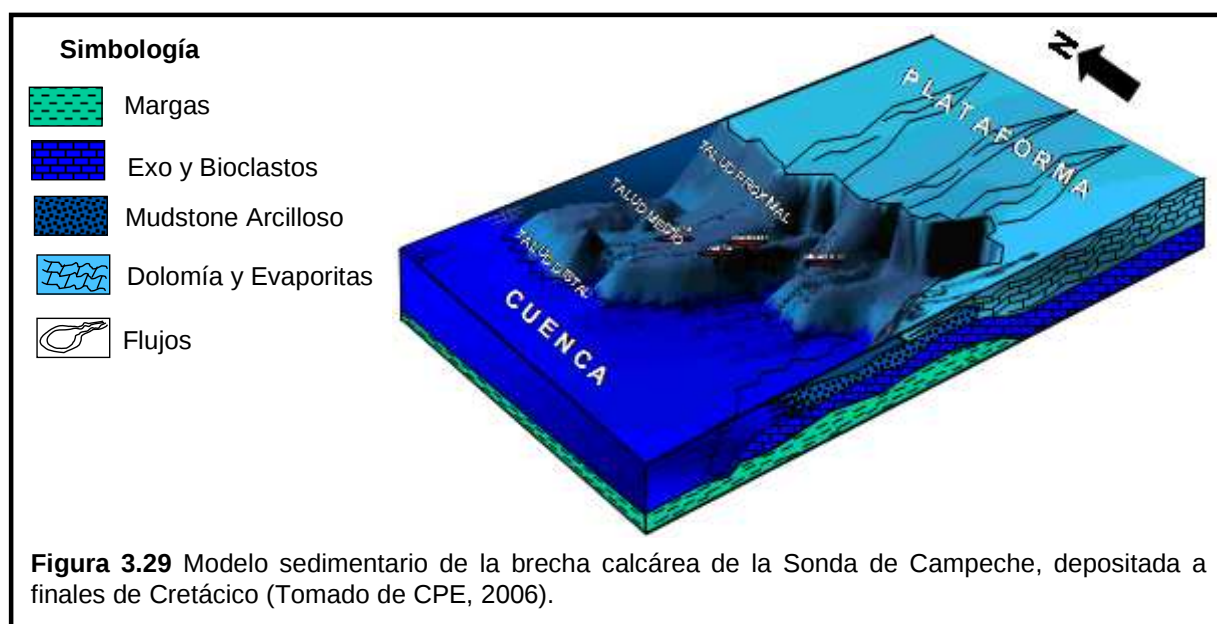
3.3.2.2 Cretácico Superior – Paleoceno.

Entre los límites del Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior se encuentra una unidad constituida por dolomías y calizas clásticas, integrada por exoclastos tamaño de brechas; desde el punto de vista económico, de esta brecha proviene la máxima producción de hidrocarburos en todo el país.

3.3.2.2.1 Secuencia de Brecha Calcárea.

Es durante el límite del Cretácico con el Paleógeno cuando se da el depósito de la secuencia de brecha calcárea, producto del impacto de un cuerpo extraterrestre en el área de Chixchulub, Yucatán. Este depósito tiene una gran importancia para México porque es la roca almacén de los campos petroleros del área marina del sureste de México. La “Brecha K-T” nombrada así por PEMEX, ocupa grandes extensiones de miles de kilómetros cuadrados y gruesos espesores que alcanzan los 700 m (Akal). En gran del espesor hay ausencia de matriz por lo que la porosidad tiende a ser sumamente buena.

La distribución cronoestratigráfica de la brecha es muy irregular debido a su carácter discordante y a su origen, sin embargo, se considera que gran parte de ella se formó por el impacto del meteorito en el límite Cretácico-Cenozoico, aunque también se tiene brecha sedimentaria producida por flujos de escombros que se distribuyen al pie del talud y en la cuenca (Figura 3.29). Está constituida por flujos de detritus carbonatados provenientes de la plataforma, caracterizada generalmente por wackestone de exoclastos tamaño rudita, aunque también se tienen clastos de: dolomía microcristalina color café, wackestone de miliólidos color gris claro, wackestone de bioclastos color crema, wackestone de carpetas de algas gris y gris crema olivo, wackestone de litoclastos e intraclastos; todos ellos en una matriz calcáreo-bentonítica dolomitizada total o parcialmente. En los exoclastos se encuentran generalmente fauna de aguas someras y en la matriz fauna planctónica de cuenca (Globotruncánidos, Hedbergellidos, tintínidos, etc.). Las características generales de esta unidad se describen a continuación: la parte proximal está constituida por clastos subangulosos a subredondeados cuyo tamaño varían entre 0.2 a 15 cm. de dolomía y menor proporción por mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos color crema, café y gris, cementada en matriz calcárea con moderada a intensa dolomitización. El espesor promedio es de 350 m; las unidades que se encuentran sobreyaciendo y subyaciendo tienen un contacto concordante con la brecha productora (Maastrichtiano-Paleoceno Inferior).



Cuando se realizó el análisis de la brecha en los perfiles eléctricos de los pozos, se apreciaba cierta tendencia de gradación vertical a más finos; hacia la culminación de la brecha es posible identificar una parte más delgada y fina con aparente gradación normal. Durante el análisis de los perfiles eléctricos de los pozos, se han podido identificar y delimitar tres unidades o paquetes principales que se considera compone a la brecha, lo cual parece encajar con los análogos de superficie. En ellos se aprecia una

cierta tendencia a formar estratos con granulometría grano decreciente, sobre todo hacia la parte de las dos unidades superiores de la brecha.

El ambiente paleogeográfico del Cretácico en la Sonda de Campeche está dado por la existencia de ambientes marinos desde someros a profundos en una secuencia regresiva donde como último depósito de carbonatos podemos ver la Brecha productora del Cretácico, tal como se observa en la porción oriental del área y cuyo representante más importante es el Complejo Cantarell.

3.3.2.2.1.2 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia de Brecha Calcárea en el Cretácico Superior-Paleoceno.

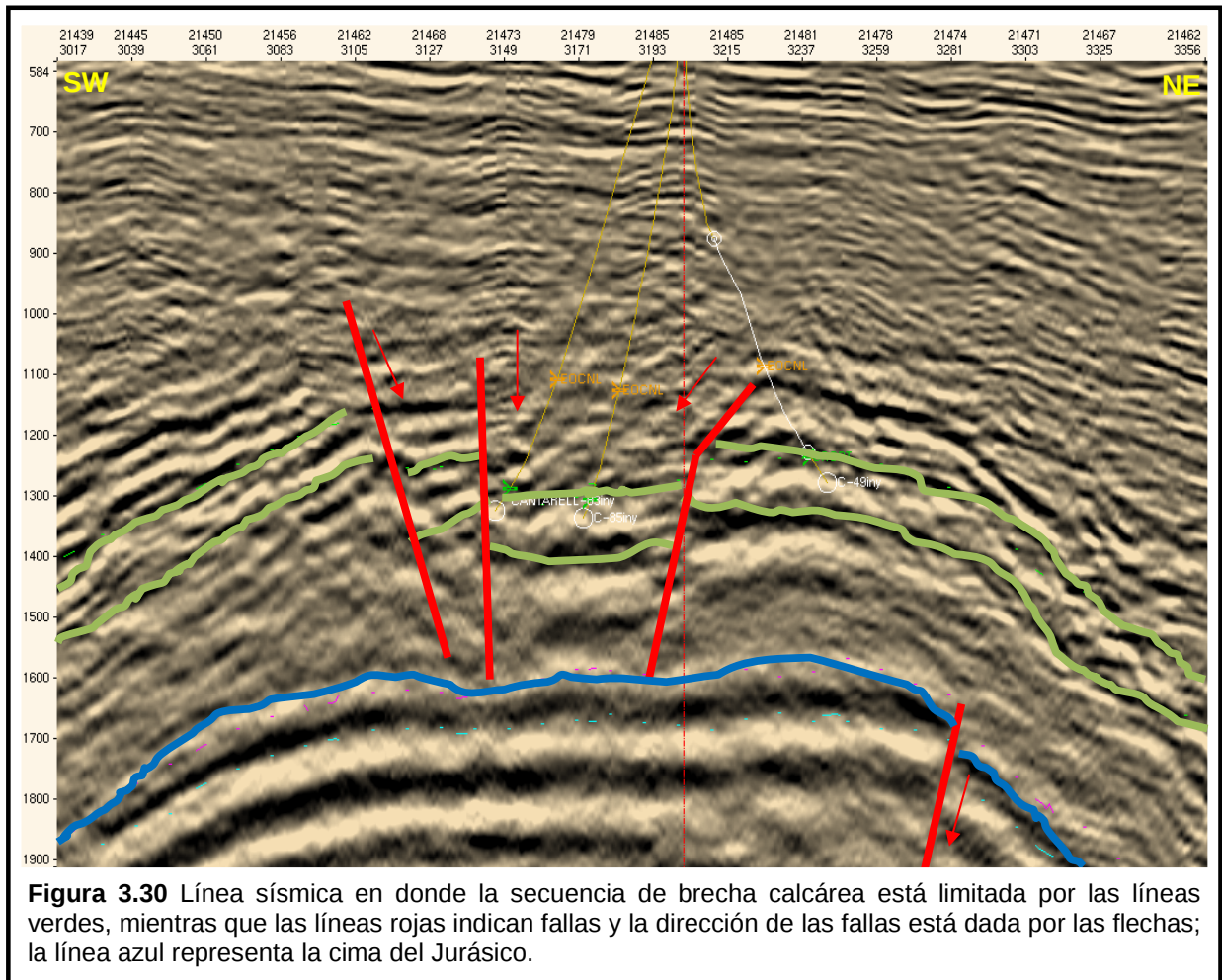
La secuencia de brecha calcárea fue depositada por el impacto de un meteorito y por procesos gravitacionales, dando como resultado los reflectores sísmicos caóticos, los límites tanto superior e inferior muestran amplitudes altas y buenas continuidades. La forma externa es de lámina, pero se vio afectada por procesos compresionales, seguido después de fallas normales. Para delimitar a la secuencia de brecha calcárea con la secuencia clástica se toma en cuenta el contraste tan marcado de los reflectores, por un lado la secuencia de brecha calcárea presenta amplitudes altas, frecuencias bajas y continuidad relativamente buena, por otro lado, la secuencia clástica se diferencia porque los reflectores tienen amplitudes bajas a medias, frecuencia alta y buena continuidad (Figura 3.30).

En la Figura 3.31, se muestra el perfil sísmico en la que es posible separar a la Secuencia de Brecha Calcárea, cortada por 3 pozos (Chac-1, Balam-101 y Sam-1). El tipo de reflexiones sísmicas internas no se aprecia o si se aprecia es caótica. Este, por lo que este perfil sísmico se utilizó para elaborar el esquema de la Figura 3.32, donde se observa el cambio y disminución en el tamaño del grano de la brecha conforme avanzamos hacia la cuenca.

3.3.3 Cenozoico

3.3.3.1 Secuencia Clástica.

A finales del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos aumentó con las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide. Esta condición tectónica favoreció el incremento de aporte de sedimentos clásticos al término de la orogenia. Estos sedimentos clásticos empezaron a depositarse en las cuencas formadas en el antepaís de las cadenas plegadas (Padilla y Sánchez, 2007). A partir del Eoceno la cuenca dependió del flujo de sedimentos clásticos; se desarrollaron fallas lítricas normales. También se depositaron gruesos espesores de arenas finas en los talúdes del occidente del Golfo de México, Planicie Costera del Golfo, al mismo tiempo que los sedimentos más finos iban rellenando las partes más profundas (Goldhammer, 1999). Para el Eoceno tardío se formaron los depocentros de la Cuenca de Veracruz y las cuencas terciarias del sureste, se inició su relleno con sedimentos clásticos provenientes del oeste (Jannette et al., 2003).



Durante el Oligoceno continuo el depósito de clásticos en el sureste mexicano (Ambrose et al., 2003). Durante el Plioceno y el Pleistoceno se depositaron varios kilómetros de sedimentos clásticos que generaron una serie de fallas lítricas orientadas de noreste-suroeste.

Los sedimentos terrígenos del Cenozoico Tardío constituyen depósitos volumétricamente importantes, en los que se ha descubierto nuevos yacimientos petroleros. A continuación se hará una descripción de la génesis de estos depósitos.

Secuencia de origen bentonítico.

Su origen se asocia a las emanaciones producidas por la gran cantidad de volcanes tuvieron actividad que existieron durante el Cenozoico Tardío como resultado de la formación de la Faja Volcánica Transmexicana, el vulcanismo de la Sierra de Chiapas y de la zona de los Tuxtlas, Veracruz. Se depositaron en la zona cenizas volcánicas intercaladas con lutitas, limolitas y arenas bentónicas (CPE, 2006).

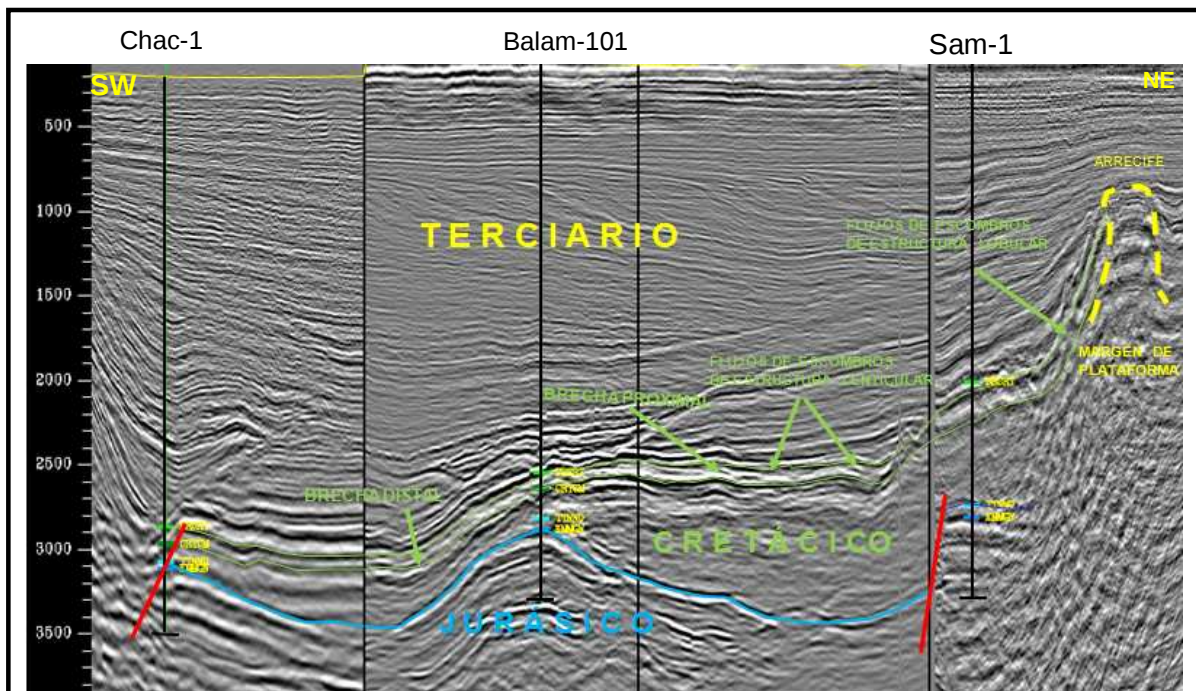


Figura 3.31 Perfil sísmico donde se muestra la variación de los reflectores sísmicos de la Secuencia de Brecha Calcárea, en la parte más alejada al margen de plataforma; el espesor de la secuencia va disminuyendo y los reflectores se pierden por falta de resolución. La parte conformada de escombros de estructura lobular se presenta como una estructura lenticular en donde se alcanzan a percibir los reflectores sísmicos caóticos. En la parte de Brecha distal y proximal los reflectores desaparecen y la unidad se empieza a adelgazar.

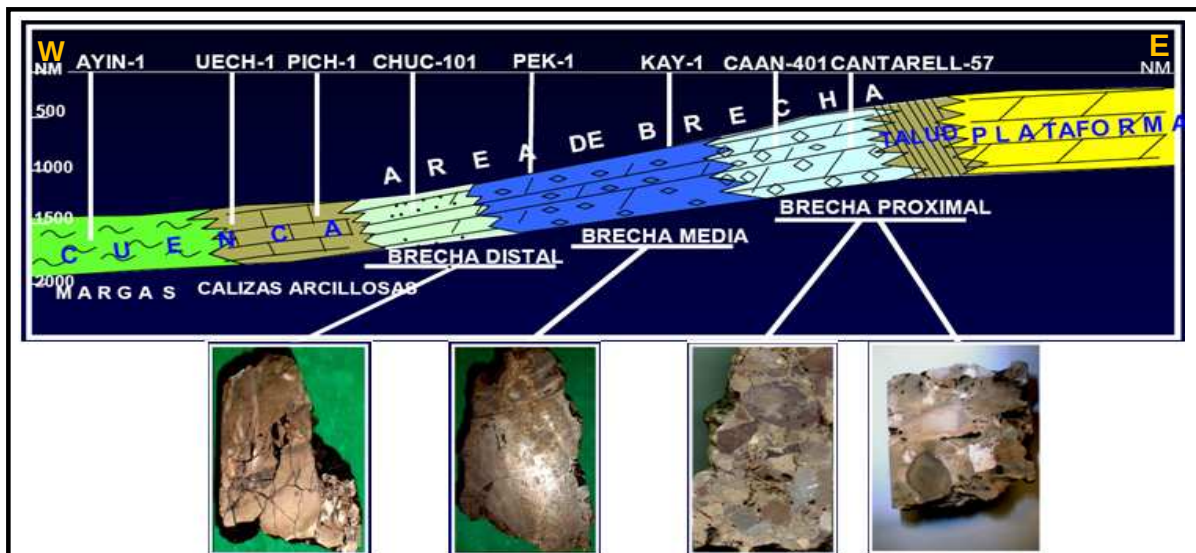


Figura 3.32 Esquema donde se muestra la brecha depositada a finales del Cretácico, observe como varía el tamaño de los clastos dependiendo en que parte del talud se haya depositado (Tomado de CPE-AREMSO, 2006).

Secuencia de origen terrígeno

La principal fuente de aporte del gran volumen de terrígenos es la Sierra de Chiapas, producto de la erosión asociada al máximo levantamiento producido por el evento chiapaneco, dando como resultado terrígenos de diferente granulometría, distinguiéndose a las arenas detríticas maduras y bien clasificadas; sin embargo el mayor volumen corresponde con arcillas que al litificarse conforman gruesos paquetes de lutitas.

Los sedimentos originados en la sierra fueron llevados a las planicies por corrientes fluviales en donde constituyeron complejos deltaicos que fueron progradando sobre la planicie costera, lo cual dio origen a las barras costeras y de desembocadura en la Zona Nerítica; conformaron depósitos de gran espesor en la plataforma clástica. En la zona batial se originaron flujos turbidíticos y abanicos submarinos constituyendo gruesos depósitos de areniscas y lutitas de aguas profundas (CPE, 2006).

Secuencia de origen calcáreo

La principal fuente de aporte de carbonatos (lodo y clastos) fue la península de Yucatán, la cual aportó sedimentos carbonatados a través de corrientes subacuáticas transportando en solución al carbonato de calcio, el cual se precipitó en el lecho marino en forma de lodos calcáreos o mezclando con los sedimentos clásticos.

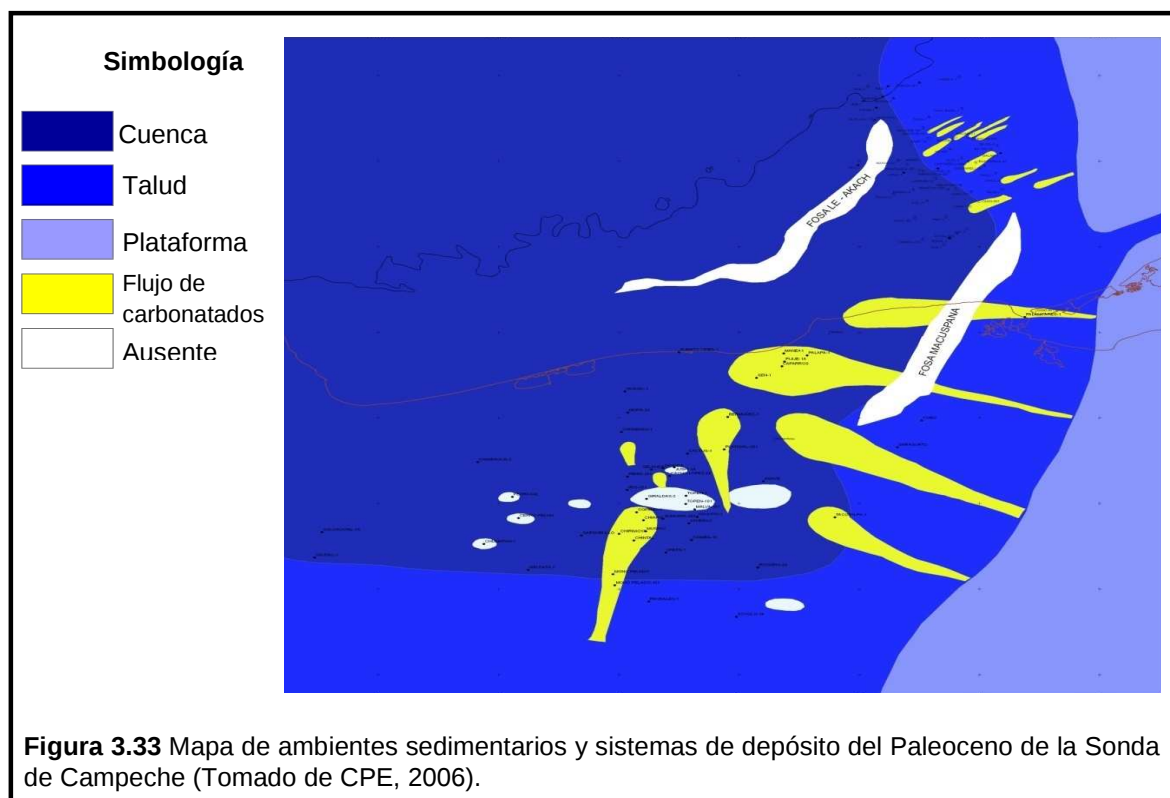
En el Cenozoico hubo un aumento en el intemperismo y erosión producto del levantamiento del Macizo de Chiapas, lo que trajo como consecuencia la exposición del basamento con la consecuente erosión de gran parte del paquete sedimentario depositado durante el Mesozoico; también hubo depósito abundante de arcillas, arenas, gravas y turbiditas (areniscas y lutitas) hacia la cuenca profunda (CPE, 2006).

La cuenca abarcó gran parte de la porción occidental, mientras que el talud se ubica sobre todo en la parte oriental, tal y como se muestra en la Figura 3.33 (CPE, 2006).

3.3.3.1.1 Paleoceno-Eoceno.

Durante el Paleoceno las condiciones de depósito estuvieron controladas por el levantamiento cortical que venían sucediendo desde fines del Cretácico Superior. En la zona marina de Campeche las extensas plataformas que imperaban durante el Cretácico comenzaron a reducirse durante el Paleoceno.

Se identifican tres ambientes de depósitos principales, plataforma, talud y cuenca. La plataforma se infiere por las litologías identificadas dentro de los pozos Kambul-1, Nix-1 y Chilam-1, que indican condiciones de aguas más someras, al presentar una mayor continuidad. A continuación se describen las principales características de estos tres ambientes:



Cuenca: el ambiente de cuenca se identificó por la presencia de las litofacies de lutitas parcialmente calcáreas, con alto contenido de bentonita, propias de mares profundos (Figura 3.34).

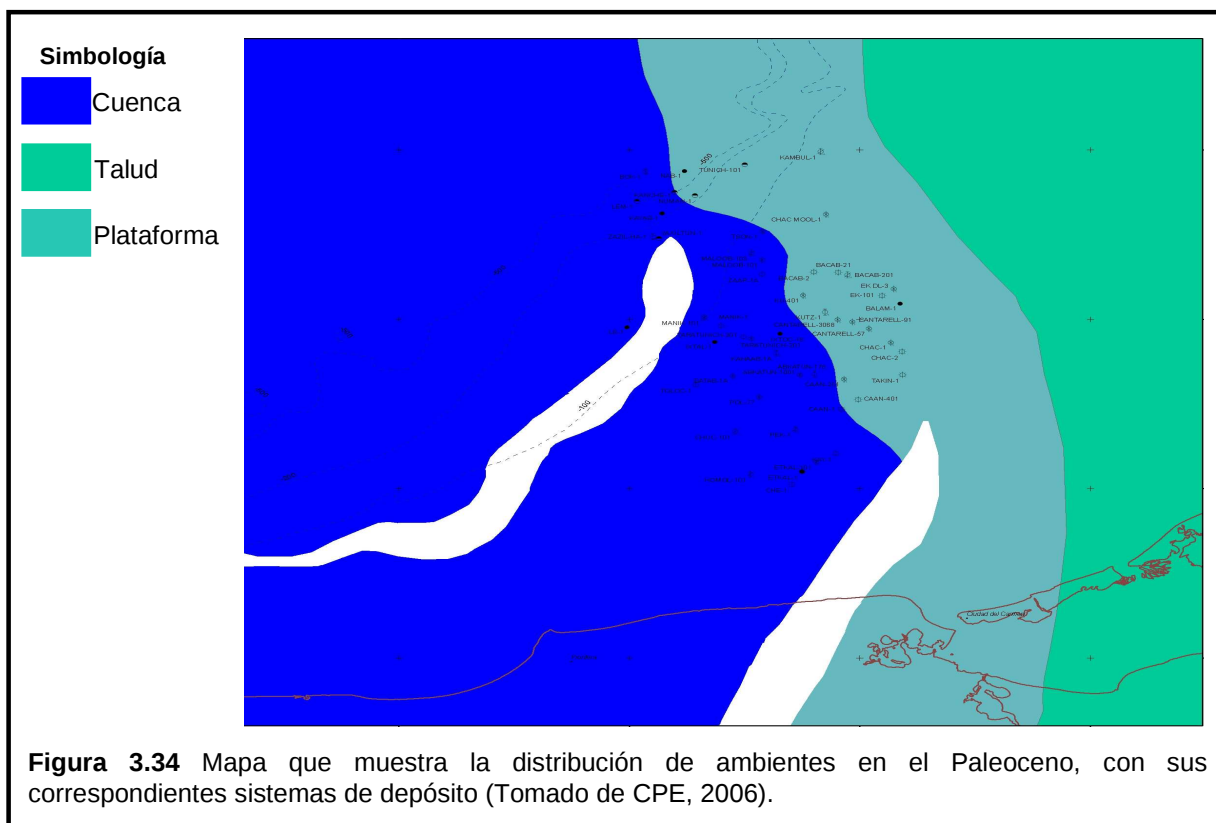
Talud: el ambiente de talud se identificó con base a la asociación de facies compuesta por lutitas con intercalaciones de mudstone-wackestone y wackestone-packstone de intraclastos, donde las lutitas con mudstone corresponden al talud y los wackestone-packstone corresponden a flujos provenientes de la plataforma que se deslizaron sobre el talud (Figura 3.34).

Plataforma: el ambiente de plataforma, se interpretó con base a la presencia de dolomías y calizas altamente dolomitizadas en pozos ubicados en la parte este del área estudiada (Kambul-1). Se interpretó como plataforma por la buena continuidad que presentan y por su geometría tabular (CPE, 2006); sus características típicas son de rocas depositadas en un ambiente de plataforma (somero), (Figura 3.34). También se tiene la presencia de areniscas y lutitas típicas de plataforma.

3.3.3.1.2 Oligoceno-Plioceno.

La Sonda de Campeche se caracteriza por la ausencia de depósitos de sedimentos de esta edad o porque presentan espesores muy reducidos; en esta etapa ocurre un

evento regresivo que alcanzó su máxima expresión en la Zona Marina (Oligoceno Superior y Mioceno Inferior; CPE, 2006).



De acuerdo a la información proporcionada por la mayoría de los pozos perforados en el área marina y continental, se puede apreciar que los sedimentos del Mioceno indican un evento transgresivo, ya que solapan los depósitos del Oligoceno; quedando como testigo una discordancia que es reconocida en todo el sureste mexicano, la cual indica que ocurrió un evento de deformación muy intenso que originó el plegamiento y fallamiento de la sierra de Chiapas.

En el Plioceno se interpreta una regresión asociada a una alta tasa de sedimentación, la cual a su vez, provocó una serie de fallamientos de gravedad que fueron ocasionados por las compactaciones diferenciales, las cuales se vieron influenciadas por la última fase de deformación que ocurrió en el Golfo de México; estas fallas formaron una serie de bloques hundidos y escalonados que reacomodaron a la serie sedimentaria y que posteriormente fueron cubiertos por sedimentos más recientes (CPE, 2006).

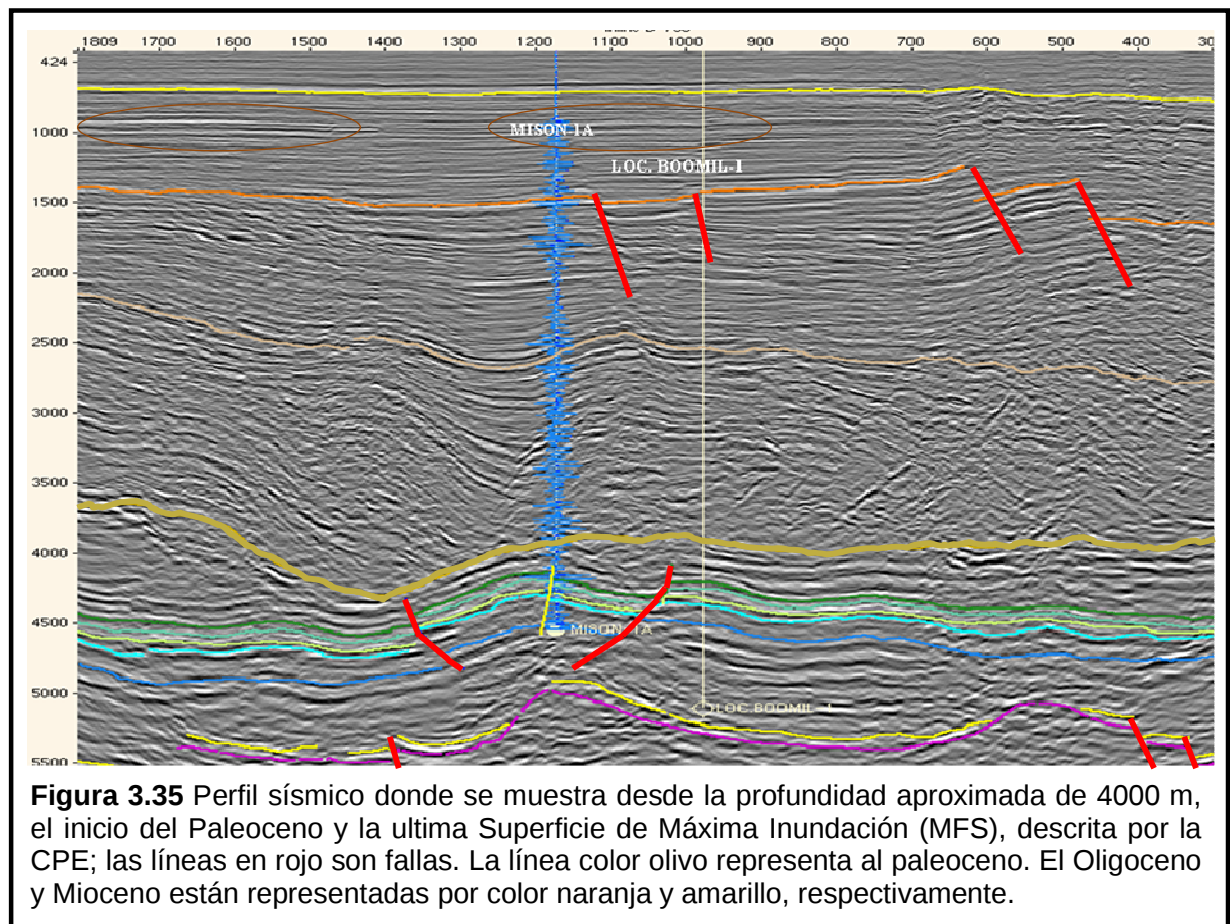
3.3.3.1.3 Análisis de estratigrafía secuencial en la Secuencia Clástica del Cenozoico.

Los reflectores sísmicos del Cenozoico presentan en general, amplitudes medias a bajas, con muy buena continuidad y frecuencia alta, característica de las litologías

clásticas que tienen una amplia distribución geográfica, como ocurre en la plataforma, en el talud se presentan discontinuas sobre todo cuando hay slumps y en la cuenca también con con muy buena continuidad.

Los reflectores para el Paleoceno (Figura 3.35), llegan a presentarse paralelos, caóticos y hummocky dependiendo el lugar del depósito y las deformaciones que sufrió la unidad. Generalmente los patrones caóticos se encontrarán por encima de los diapiros salinos y en muchos casos la forma externa de la unidad del Paleoceno se presenta en forma de anticlinal. En el Paleoceno se llegan a encontrar amplitudes altas, que corresponden con sedimentos terrígenos con intercalaciones de mudstone y fragmentos de wackestone-packstone en una matriz calcáreo-bentonítica, descritas por Angeles-Aquino, 1985, como microbrechas. Hay zonas del paleoceno (Zona A) que tienen forma de montículo; estos montículos son parches de margas y dolomías, los cuales se forman en ambientes de aguas someras (CPE, 2006).

Los reflectores del Eoceno se muestran con amplitudes medias, continuidades buenas y frecuencias altas, al igual que al Paleoceno se observan montículos en el límite superior; los contactos con ambos límites son concordantes y los reflectores muestran por lo general patrones caóticos y hummocky estos últimos asociados a los escombros generados por la regresión marina, depositados en un ambiente de alta energía (Figura 3.35).



Para el Oligoceno se tienen reflectores hummocky que van a ir progradando hacia la cuenca hasta convertirse en reflectores paralelos con tendencia a ser divergentes, indicando un cambio de alta energía a uno de baja energía; a esta unidad se asocian fallas por gravedad, ocasionadas por el colapso y las compactaciones diferenciales de la última fase de deformación en el Golfo de México (CPE, 2006); la forma externa de esta unidad es en cuña (Figura 3.35), los reflectores tienen una amplitudes y frecuencias medias en la zona de reflectores tipo hummocky y amplitudes y frecuencias bajas en la zonas de reflectores paralelos, asociados a ambientes de baja energía y poca o nula deformación.

Para el Mioceno la deformación, si se llega a presentar, está asociada a las fallas sinsedimentarias y que se aprecia muy bien en la parte superior derecha del perfil sísmico. En general son reflectores paralelos con forma externa de lámina. A la profundidad de 1000 m se llegan a presentar cambios en la amplitud y frecuencia que nos indican un cambio en la litología, este cambio litológico está asociado a los lentes de arena que se han identificado en esta zona y que están marcados con óvalos en los perfiles sísmicos (Figura 3.35).

En la Figura 3.40 se puede observar la Secuencia Clástica con un grado de deformación poco intenso en general, sin embargo, se ven más afectadas las unidades del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno por el efecto de la tectónica salina, mientras que la unidad del Mioceno presenta poca deformación y la deformación que existe se debe a las fallas.

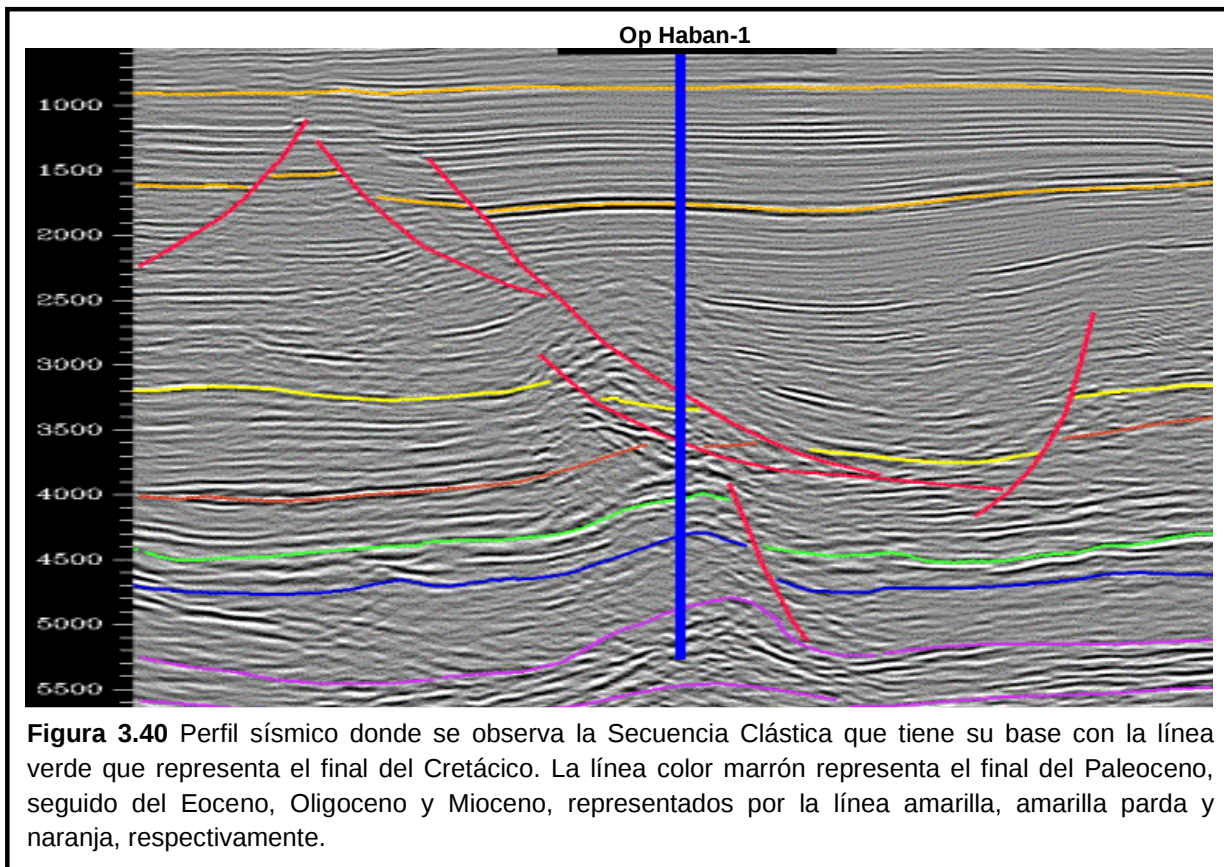


Figura 3.40 Perfil sísmico donde se observa la Secuencia Clástica que tiene su base con la línea verde que representa el final del Cretácico. La línea color marrón representa el final del Paleoceno, seguido del Eoceno, Oligoceno y Mioceno, representados por la línea amarilla, amarilla parda y naranja, respectivamente.

La última unidad mencionada muestra rasgos propios de una secuencia de lutitas y areniscas, donde se pueden observar los cambios en la amplitud, frecuencia y continuidad (entre 1200 y 1400 ms, aproximadamente). Otro rasgo característico de la Secuencia Clástica es que presenta espesores variables en las mismas unidades lo que indica deformación sinsedimentaria.

El Mioceno se caracteriza por presentar lentes de arenas (Figura 3.40); esta última unidad muestra amplitudes altas con frecuencias bajas a comparación de los límites superior e inferior de la misma unidad que tienden a desaparecer los reflectores sísmicos, esto se debe al cambio en las litologías de lutitas a areniscas.

Capítulo IV

Sistema Petrolero

4.1 Sistema Petrolero.

Se entiende como sistema petrolero a aquel que incluye a los elementos esenciales (roca generadora, roca almacenadora, roca sello y sobrecarga) y procesos (formación de la trampa, generación, migración y acumulación) que intervienen en la acumulación de aceite y/o gas existente en una cuenca sedimentaria (Magoon, 1992).

Los Sistemas Petroleros varían dependiendo su: forma, geometría, tipo de receptáculo y evolución geológica, columna estratigráfica, condiciones térmicas, etc.

4.1.1 Roca Generadora.

Algunas determinaciones realizadas para definir a los subsistemas generadores de la Sonda de Campeche fueron: la distribución tanto lateral como vertical de las secuencia o secuencias generadoras que conforman a la Sonda de Campeche, el contenido de carbono orgánico total (COT), los datos de pirólisis de rock-eval (IH, IO, S1, S2, Tmax, IP) y las correlaciones de roca-aceite y aceite-aceite por marcadores biológicos. Los cuales se pudieron conocer por la información y la aplicación en las técnicas geoquímicas realizadas por: Holguín y Romero (1983); Holguín (1985, 1987); Cal y Mayor (1987); González y Holguín (1992); Guzman y Mello (biomarcadores, 1994); Medrano (1984); Guzmán y Mello (1999); Holguín *et al.* (1994); Vera (1994); Romero y Maldonado (1995); Mello *et al.*, (1995); Mello *et al.* (2006).

La roca generadora de mayor importancia en la Sonda de Campeche corresponde con las calizas arcillosas del Tithoniano, las cuales fueron formadas en un ambiente anóxico. De acuerdo a estudios estratigráficos, sedimentológicos y geoquímicos realizados en la Sonda de Campeche (Romero *et al.*, 2001, Romero y Maldonado, 2001, entre otros), toda la columna del Jurásico Tardío compuesta litológicamente de rocas arcillosas y calcáreo arcillosas tiene materia orgánica con posibilidades para generar hidrocarburos. La materia orgánica es principalmente de tipo algacea, herbácea y leñosa, cuya presencia varía de regular a abundante.

De manera general, la secuencia sedimentaria de la Sonda de Campeche se han definido dos sistemas petroleros: el sistema Oxfordiano y el sistema Kimmeridgiano-Berriasiano-Cenozoico.

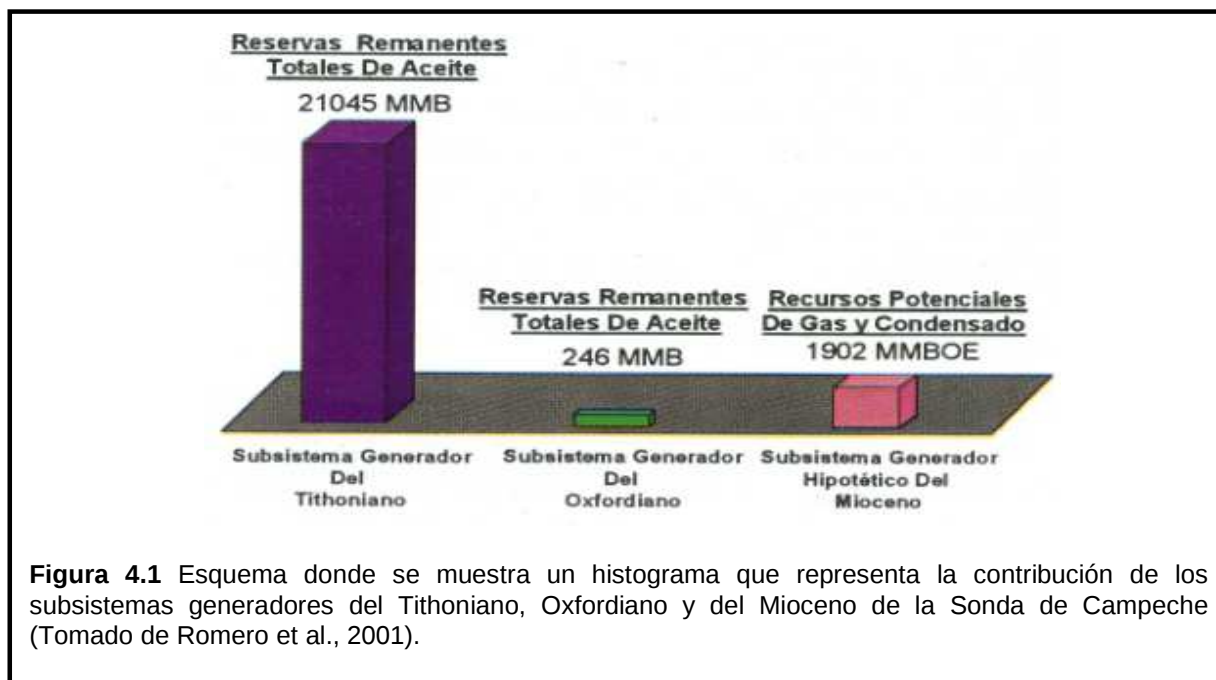
Para estos dos sistemas petroleros se identificaron, evaluaron y caracterizaron cuatro subsistemas generadores de hidrocarburos que han contribuido con volúmenes muy importantes a la carga de las trampas (Figura 4.1), esos subsistemas se mencionan a continuación en orden estratigráfico:

Subsistema Generador Oxfordiano (Romero, 1995).

Subsistema Generador Kimmeridgiano (Vera, 1995).

Subsistema Generador Tithoniano (Medrano, 1994).

Subsistema Generador Terciario (Eoceno-Mioceno; hipotético).



4.1.1.1 Subsistema generador de las rocas del Oxfordiano.

Se tienen 6 pozos que han cortado a rocas con características de roca generadora de los 17 que han atravesado las litofacies del Oxfordiano, estos están localizados en la zona norte-noroeste de la Sonda de Campeche.

Las facies generadoras corresponden a horizontes arcillosos, calcáreo-arcillosos, bentoníticos con algunas intercalaciones de calizas y carpetas de algas; se observan microestructuras laminares.

Representa a la transgresión que originó que se cubrieran las evaporitas y arenas eólicas que sirven como sello y almacén respectivamente (Oxfordiano). El ambiente de depósito es marino restringido cercano a la línea de costa (interplatafórmico).

4.1.1.1.1 Litofacies generadoras.

Se distribuye a través de una franja que atraviesa los pozos Chacmol-1, Lum-1, Balam-1, Balam-101, Cantarell-91, Chac-1 y Caan-1, teniendo a las mejores rocas generadoras en la porción sur-suroeste, calidad que va disminuyendo hacia la porción norte-noreste; el pozo Caan-1 se perforó en el sector suroeste cortando un espesor de 376 m de roca generadora sin llegar a atravesarla.

Las litofacies generadoras se ubican en la cima de la columna del Oxfordiano, estratigráficamente hablando, suprayaciendo a evaporitas y arenas eólicas. La secuencia se depositó en un ambiente marino restringido dentro de la plataforma y cercano a la línea de costa (Ruiz-Morales, 1994).

Al norte-noroeste el lineamiento que conforman los pozos Ek-Balam, Lum-1, Chacmool-1, y Tunich-1, la roca generadora presenta espesores variables de 25 m a 110 m compuestos de terrígenos finos. Al sur-suroeste donde se ubican los pozos Cantarell-91, Chac-1 y Caan-1 se presenta un aumento en los espesores variando desde los 200 m hasta los 400 m.

Para este subsistema el inicio del proceso de generación de hidrocarburos empezó en el Eoceno Inferior y a una profundidad que varía de los 2500 m a los 4000 m. En la porción sur-suroeste, la expulsión inicia en el Mioceno Medio y con un promedio de profundidades que van de los 4000 m a los 4100 m, en donde se mantiene la expulsión actualmente.

4.1.1.1.2 Tipos o Familias de hidrocarburos.

Se clasifican como “Familia 1 Oxfordiana” a todos los aceites que reúnan características isotópicas y de biomarcadores (Guzmán 2001, Mello 1994). Similares a los aceites residuales que quedaron en la roca generadora del Oxfordiano se han analizado 11 muestras de aceite asociadas a secuencias siliciclásticas marinas del Oxfordiano y algunas muestras se interpreta que están asociadas a secuencias carbonatadas del Kimmeridgiano en los pozos Bacab-2, Lum-1, Ek-31, Ek-101, Ek-Balam DL-3 Balam-1, Hayabil-1 y Oktan-1.

A continuación se indican las principales características de los aceites de la “Familia 1 Oxfordiana”:

Rango isotópico: varía de -26.60 a -24.90 ‰ o de C^{13} .

Valores API de: 21-48 ° (medios a altos).

Contenido de azufre: de 0.06-5.36 %.

Relación Pristano/Fitano < 1.

Relación Ts/Tm < 1, muy abundantes hopanos en extensión.

Relación $C_{35}/C_{34} > 1$.

Presencia de 17 a (H)-29.30 bisnorhopano.

Alta abundancia de C_{29} (ésteranos) en relación con sus contrapartes en C_{27} .

Baja abundancia relativa de diasteranos y presencia de C_{30} (ésteranos).

De acuerdo a los valores geoquímicos, se interpreta que el origen es orgánico, predominantemente de origen bacteriano formado en un paleoambiente carbonatado de aguas marinas bajo condiciones anóxicas con hipersalinidad. Se considera a esta familia, como la generadora de los aceites del Oxfordiano en la Sonda de Campeche (Chevron, 1993; Guzmán y Mello, 1994; Guzmán et al., 1995).

4.1.1.2 Subsistema generador de las rocas del Kimmeridgiano.

La generación de hidrocarburos para este subsistema empezó en el Eoceno Superior-Mioceno Inferior en la Cuenca de Macuspana y Sonda de Campeche, mientras que la expulsión de hidrocarburos se dio en el Mioceno Superior-Plioceno.

4.1.1.2.1 Litofacies generadoras.

Vera-Morán (1995), considera dos unidades ubicadas en los pozos Yum-401, Kix-1A Chem-1A, Alux-1A, Citam-1 y Ayin-1 como las de mayor riqueza orgánica (1-3% de COT), considerada de regular a buena. Para la caracterización de las rocas generadoras del Kimmeridgiano estas unidades denominadas D y E que contienen lutitas, limolitas y caliza tipo mudstone. La materia orgánica está compuesta de material algáceo con una mezcla de material orgánico retrabajado y oxidado.

Los pozos Ayin-1 y Yum-401 tienen la capacidad de generación que va de regular a buena y se cree que esta capacidad de generación existió en el resto de los demás pozos, pero debido a los efectos de madurez esta capacidad generadora se encuentra actualmente agotada. Las unidades D y E se consideran rocas generadoras pertenecientes al Kimmeridgiano superior.

4.1.1.2.2 Tipos o Familias de hidrocarburos.

Se encuentra cierta afinidad en los aceites del Tithoniano con los aceites del Kimmeridgiano (unidades D y E), esto si tomamos a la unidad generadora como un conjunto en litología, ambiente de depósito y capacidad de generación de acuerdo a los estudios isotópicos y de biomarcadores que proporcionan los mismos valores de los aceites .

4.1.1.3 Subsistema generador de las rocas del Tithoniano.

De acuerdo con la gran cantidad de información obtenida de pirólisis por rock-eval, petrografía orgánica, isotópica y biomarcadores se han definido a las facies del Tithoniano desde el punto de vista económico, como el principal sistema generador de hidrocarburos en la Sonda de Campeche (Holguín y Romero, 1983; Holguín, 1987; Cal y Mayor, 1987; Medrano, 1994; Ortega, 1995).

4.1.1.3.1 Litofacies generadoras.

El subsistema generador de las rocas del Tithoniano se caracteriza por estar compuesto de calizas y lutitas carbonatadas, con valores de 98% al 40% de carbono mineral. Las litofacies están definidas por la presencia de ambientes carbonatados de grandes profundidades (plataforma externa hasta la cuenca), que de acuerdo a su contenido se clasifican como packstone a mudstone, presentando laminaciones y abundantes organismos pelágicos, como saccocomas y calpionélidos (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Se determinan edades del Tithoniano Temprano hasta el Berriasiano Temprano.

Su distribución es amplia ya que se han perforado rocas del Tithoniano desde Tunich-1, Chacmool-1 y Balam-1 al norte-noreste, Kix-1A, May-1 y Oktan-1 al sur-suroeste y desde Zazil-Ha-1 a Ayin-1 al oeste. En la porción norte del área se desconoce su presencia debido a que muy posiblemente los espesores sean muy delgados.

Los espesores totales del Tithoniano se ubican en los depocentros con una orientación preferencial noreste-suroeste, variando de 300 a 450 m y disminuyendo los espesores de manera paulatina hasta llegar a 30 m al este y de 100 m hacia el oeste. Las variaciones en los espesores son el resultado del relleno sedimentario que niveló la paleotopografía que se caracteriza por barras y bancos oolíticos alineados en franjas paralelas a la costa, restringiendo las aéreas bajas a ambientes anóxicos (depocentros). El tipo de kerógeno de las rocas del Tithoniano es I y II, los cuales se caracterizan por ser generadores tanto de aceite como de gas.

4.1.1.3.2 Tipos o Familias de hidrocarburos.

La distribución de los aceites del Tithoniano es amplia en la Sonda de Campeche, prácticamente se presenta en la mayoría de los pozos. Los aceites del Tithoniano se clasificaron en tres subfamilias (2A, 2B y 2C). La producción de estos aceites se relaciona con yacimientos que se encuentran en rocas almacenadoras desde el Kimmeridgiano hasta el Eoceno.

Los aceites del Tithoniano presentan los siguientes valores: °API de bajos a altos (10-50°), alto contenido de Azufre (2.0-5.63%), valores isotópicos entre un rango (26 - 28.7‰O).

De acuerdo a los marcadores biológicos se puede caracterizar a las subfamilias 2A, 2B y 2C, por estar generadas por secuencias carbonatadas con alto contenido de arcilla, que de acuerdo a las diferencias presentadas en la composición molecular pueden interpretarse en términos de variación de salinidad, contenido de arcilla y nivel de oxigenación.

A continuación se describen las características principales de cada una de las subfamilias.

Las facies generadoras de aceite del Tithoniano son las responsables genéticas de la subdivisión de la familia 2. Estos aceites cargaron a las trampas de los objetivos económicos petroleros del Kimmeridgiano, Cretácico y del Eoceno.

Subfamilia 2A.

Esta subfamilia está asociada a ambientes anóxicos marinos carbonatados con influencia de arcillas (caliza arcillosa).

Subfamilia 2B.

Los aceites de la subfamilia 2B presenta cierta similitud con los aceites de la subfamilia 2A, que de acuerdo a sus características geoquímicas los aceites de esta subfamilia están asociadas a ambientes anóxicos marinos carbonatados; más limpios en términos de arcillosidad que el ambiente de las rocas generadoras de la subfamilia 2A (caliza arcillosa).

Subfamilia 2C.

Los aceites de esta subfamilia se interpretan como aceites expulsados por rocas madres asociadas con ambientes subóxicos marinos carbonatados con gran influencia de arcillas (lutita carbonatada).

4.1.1.4 Subsistema generador de las rocas del Cenozoico (Eoceno-Mioceno).

De los estudios realizados por Anunziata-Medrano (2001), en 151 pozos exploratorios, se obtuvo que en 32 pozos se tienen rocas generadoras del Cenozoico. Este muestreo es deficiente y disperso por lo que no se ha efectuado la caracterización integral de la roca generadora para este subsistema.

En este subsistema sobresalen las facies arcillo-calcáreas y de lutitas bentoníticas del Eoceno y Mioceno, como las de mayor capacidad generadora.

Las rocas del Cenozoico reflejan condiciones de inmadurez y manifiestan valores moderados a pobres de riqueza orgánica y de carga potencial. No se han descubierto ni probado acumulaciones de hidrocarburos que provengan de este nivel estratigráfico, por lo cual se le considera como un subsistema generador hipotético.

La madurez interpretada para las secuencias Cenozoicas a través de Tmax e ITT indica que prácticamente toda la región de la Sonda Marina es inmadura, a excepción del área donde se ubican los pozos Chem-1A, Hayabil-1, Kix-1A y Yum-401 cuya madurez alcanza las secuencias arcillosas de la base del Mioceno Medio; por otra parte, la ausencia total del Oleanano como biomarcador característico de rocas generadoras Cenozoicas, confirma a este nivel como un subsistema generador inactivo.

4.1.2 Roca Almacén.

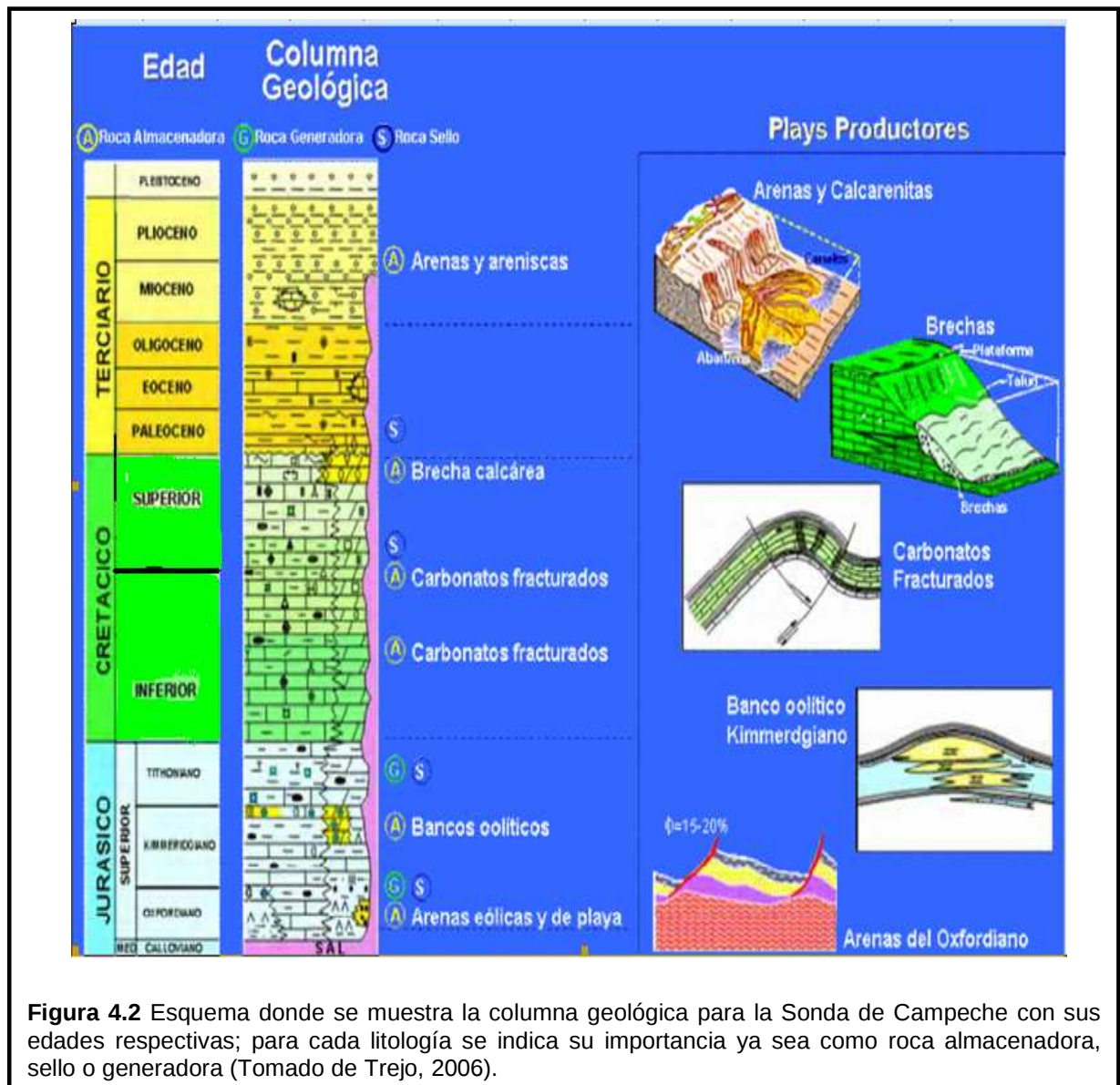
Las rocas almacenadoras se encuentran en la secuencia sedimentaria del Mesozoico y Cenozoico, ubicándose prácticamente en toda el área de la Sonda de Campeche.

Se tienen documentadas cinco secuencias potencialmente almacenadoras (Figura 4.2); las más antiguas son areniscas de edad Oxfordiano, seguido de los bancos oolíticos del Kimmeridgiano, la brecha calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno, los carbonatos altamente fracturados del Cretácico Inferior y finalmente los cuerpos arenosos y un horizonte de calcarenitas del Eoceno (Trejo, 2006).

4.1.2.1 Areniscas del Oxfordiano.

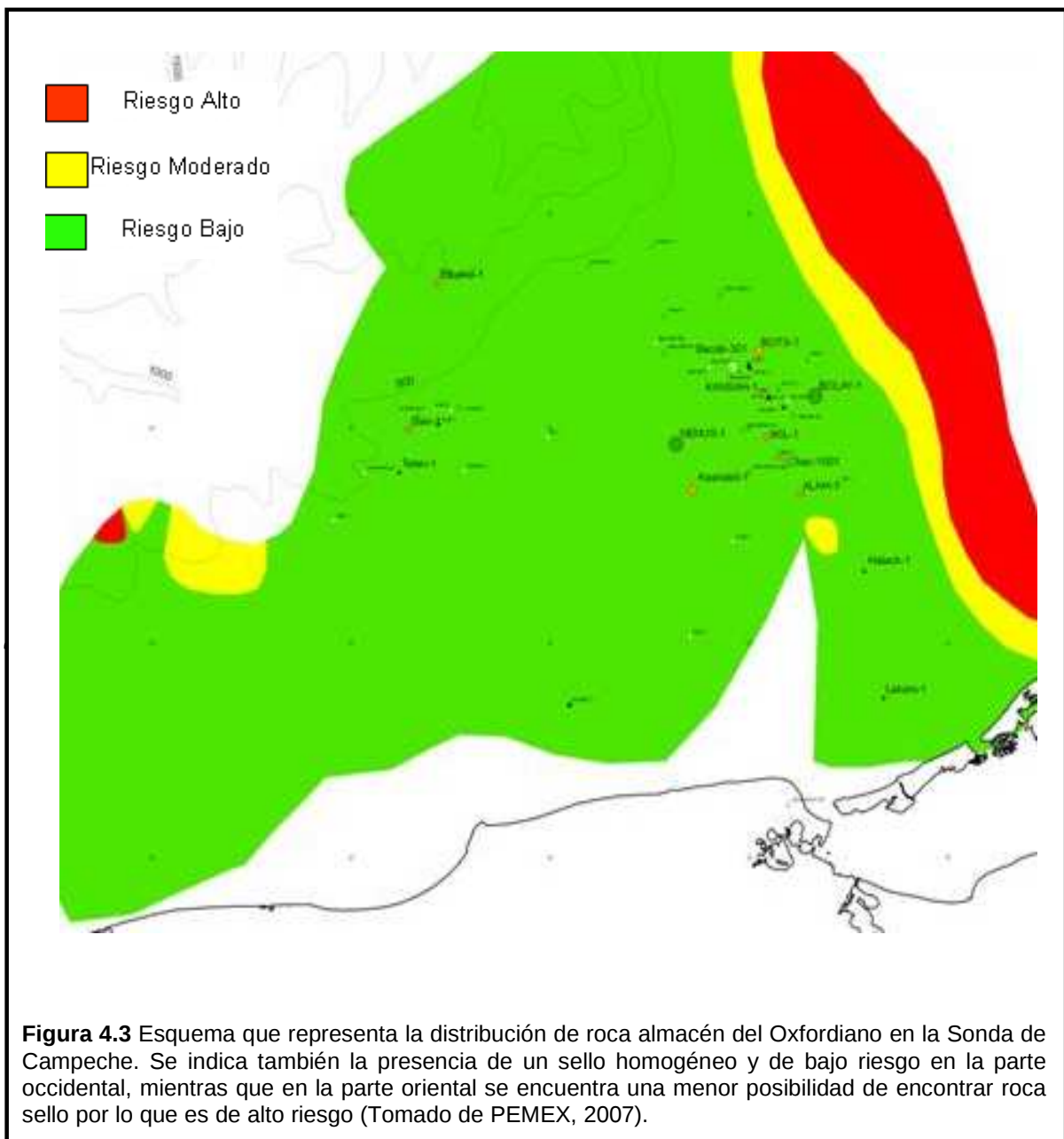
Las secuencias almacenadoras del Oxfordiano son areniscas de cuarzo y fragmentos líticos, las areniscas presentan partículas que varían de grano medio a grueso, además de contener gravillas pobremente clasificadas con granos subredondeados a redondeados. Como estructuras sedimentarias se tiene gradación normal que se encuentra generalmente en estratos gruesos o masivos (PEMEX, 2007).

Este tipo de facies se asocian a un ambiente de playa, que sigue el lineamiento nororiental de los pozos Ek-Balam, Lum-1, Tunich-1, Chac-Mool-1 y Sam-1. En la parte occidente del área se tienen ambientes de rampa interna constituida por sedimentos arenosos consolidados encontrados en los pozos Alak-1, Bacab-2, Bacab-21, Balam-1, Cantarell-91, Che-1, Ek-101, Kanche-1, Hayabil-1, Nix-1 y Tson-1 (Figura 4.3), (PEMEX, 2007).



Las secuencias con mayor potencial almacenador se encuentran ubicadas al oriente y cuentan con espesores de 100 a 140 m; su orientación general es noroeste-sureste. En la porción occidental de las facies de rampa interna somera se tienen espesores menores en comparación con la porción oriental que varía de 50-100 m (Figura 4.4 y 4.5), (Trejo, 2006).

Las porosidades en la porción oriental de la Sonda de Campeche está en rangos de 15-25%, ubicadas en franjas con dirección noroeste-sureste, que abarca desde el pozo Nix-1 hasta Tunich-1; esto se debe a la presencia de areniscas poco consolidadas (Trejo, 2006). En la porción occidental las porosidades varían de 6-15% con una amplia extensión, desde el Campo Bacab, Cantarell-91, Tson-1 hasta Hayabíl-1, Che-1 y Alak-1, en areniscas consolidadas y compactas acumuladas en la rampa interna somera (Figura 4.5).



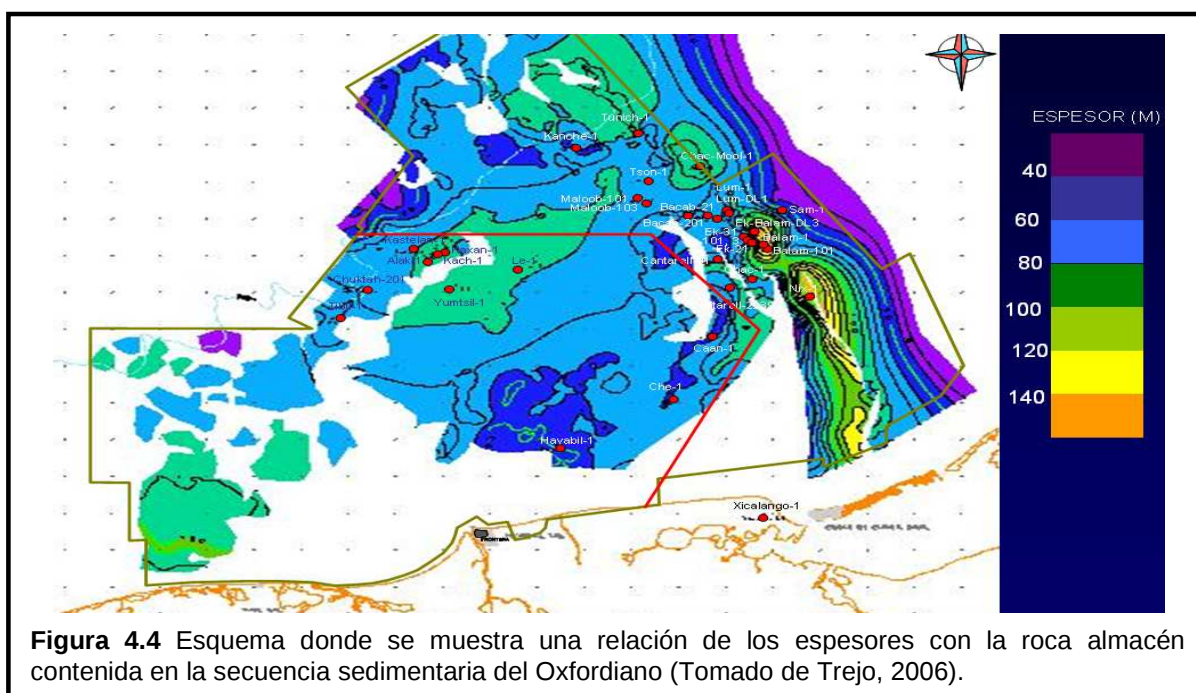


Figura 4.4 Esquema donde se muestra una relación de los espesores con la roca almacén contenida en la secuencia sedimentaria del Oxfordiano (Tomado de Trejo, 2006).

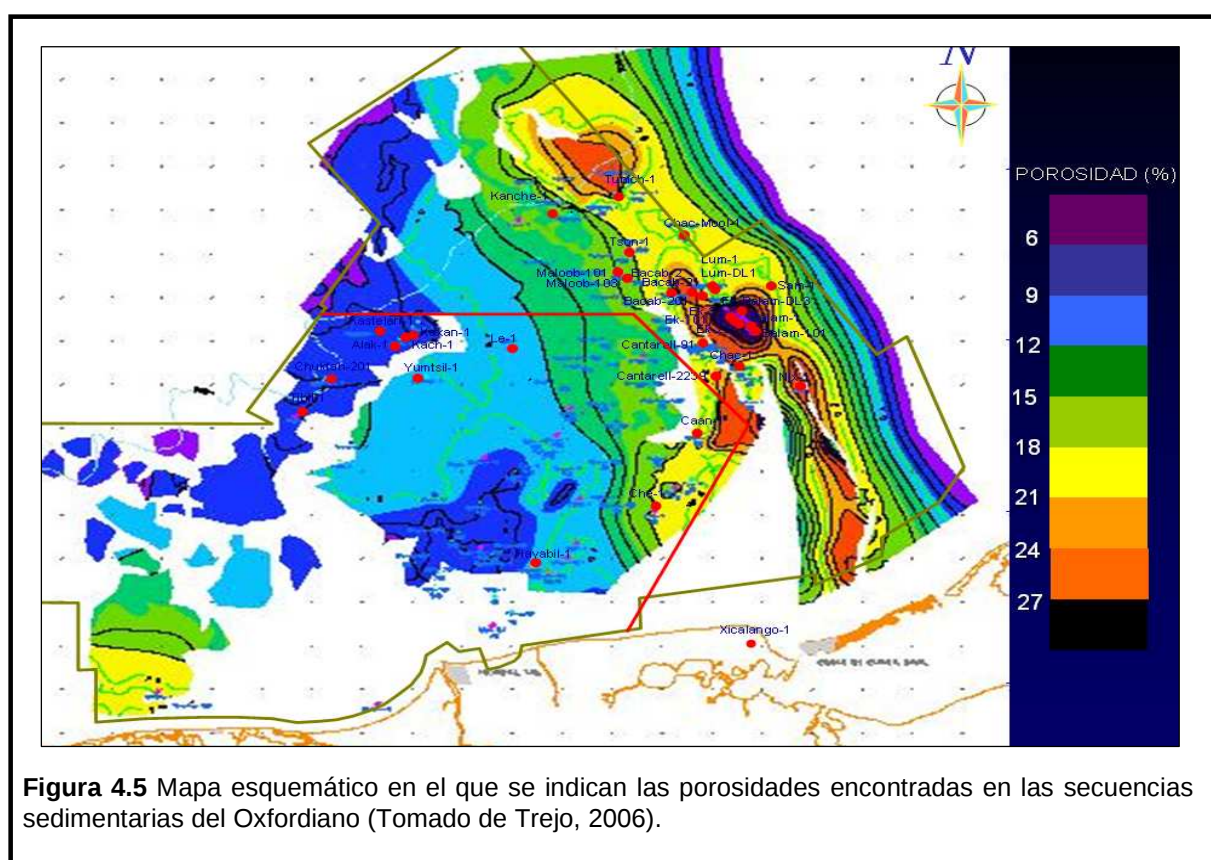


Figura 4.5 Mapa esquemático en el que se indican las porosidades encontradas en las secuencias sedimentarias del Oxfordiano (Tomado de Trejo, 2006).

4.1.2.3 Bancos oolíticos del Kimmeridgiano.

Se tienen identificadas rocas con capacidad adecuada para almacenar hidrocarburos, principalmente en secuencias formadas en bancos oolíticos dolomitizados que se encuentran en la porción occidental de la Sonda de Campeche, las que cuentan con buenos valores de porosidad y espesores amplios. En la parte oriental se tiene bancos oolíticos de menor extensión y espesor, sin embargo siguen siendo yacimientos económicamente explotables (Figura 4.6), (PEMEX, 2006).

Los bancos de ooides ubicados en los altos estructurales muestran karsticidad, lo que indica que estuvieron expuestos, lo que a su vez generó porosidad secundaria (vugular) con valores de 6 y 11%.

Las facies de packstone-grainstone de ooides, las zonas dolomitizadas y las secuencias sedimentarias acumuladas en la parte de la rampa interna representan las secuencias con mejor capacidad almacenadora en el Kimmeridgiano (PEMEX, 2007).

4.1.2.3 Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno y Carbonatos fracturados del Cretácico Inferior.

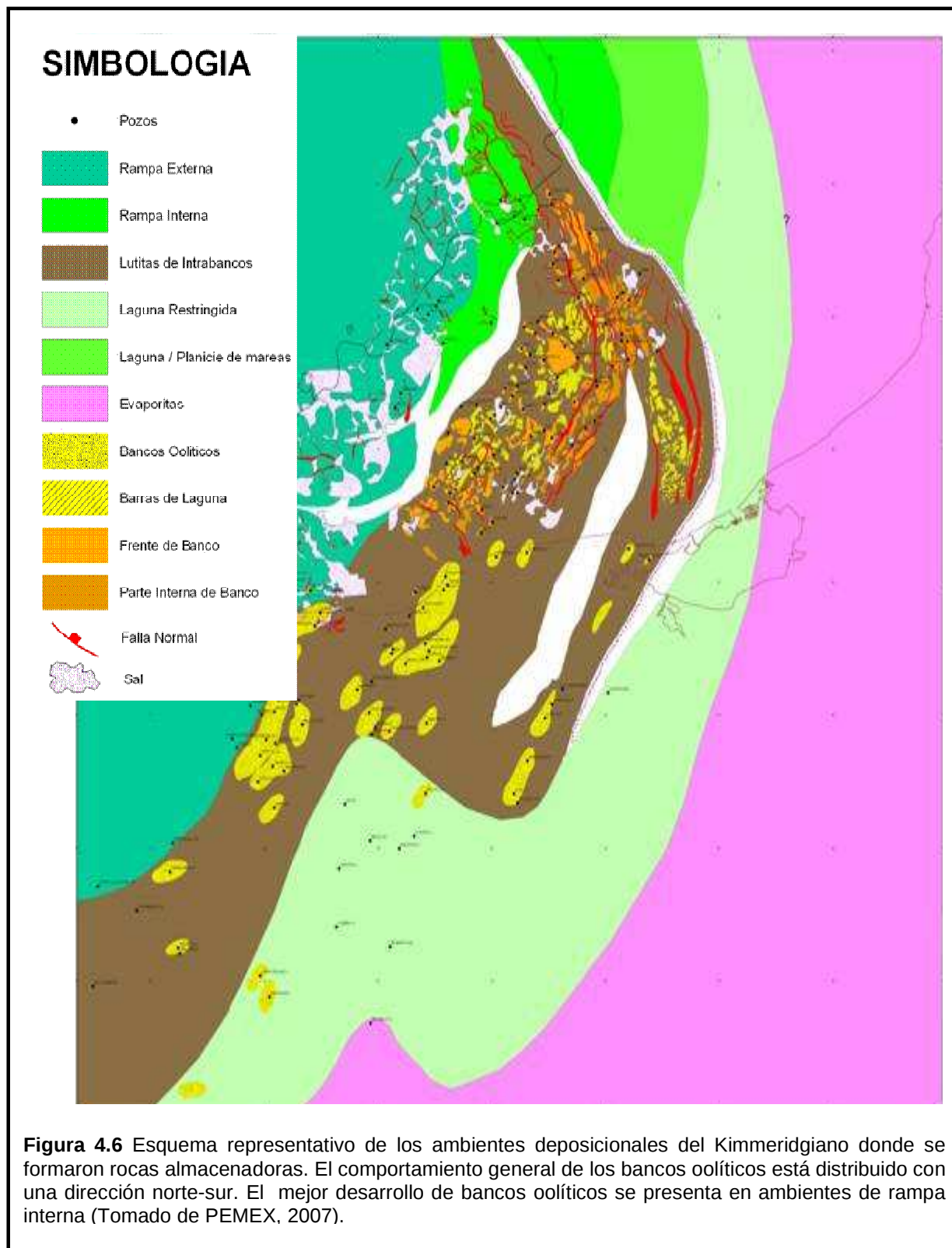
Estas secuencias se encuentran en la parte nororiental de la Sonda de Campeche y son de suma importancia, ya que son las rocas productoras por excelencia. Se cuentan con grandes espesores y porosidades de hasta 12% que permite la acumulación de hidrocarburos (Figura 4.7 y Figura 4.8), (PEMEX, 2007).

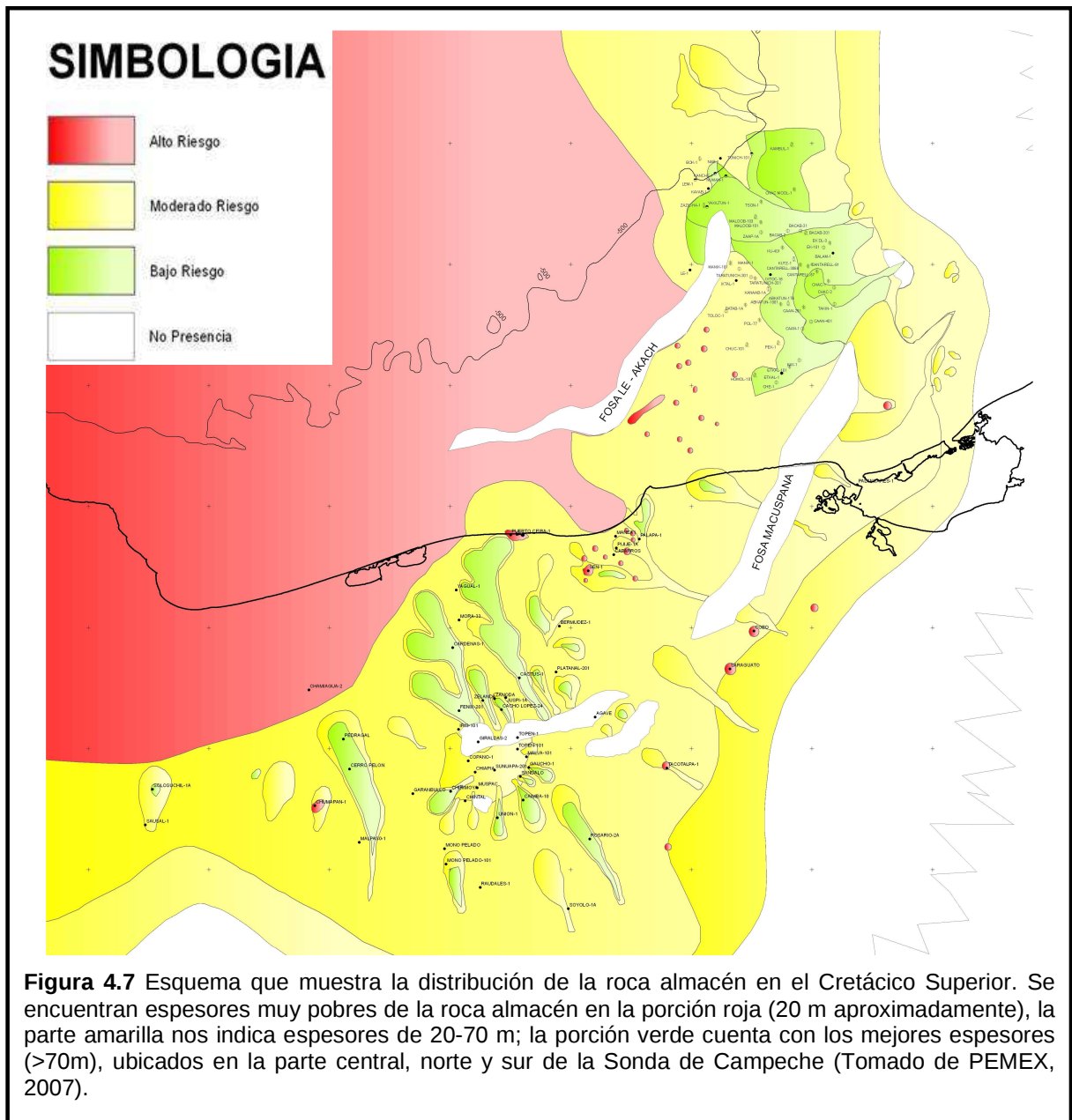
La brecha está constituida en su mayor parte por exoclastos que cayeron al talud que bordeaba a la plataforma, estos clastos se depositaron por medio de flujos de detritos cubiertos por sedimentos finos que constituyeron posteriormente el sello (PEMEX, 2007) (Figura 4.9).

Dentro del Cretácico Inferior se cuentan con secuencias sedimentarias de calizas fracturadas con gran capacidad de almacenamiento. Estas secuencias contienen mudstone bentónico de color gris olivo a verde y dolomitizado; se encuentra, también, la presencia de dolomías microcristalinas de color gris verdoso-gris olivo.

Finalmente se cuentan con calizas cretosas de color crema que muestran estiliolitas y micritización; el espesor de estas unidades es de 500 m aproximadamente (PEMEX, 2007).

En cuanto a las porosidades, la porosidad primaria (intercristalina y móldica) se clasifica como pobre-regular. Mientras que la porosidad secundaria (fracturas y vugulos) es mucho mayor.





4.1.2.4 Rocas clásticas del Cenozoico.

La secuencia sedimentaria del Paleógeno contiene calcarenitas (Fm. Kumaza, Eoceno Medio), localizadas en la parte nororiental de la Sonda de Campeche. Se encuentra constituida por flujos turbidíticos dístales con buena porosidad primaria y secundaria (Trejo, 2006).

En la secuencia sedimentaria del Neógeno hay depósitos terrígenos muy importantes de lutitas y areniscas (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno) y barras arenosas

provenientes de un ambiente deltaico y turbidítico; las porosidades presentan valores de 20-35 % (Figura 4.10), (PEMEX, 2007).

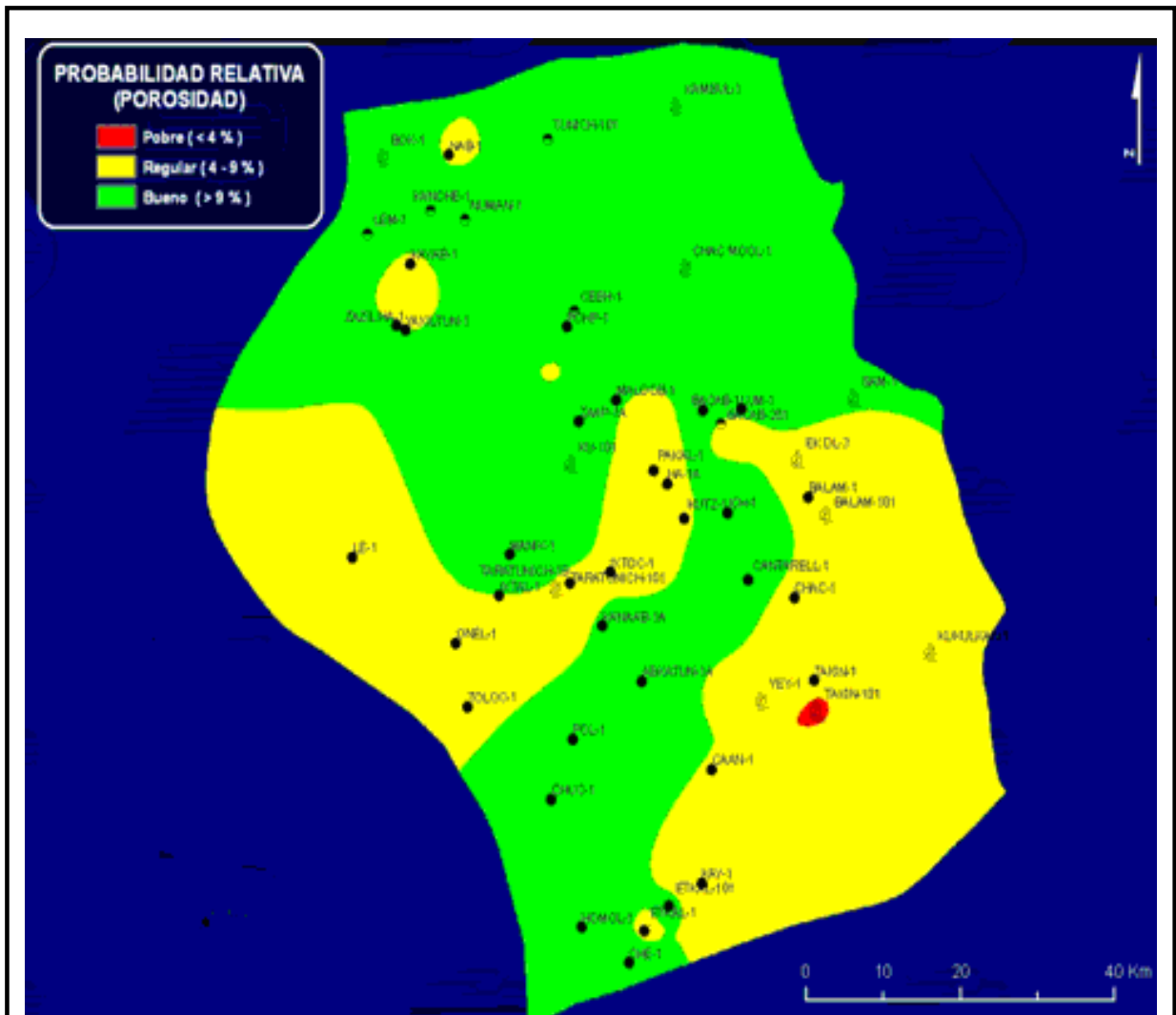
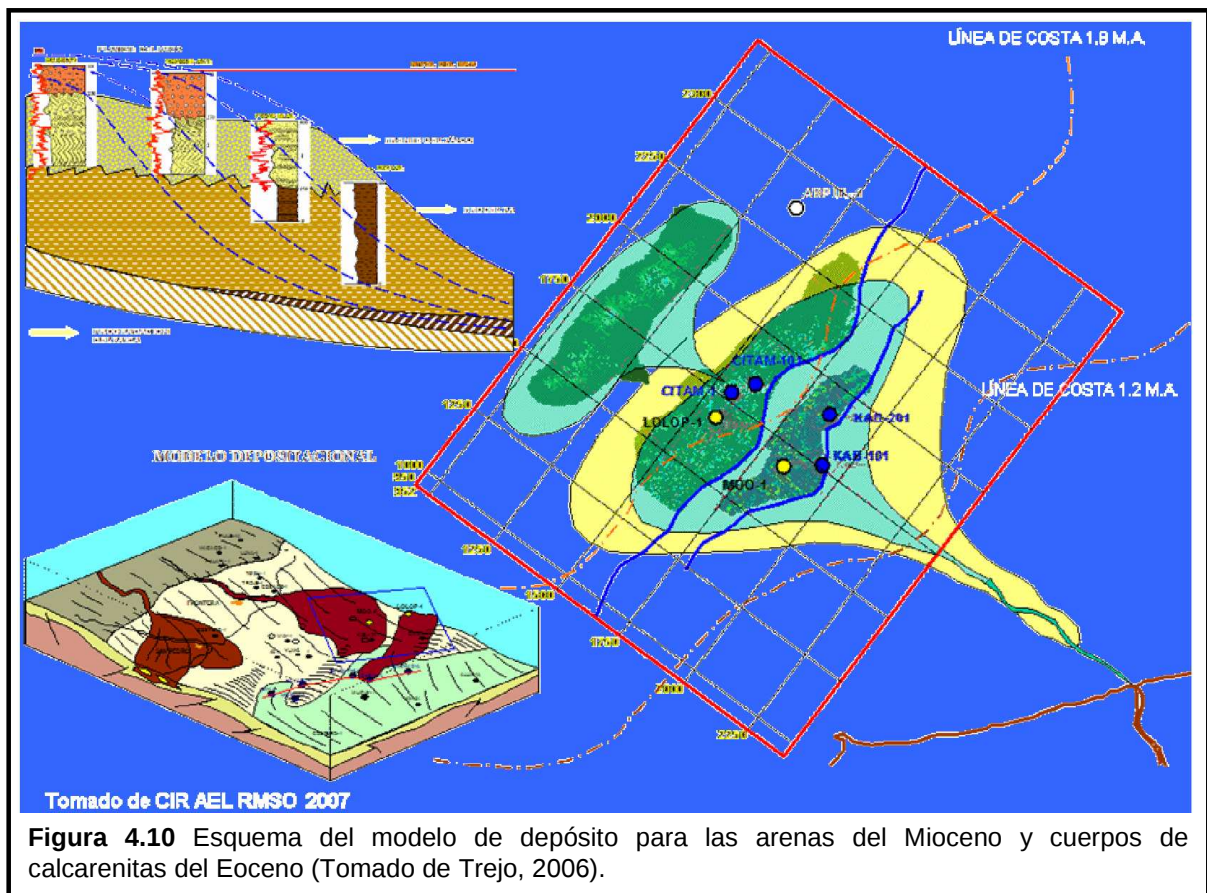


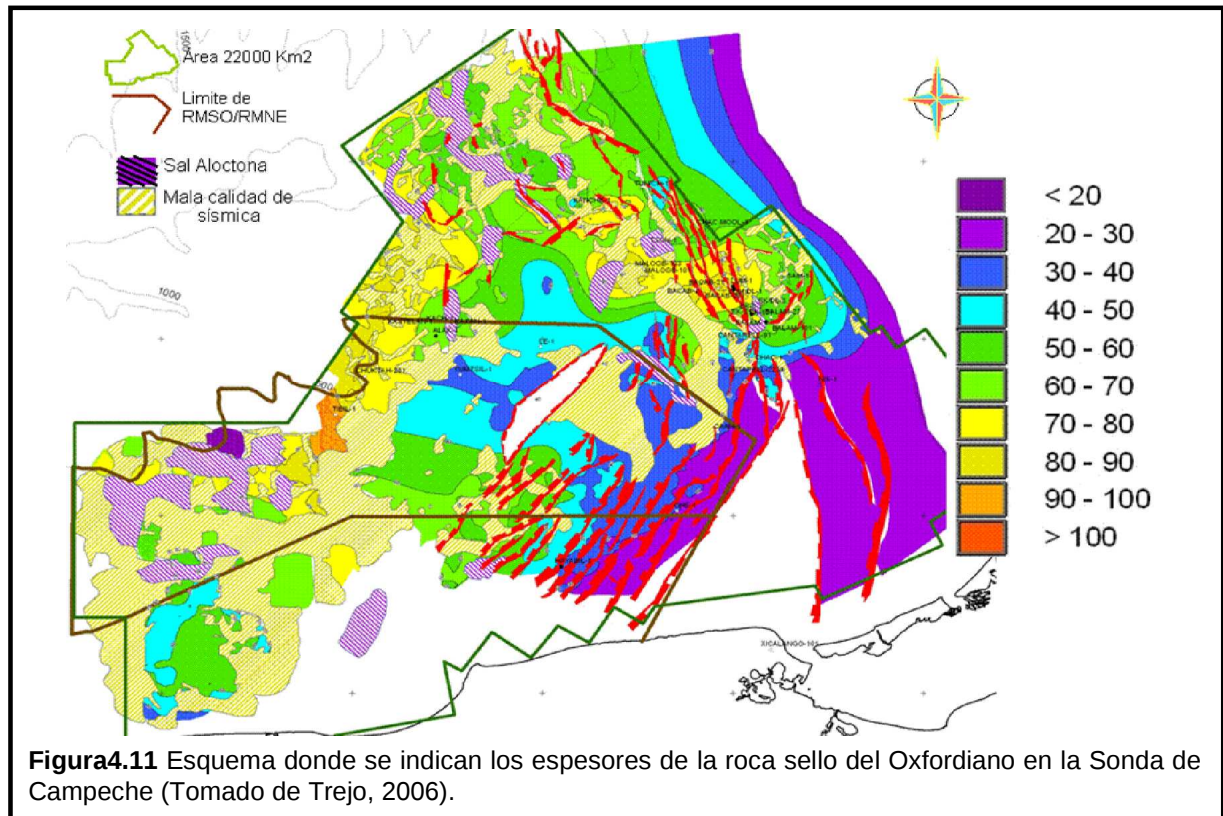
Figura 4.8 Esquema que muestra la distribución la porosidad en carbonatos del Cretácico Superior, las porosidades mayores a 9% están representadas de verde, las porosidades de 4-9% por color amarillo y las porosidades de color rojo nos indican que esa roca no es muy buena roca almacén (Tomado de PEMEX, 2007).

4.1.3 Roca Sello.

En la Sonda de Campeche las unidades estratigráficas que funcionan como roca sello están constituidos por secuencias arcillosas y calcáreo-arcillosas. La roca sello del Oxfordiano se caracteriza por tener un alto contenido de arcillas y de minerales evaporíticos como la anhidrita; se encuentra intercalado con lutitas y limonitas depositadas en un ambiente de Sabkha (Figura 4.11), (Trejo, 2006).



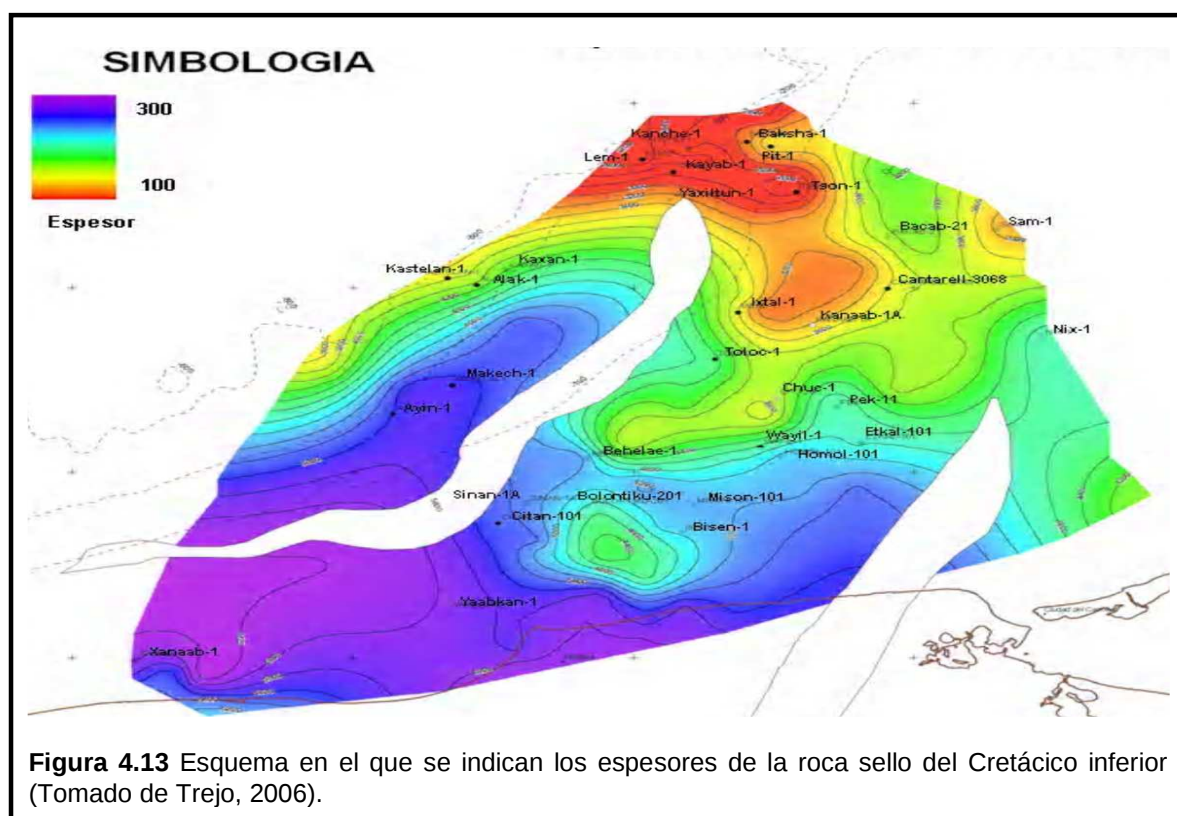
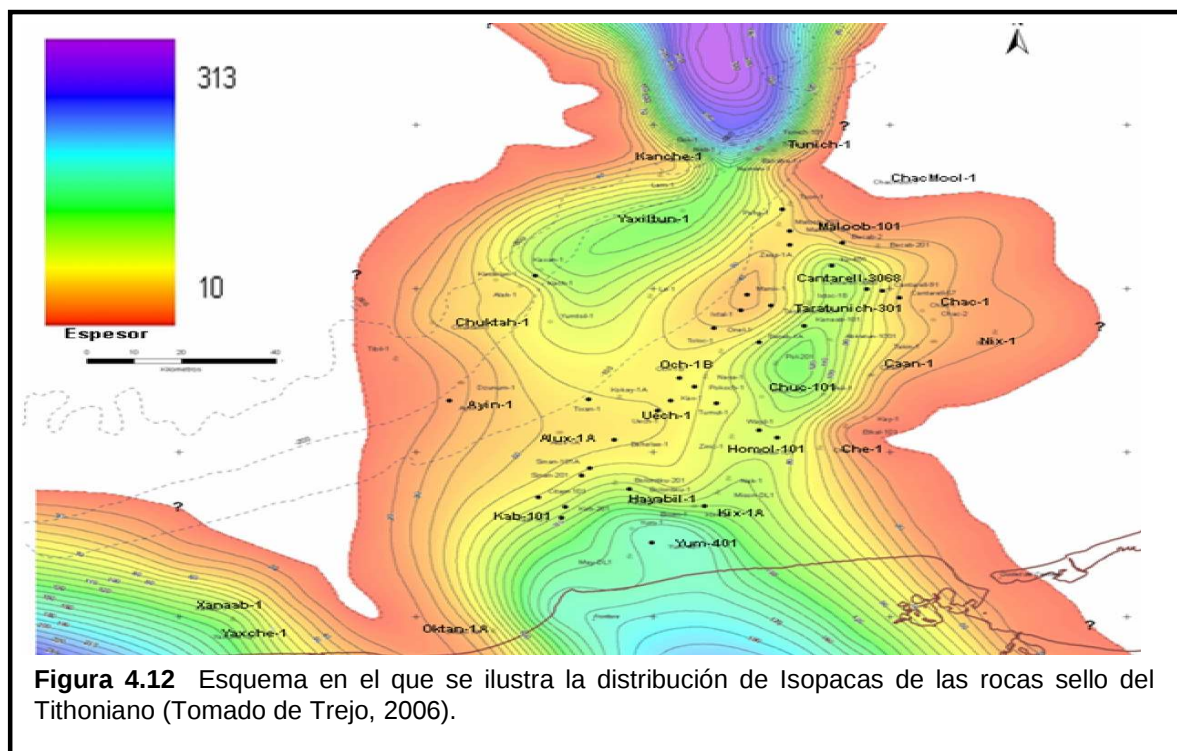
En las secuencias del Kimmeridgiano y Tithoniano se encuentran rocas sello con espesores variables de 10-313 m (Figura 4.11). Las rocas sello del Tithoniano se depositaron como relleno que niveló las depresiones dejadas por la paleogeografía; corresponden con lutitas que pese a su alta porosidad, muestran una permeabilidad baja (Trejo, 2006).



La roca sello del Tithoniano presenta los mayores espesores en la parte central de la Sonda de Campeche y se adelgazan en la periferia de la cuenca (Figura 4.12), (Trejo, 2006).

Los carbonatos del Cretácico Inferior funcionan también como rocas sello cuando no están fracturadas, se componen de mudstone bentonítico de color verde-gris olivo, con un grado ligero de dolomitización (Trejo, 2006). También se tienen en el Cretácico calizas cretosas de color crema que tienen las características de roca sello (Figura 4.13).

Las rocas sello del Cretácico Superior y del Paleoceno, están presentes en la mayor parte de la Sonda de Campeche. La roca sello del Cretácico Superior está constituido por una mezcla de calizas arcillosas y lutitas de baja permeabilidad, además de calizas criptocristalinas que en condiciones naturales son prácticamente impermeables; su distribución cubre toda el área de estudio. Para el Paleoceno las rocas sello se componen principalmente por terrígenos finos con bentonita, los cuales se encuentran distribuidos en la parte occidental de la Sonda de Campeche (Trejo, 2006).



El espesor de la roca sello del Cretácico Superior va de los 54-303 m, encontrándose los espesores de mayor potencia en la parte occidental de la Sonda de Campeche (Figura 4.14).

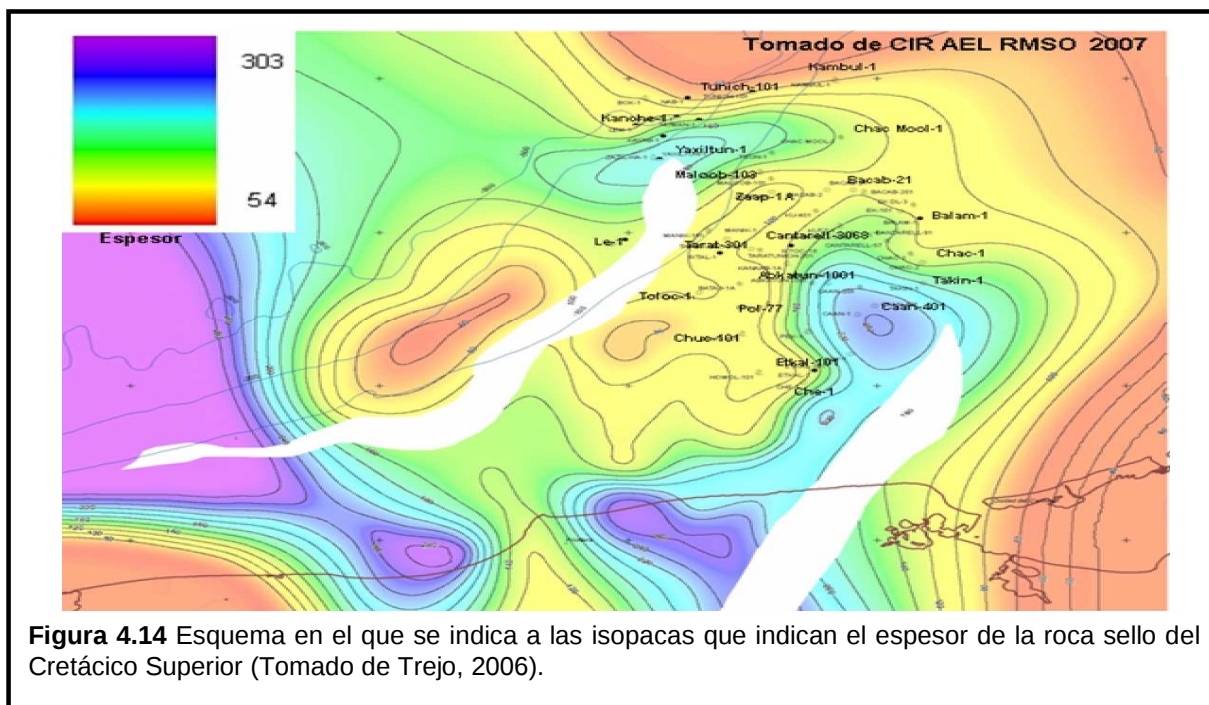


Figura 4.14 Esquema en el que se indica a las isopacas que indican el espesor de la roca sello del Cretácico Superior (Tomado de Trejo, 2006).

En la Figura 4.15 se indica la presencia de la roca sello para el Paleoceno, la mayoría del área cuenta con buenos espesores de roca sello ya que es mayor a 70 m (PEMEX, 2007).

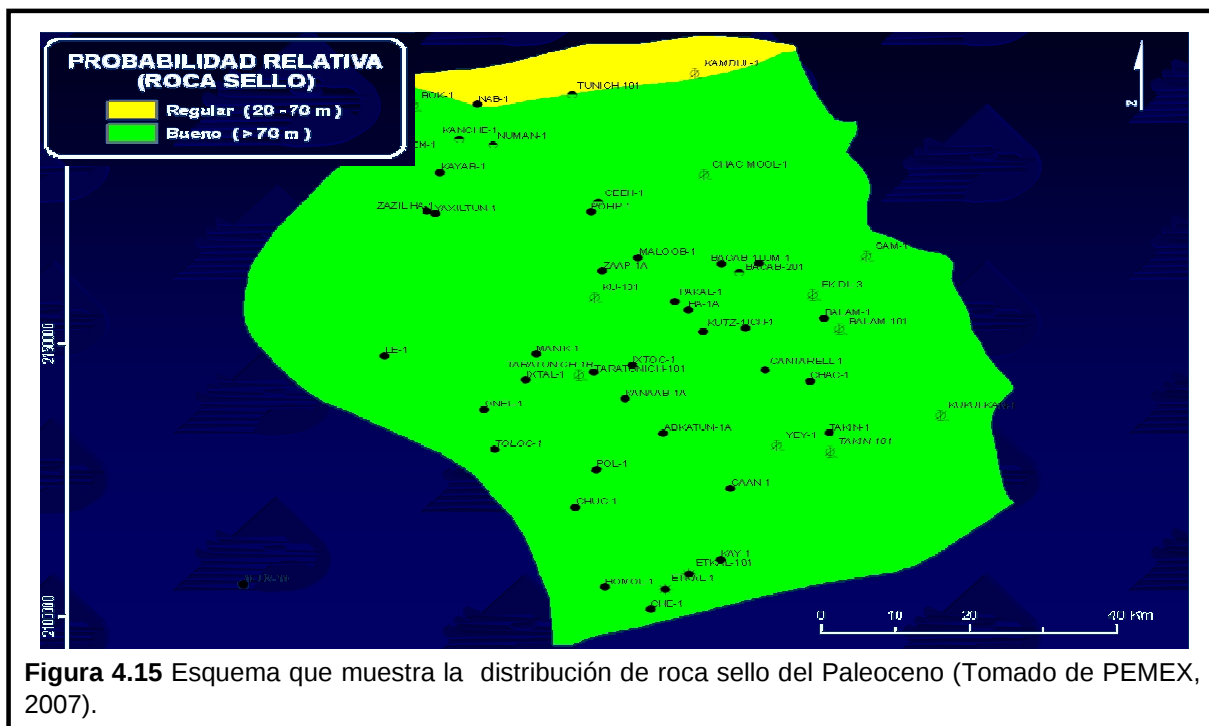
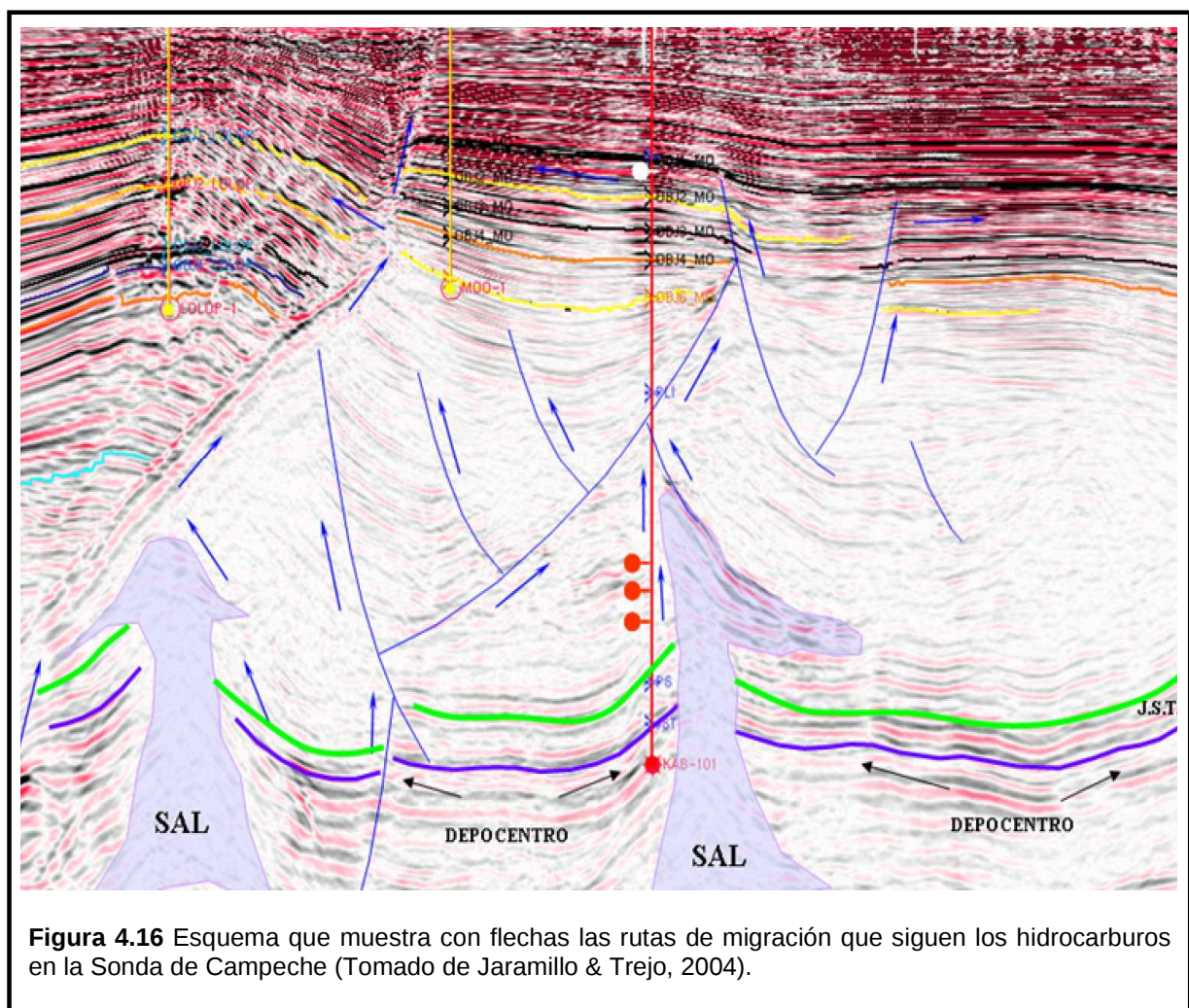


Figura 4.15 Esquema que muestra la distribución de roca sello del Paleoceno (Tomado de PEMEX, 2007).

4.1.4 Migración.

En la Sonda de Campeche se ha reconocido la existencia de migración en distintos niveles estratigráficos, la cual permitió el movimiento de gas y aceite hacia los yacimientos del Jurásico, Cretácico y Cenozoico. Esta migración se llevo a cabo a través de unidades porosas y permeables y más importantes aún, a través de los sistemas de fallas y fracturas producidas en el evento chiapaneco (Jaramillo & Trejo, 2004).

En la Figura 4.16 se muestra una sección sísmica representativa en la que se interpretan e indican con flechas las rutas de migración de los hidrocarburos de la roca generadora hasta la roca almacén. En la parte inferior de la sección se observa a la roca generadora del Tithoniano y al mismo tiempo se observan las rutas de migración de los hidrocarburos; al principio, el movimiento se debe por diferencias de presiones fuera de la roca generadora para posteriormente, empezar a migrar por flotación en manera vertical y sentido descendente o lateral a lo largo de fracturas, fallas y en los límites hasta llegar a la roca almacén o a la superficie (Jaramillo & Trejo, 2004).



Se considera que la migración de los hidrocarburos en la Sonda de Campeche ocurrió principalmente a lo largo de las fallas, fracturas, capas permeables; también contribuyó la flotabilidad de un flujo gaseoso de fase continua a través de poros y fracturas impregnadas de fluidos; la migración de los hidrocarburos fue principalmente en dirección vertical en rocas de edad Cretácica, mientras que en las rocas del Tithoniano la migración es generalmente en sentido horizontal a través de fracturas a lo largo de un mismo nivel estratigráfico (Trejo, 2006).

La migración en la Sonda de Campeche va a ser generalmente en sentido vertical a lo largo de zonas de debilidad en las proximidades de las fallas y fracturas o por el contacto entre la roca generadora con los intervalos almacenadores que cuenten con permeabilidades altas y presiones menores a los de la roca generadora (Figura 4.17).

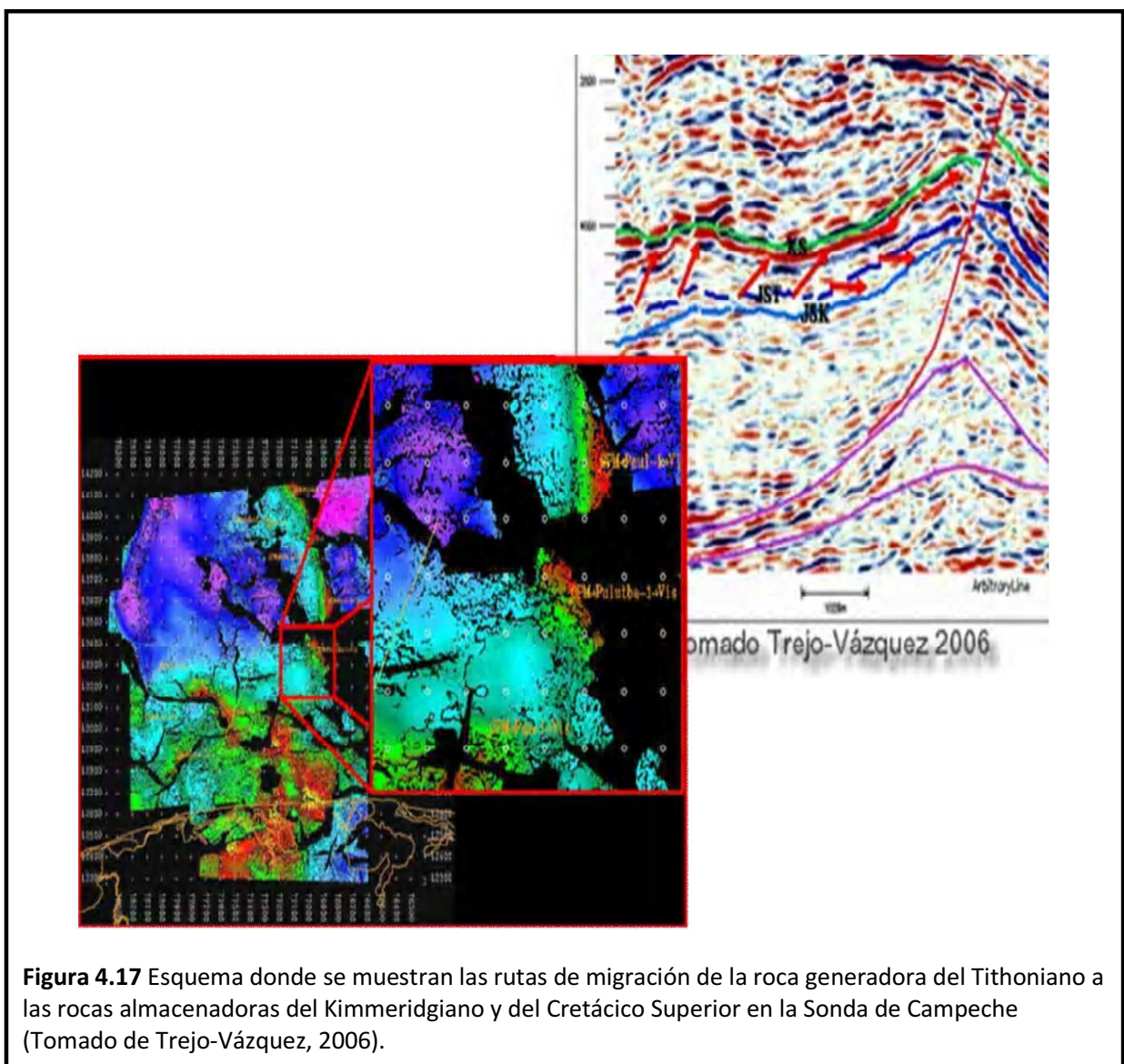


Figura 4.17 Esquema donde se muestran las rutas de migración de la roca generadora del Tithoniano a las rocas almacenadoras del Kimmeridgiano y del Cretácico Superior en la Sonda de Campeche (Tomado de Trejo-Vázquez, 2006).

4.1.5 Trampas.

Los Yacimientos conocidos en las secuencias sedimentarias del Mesozoico de la Sonda de Campeche corresponden con trampas combinadas (mixtas y trampas estructurales).

Se consideran a las trampas de la franja oolítica del Kimmeridgiano, a las trampas de la barra arenosa del Oxfordiano, a las brechas productoras del Cretácico Superior y del Paleoceno como trampas estratigráficas de acuerdo a su origen. Sin embargo, los procesos tectónicos posteriores originaron deformación lo que provocó que los reservorios en anticlinales desplazados por fallas producidas por un sistema combinado de esfuerzos formara a las trampas que ahora se encuentran en la Sonda de Campeche (Figura 4.18). Los pliegues son doblemente usantes que en la mayoría de los casos están cortados por fallas inversas y laterales.

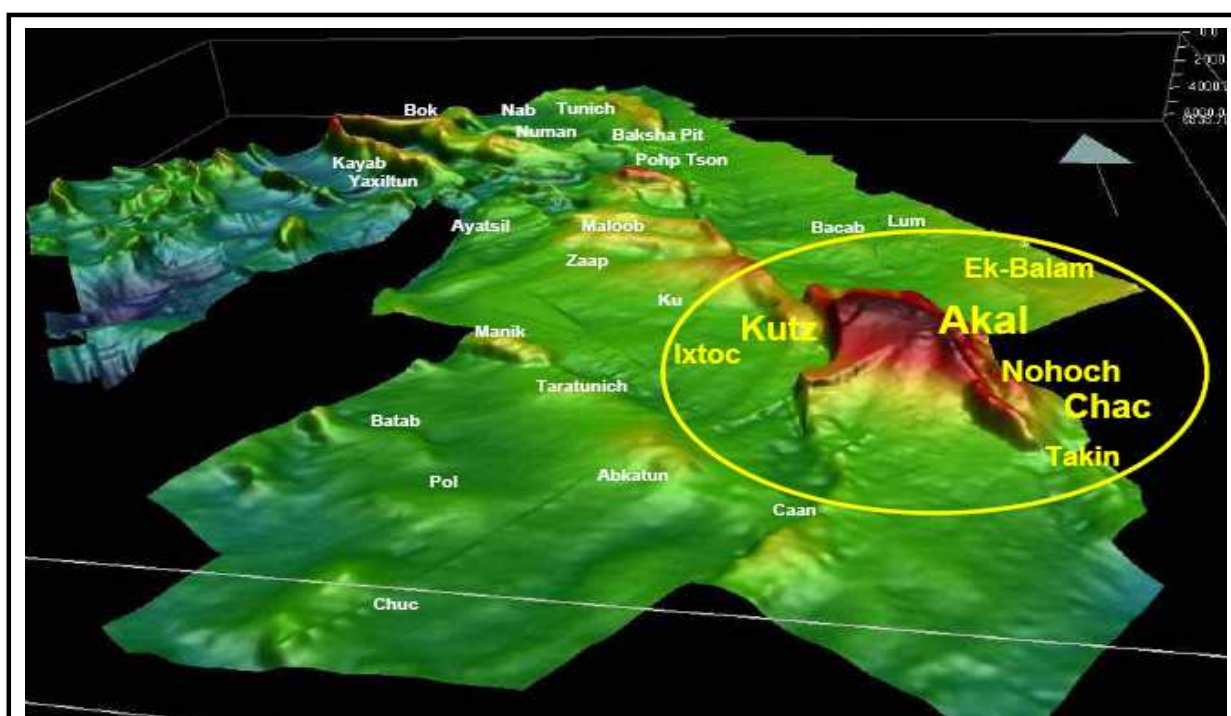


Figura 4.18 trampas estructurales del Complejo Cantarell (Tomado de PEMEX, 2006).

Posterior a la deformación que provocó los anticlinales se formaron trampas estratigráficas en areniscas del Neógeno; aunque también existen trampas combinadas como resultado de intrusiones salinas o arcillosas (PEMEX, 2006). , las que originaron sistemas de fallas normales que también contribuyeron a la configuración de la trampa.

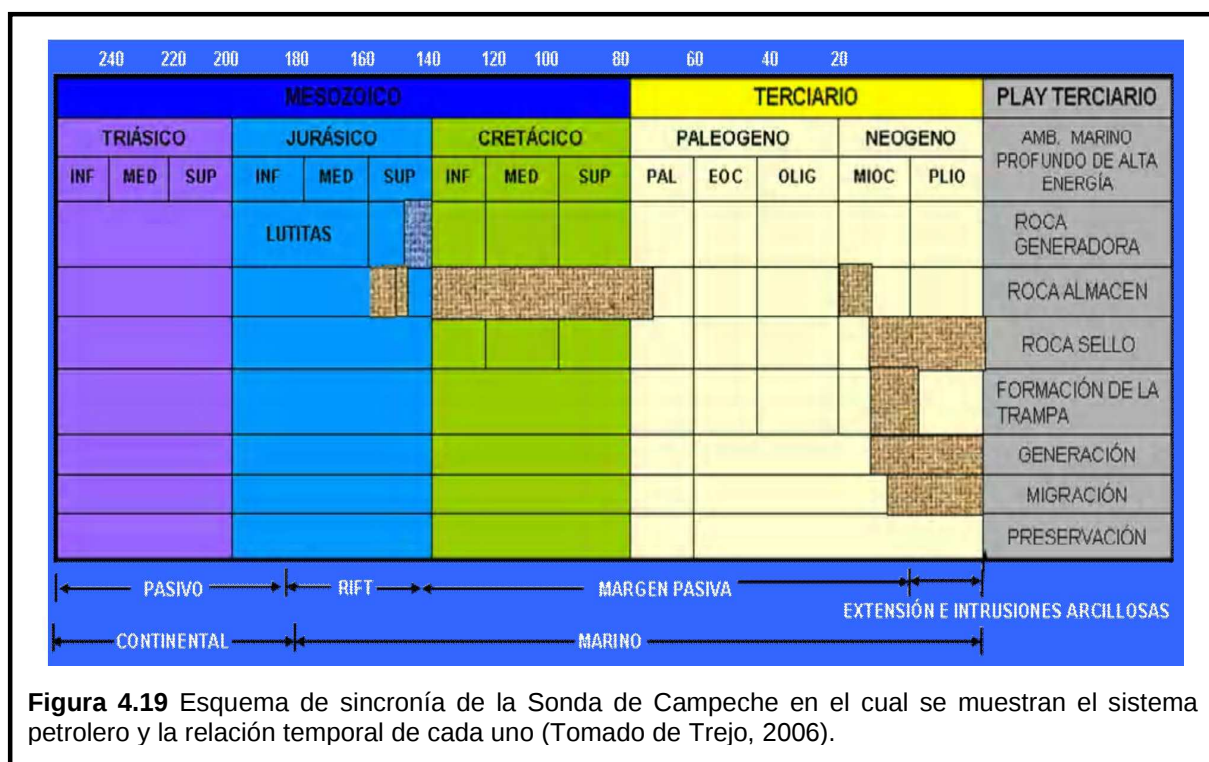
4.1.6 Sincronía.

Una vez que se tiene realizado el estudio de cada uno de los elementos del sistema petrolero, se observa cuáles son sus relaciones espacio-temporales (Figura. 4.19). Primero se interpreta cuando se formó la roca generadora (Tithoniano y Oxfordiano).

Después de interpretar la formación de la roca generadora, sigue la interpretación del origen de la roca almacén, que en el caso de la Sonda de Campeche son cinco unidades estratigráficas: areniscas del Oxfordiano, bancos oolíticos de Kimmeridgiano, la Brecha calcárea del Cretácico Superior, los carbonatos fracturados del Cretácico Inferior incluyendo a las rocas del Cenozoico como algunos cuerpos arenosos del Mioceno y las calcarenitas del Eoceno (Trejo, 2006).

La migración empieza desde el Tithoniano, en algunos ocurrió migración horizontal y en otros vertical. Se evalúa a la roca sello la cual puede tener buena porosidad pero baja permeabilidad que sirvan como barreras a la migración, dependiendo de las características genéticas (Trejo, 2006). El sello se presenta prácticamente a lo largo de toda la evolución de la Sonda de Campeche desde el Oxfordiano, Tithoniano, Cretácico Inferior, Cretácico Superior y en el Paleoceno (Trejo, 2006).

Finalmente se formaron las trampas en el Mioceno, en el momento en que actuaron esfuerzos compresivos en la Sonda de Campeche. Hay que agregar que es durante el Mioceno cuando se generaron los hidrocarburos que fueron migrando hacia las trampas. Este proceso se conoce como sincronía lo cual hace que funcione el sistema petrolero (Trejo, 2006); todos los elementos están concatenados en tiempo y espacio, por lo que existen excelentes yacimientos de gas y/o aceite.



Capítulo V

Conclusiones y

Recomendaciones

5.1 Conclusiones.

La estratigrafía de secuencias involucra el reconocimiento y la correlación de las superficies estratigráficas que representan los cambios de los depósitos en las rocas sedimentarias, por lo que es posible separar unidades estratigráficas mediante discordancias y concordancias con un marcado contraste litológico. Los cambios de secuencia fueron generados por la interacción entre la sedimentación, la erosión y las oscilaciones en el nivel base, las cuales están determinadas por los análisis sedimentológicos y las relaciones geométricas.

La importancia de la estratigrafía de secuencias es amplia ya que abarca desde la predicción en la exploración petrolera, carbón, depósitos minerales (placeres) hasta el mejoramiento de la información para entender la historia geológica de la Tierra en sus cambios locales y globales a través del tiempo.

Se tienen cinco secuencias de depósito relacionados a cambios relativos en el nivel del mar: Secuencia Evaporítica, Secuencia Calcáreo-Arcillosa, Secuencia Calcárea, Secuencia de Brecha Calcárea y Secuencia Clástica.

La Secuencia Evaporítica tiene reflectores con amplitudes fuertes y buenas continuidades cuando está en contacto con la unidad calcáreo-arcillosa del Oxfordiano; en cuanto a las reflexiones internas se tienen patrones caóticos a paralelos en algunos casos; los patrones caóticos están asociados a las zonas de deformación por diapirismo; como formas externas en la Secuencia Evaporítica se tendrán domos, diapiros, canopies y almohadillas salinas

La Secuencia Calcáreo-Arcillosa tiene un contacto concordante con la Secuencia Evaporítica, los reflectores sísmicos tienen amplitudes altas con buenas continuidades. El límite superior, no siempre se ve claramente, ya que el cambio litológico entre ambas secuencias se llega a perder por la falta gradual de material clástico de la Secuencia Calcáreo-arcillosa; un aspecto característico de la Secuencia Calcáreo-arcillosa, son las fallas relacionadas a ésta y los bancos de ooides depositados en los altos topográficos.

La Secuencia Calcárea, tiene generalmente en su límite inferior con la Secuencia Calcáreo-Arcillosa, reflexiones con amplitudes bajas y continuidades bajas. En cuanto a las reflexiones internas son paralelas, sin embargo las deformaciones posteriores provocaron que las reflexiones en muchos perfiles se observen como caóticas e incluso ausentes.

La Secuencia de Brecha Calcárea presenta reflectores sísmicos menos definidos en comparación con las otras cuatro secuencias; los contactos tanto superiores como inferiores presentan amplitudes altas y buenas continuidades, sobre todo el contacto con la Secuencia Clástica. Los reflectores internos de esta secuencia se muestran como caóticos, sobre todo en la parte cercana a la plataforma (brecha proximal), mientras que hay ausencia de reflectores en la parte cercana a la

cuenca (brecha distal). El factor más importante para el depósito de la Secuencia de Brecha Calcárea, en este caso, fue el impacto que generó la estructura del Chixchulub.

Las características de la Secuencia Clástica están relacionadas principalmente a las frecuencias altas que no se presentan en las otras cuatro secuencias. La forma externa es de lamina y cuña, mientras que se tienen reflectores paralelos, hummocky y caóticos, este último asociado a fallas sinsedimentarias.

El estudio de la evolución geológica y la geología estructural de la Sonda de Campeche nos permite entender mejor los ambientes de depósito, modelos más exactos que nos ayudarán para el mejor entendimiento y aprovechamiento de los perfiles sísmicos en la exploración petrolera.

La tectónica salina, principalmente, ha creado una serie de deformaciones que dificultan el estudio de los perfiles sísmicos y por lo tanto, dificulta la identificación de la estratigrafía secuencial, sobre todo en las unidades que están por debajo de la sal.

Conforme ha avanzado la tecnología el estudio de los perfiles sísmicos, sobre todo en la Sonda de Campeche donde se tienen grandes deformaciones, la localización de las secuencias sedimentarias y sus respectivos system tracts se han podido caracterizar mejor.

El sistema petrolero ha funcionado correctamente ya que está compuesto de la Roca Generadora del Subsistema Generador del Oxfordiano, Kimmeridgiano, Tithoniano y del Subsistema Generador Terciario; la Roca Almacén está compuesta de las areniscas del Oxfordiano, los Bancos Oolíticos del Kimmeridgiano, la Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno y las Rocas Clásticas del Cenozoico; la Roca Sello está conformada de las secuencias arcillosas y calcáreo-arcillosas que se encuentran en distintos niveles como pueden ser en el Oxfordiano, Tithoniano y Cretácico Superior-Paleoceno; la migración se llevó a cabo en distintos niveles estratigráficos, la cual permitió el movimiento de gas y aceite hacia los yacimientos del Jurásico, Cretácico y Cenozoico; las trampas, en las que se consideran a la franja oolítica del Kimmeridgiano, a las trampas de la barra arenosa del Oxfordiano, a las brechas productoras del Cretácico Superior y del Paleoceno como trampas estratigráficas, que posteriormente los procesos tectónicos provocaron el desarrollo de trampas en anticlinales y una vez que se tiene realizado el estudio de cada uno de los elementos del sistema petrolero, se observa que existan las relaciones espacio-temporales es decir, hubo sincronía en el sistema petrolero.

5.2 Recomendaciones.

Estudiar los perfiles sísmicos con base en la geología regional y en las estructuras geológicas ya conocidas, con el fin de buscar nuevos yacimientos petroleros que sean rentables económicamente.

Identificar las zonas de menor deformación para poder hacer un estudio secuencial lo más exacto posible y después correlacionar con áreas de mayor deformación.

Integrar la mayor cantidad de información geológica, los perfiles sísmicos, la estratigrafía secuencial, la bioestratigrafía y los registros geofísicos de pozos al proceso de exploración petrolera para minimizar los riesgos geológicos en la localización de nuevos yacimientos.

Crear modelos de la estratigrafía secuencial típicos de los reflectores sísmicos de cada secuencia en la Sonda de Campeche y con base en los perfiles sísmicos que muestren la menor deformación posible, para que se puedan crear modelos en la estratigrafía secuencial que nos servirán de referencia en nuevos proyectos exploratorios para maximizar la producción de hidrocarburos.

Buscar la colaboración conjunta de PEMEX, de las empresas privadas y con las instituciones académicas, para proveer al estudiante de un mejor y temprano entrenamiento, así como también para incrementar la calidad y cantidad en la investigación.

Realizar trabajos de estratigrafía secuencial en afloramientos de campo equivalentes a lo que hay en el subsuelo para el mejoramiento en el conocimiento de las facies, sus procesos y conocer las características de los systems tract.

Mejorar y complementar la tabla de ciclos eustáticos de cada cuenca petrolera, para utilizarlas como una herramienta confiable en la exploración petrolera.

Es importante que los estudiantes de Ingeniería en Ciencias de la Tierra dispongan de trabajos de estratigrafía de secuencias en México para una mayor formación profesional.

Bibliografía

- Alaníz-Alvarez, S. A., P. van der Heyden, Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 24, p. 443-446.
- Álvarez, M., 1958, Tectónica profunda de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 10, p. 163-182.
- Anderson, T.H., & Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bull.*, v. 94, p. 941-966
- Angeles-Aquino, F.J., 1994, Estudio estratigráfico, sedimentológico del Cretácico en la Sonda de Campeche (res.) En: Libro de resúmenes, Sociedad Geológica Mexicana, p. 8.
- Angeles-Aquino, F.J., 1996, Estratigrafía del Jurásico Superior en la Sonda de Campeche, México, Tesis de postgrado (IPN).
- Angeles-Aquino, F.J., & Cantú-Chapa, A., 2001, "Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico, en C. Bartolini, R.T. Buffler, y Abelardo Cantú Chapa (Eds), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, AAPG Memoir 75, p. 343-352.
- Angeles Aquino, F.J., Reyes Núñez, J., Quezada-Muñetón, J.M., 1992, Evolución tectónica de la Sonda de Campeche, estilos estructurales resultantes y su implicación en la generación y acumulación de hidrocarburos: II Simposio de Exploración Petrolera, Instituto Mexicano del Petróleo, México, D.F.
- Angeles-Aquino, F.J., J. Reyes-Nuñez, J. M. Quezada Muñetón, y J.J. Meneses-Rocha, 1994, Tectonic evolution, structural styles and oil habitat of the Campeche Sound, Mexico: *Transactions of the Gulf Association of Geological Societies*, v. 44, p. 53-62.
- Brown Jr., L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 213-248.
- Bubb, J.N., & Hatlelid, W.G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes or sea level, Part 10: Seismic recognition of Carbonate Buildups, In Payton, C.E., de., *Seismic stratigraphy –Applications to hydrocarbon exploration: American Association Of Petroleum Geologist*, Memoir 26, p. 185-204.
- Burkart, B., 1978, Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas: *Geology: Geology*, v.6, p. 328, 332.
- Burkart, B., 1983, Neogene North American-Caribbean Plate boundary: Offset along the Polochic fault: *Tectonophysics*, v. 99, p. 25-270.
- Burkart, B., Blair, T.C., & Movarec, D., 1989, Late Cretaceous block-arc deposits of Chiapas, Mexico, and their relation to the orogen: *Geological Society of America Abstracts with programs*, v. 21, p. 5.
- Burkart, B., Deaton, B.C., Dengo, C., & Moreno, G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement: *Tectonics*, v. 6, p. 411-422.
- Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México: *Revista del IMP*, v. 1, p. 71-72.

- Cantú-Chapa, A., 1977, Las amonitas del pozo Chac-1, norte de Campeche (Golfo de México): *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. IX, n. 2.
- Coney, P. J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con America del Norte, America del Sur y el Caribe. *Rev. Inst. Mex. Petrol.*, 15 (1), 6-15.
- Coordinacion de Plays Establecidos (CPE), 2006, Informe de Play Cretácico Superior, Activo Regional de Exploración Marina. Región Marina Suroeste).
- Coordinacion de Plays Establecidos (CPE), 2006, Informe de Play Jurásico Superior Kimmeridgiano, Activo Regional de Exploración Marina. Región Marina Suroeste.
- Coordinacion de Plays Establecidos (CPE), 2006, Informe de Play Jurásico Superior Oxfordiano, Activo Regional de Exploración Marina. Región Marina Suroeste.
- Coordinacion de Plays Establecidos (CPE), 2006, Informe final del Play Brecha KS, Activo Regional de Exploración Marina. Región Marina Suroeste.
- Cumings, Edgar, R., 1932, Reefs or bioherms?: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 43, p. 331-357.
- Davis, D.M., & Endelger, T., 1985, The role of salt in fold and thrust belts: *Tectonophysics*, v. 119, p. 67-88.
- Dengo, G., 1968, Estructura geológica, histórica tectónica y morfológica de América Central: México, D.F., Centro Regional de Ayuda Técnica, p.52.
- Dickinson, W.R., y Coney, P.J., 1980, Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico. *Proceedings of a Symposium "The origin of the Gulf of Mexico and the Early opening of the Central North Atlantic Ocean*, Department of Geology Louisiana State University.
- Embry, A.F., 1995, Sequence boundaries and sequence hierarchies: Problems and proposals. In: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., Mathieu, C. (Eds.), *Sequence stratigraphy on the northwest european margin*, Special Publication, Norwegian Petroleum Society (NPF), v. 5, p. 1–11.
- Emery, D., Myers, K.J., 1996, *Sequence Stratigraphy*, Blackwell, Oxford, UK, p. 297.
- Epting, M., 1980, Sedimentology Of Miocene Carbonate Buildups, Central Luconia, Offshore Sarawak, *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, v. 12, p. 17-30.
- Frazier, D.E., 1974, Depositional episodes: Their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin, *Geological Circular*, v. 1, no. 1, University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic Stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 73, p. 125–142.
- Gonzalez G., R., y Holguín Q., N., 1992, Geology of the source rocks of Mexico: 13th World Petrol. Congr., *Proceed.*, v. XLI, p. 37-50.
- Guzman, M. A., and Mello M. R., 1994, The habitat of petroleum of Mexican Southeastern Basins: A biological marker approach, *Unpublished Report IMP/PETROBRAS.*,
- Guzman Vega, M.A., Mello M. R., 1999, Origin of oil in the Southern Basin, Mexico, *AAPG Bulletin*, v. 83, n. 7, p.1068-1095.
- Guzmán Vega, M.A., 2001, El origen del petróleo en las subprovincias mexicanas del Golfo De México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.49 (1-2), p.31-46.
- Helbig, K.M., 1964, La Cuenca Superior del Río Grijalva: *Instituto de Ciencias y Artes de Chiapas*, 247 p.
- Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996, Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios, *Journal of Sedimentary Research* v. 66 No. 4, p. 670–688.

- Hernández-García, R., 1973, Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 25, p. 77-134.
- Holguín, Q.N., 1985, "Evaluación geoquímica del sureste de México". Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. V. 37, No. 1, p. 3-48.
- Holguín, Q. N., 1987. Evaluación Geoquímica del Sureste de México. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., v. 37, No. 1, p. 3-48.
- INEGI, 2003, Carta Batimétrica Internacional del Mar Caribe y Golfo de Mexico, escala 1: 1 000 000 en la latitud de 15°, Publicado por el INEGI, bajo la autoridad de la COI (de la UNESCO), 1ª edición.
- Longoria, J. F., 1987, Paleogeographic development of Mexico during the Cretaceous: en J. M. Barbarín et al. (eds.), Simposio Internacional: El Cretácico de México y América Central, Resúmenes, Actas Fac. Ciencias Tierra, U.A.N.L., Linares Nuevo León, v. 2, p. 177-190.
- Macurda, D.B., Jr., 1997, Carbonate seismology, Chapter 6: Carbonate seismic facies analysis, Ed. By Ibrahim Palaz, K.J. Marfurt, Kurt J. Marfurt, Geophysical Development Series, v. 6, p. 95-119.
- Mello, M.R. et al., 2006, Caracterización de los Sistemas Petrolíferos de México basado en Análisis geoquímicas de Alta Resolución (HRGT) de Rocas, Aceites, Condensados y Gases, PEMEX-DIAVAZ. Inédito.
- Mello M.R., Trindade L.A.F., de Grande S.M.B., Penteadó H.L., Guzman-Vega M.A., Holguin Q. N., García C., Requejo A.G., Sassen R., McDonald T., Navarrete Reyes L.W., Campos, P.G. and Lopez Quintero J.O., 1995. Comparative geochemical characterization of Gulf of Mexico oils derived from Jurassic to Miocene source rocks: a biological marker and isotopic approach", en 17TH International Meeting on Organic Geochemistry, ed., p. 65-67, España.
- Mendoza et al., 2000, Caracterización geomorfológica de talud y plataforma continentales de Campeche-Yucatán, México. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. Num.43, p 7-31.
- Meneses de Gyves, J., 1980, Geología de la Sonda de Campeche, Boletín de la Asociación Mexicana De Geólogos Petroleros, v.32, p.1-26.
- Meneses-Rocha, J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike-slip basin in southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems, in C. Bartolini, R.T. Buffler, & A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 183-216.
- Mitchum, R.M., Jr., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, In Payton, C.E., de., Seismic stratigraphy –Applications to hydrocarbon exploration: American Association Of Petroleum Geologist, Memoir 26, p. 205-212.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., y Sangree, J.B., 1997b, Seismic stratigraphy an global changes of sea level Part 6: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Seismic stratigraphy –Applications to hydrocarbon exploration, Ed. By C.E. Payton, American Association Of Petroleum Geologist, Memoir 26, p. 117-134.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., Thompson, S., 1997a, Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, en Payton, C.E., de., Seismic stratigraphy –Applications to

- hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26, p. 53-62.
- Mitchum, R.M., Jr., & Van Wagoner, J.C., 1991, High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, v. 70, p. 135-144.
- Moore, G.W. y Del Castillo, G.L., 1974, Tectonic Evolution of the Southern Gulf of Mexico: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 85, p. 607.
- Movarec, D., 1983, Study of the Concordia Fault System near Jerico, Chiapas, Mexico: Master's thesis, University of Texas at Arlington, p. 155.
- Muehlberger, W., & Ritchie A.W., 1975, Caribbean-American Plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on skylab IV orbital photography: *Geology*, v.3, p. 232-235.
- Mullerried, F.K.G., 1949, La orogénesis del sur y sureste de México: *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, Tomo XIV, p. 73-100.
- Ordoñez, E., 1936, Principal physiographic provinces of Mexico: *AAPG Bulletin*, v. 20. P. 1277-1307-
- Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: The University of Texas at Austin, Ph.D. Dissertation, 217 P.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role In the evolution of the Gulf Of Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 25, No. 1, P. 157-206.
- Padilla y Sánchez, R.J., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, No. 1, 2007, p. 19-42.
- PEMEX, 2007, "Las reservas de hidrocarburos de México" Evaluación al 1 de enero de 2007 (en línea). <http://www.pemex.com/files/content/Reservas_hidrocarburos_2007_full.pdf> [Consulta 15 de Noviembre].
- PEMEX 2007, "Indicadores Petroleros Diciembre 2007" (en línea) <<http://www.pemex.com/index.cfm?action=content§ionID=2&catid=160&contentID=181>> [Consulta 15 de Noviembre].
- PEMEX 2008 "Indicadores Petroleros Enero, 2008" (en línea) <<http://www.pemex.com/files/dcpe/petro/indicador.pdf>> [Consulta 15 de Noviembre].
- PEMEX, & Pindell, J., 2002, Origen, evolución e importancia económica Petrolera del Sureste de México (Cuenca de Macuspana), informe técnico interno.
- Pilger, R. H., Jr., 1978, A closed Gulf of Mexico, pre-Atlantic Ocean plate reconstruction and the early rift history of the Gulf and North Atlantic, *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 28, p. 385-393.
- Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999, Siliciclastic sequence stratigraphy: Concepts and applications. *SEPM Concepts in sedimentology and paleontology*, No. 7, p. 210.
- Posamentier, H.W., & James, D.P., 1993, An overview of sequence stratigraphic concepts: Uses and abuses. In: *Sequence stratigraphy and facies associations*, Ed. By H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq & G.P. Allen, Special Publications, International Association of Sedimentologists, v. 18, p. 3-18, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- Posamentier, H.W., y Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II –Sequence and systems tract models. In: Sea level changes: An integrated approach, Ed. C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Special Publication, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Tulsa, v. 42, p. 109-124.
- Rich, J. L., 1951, Three critical environments Of Deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them: Geol. Soc. America Bull., v. 62, p. 1-20.
- Robin, C., 1982, México, *in*: R.S. Thorpe (Ed.), Andesites: John Wiley & Sons, New York, p. 137-147.
- Romero I. M. A, Medrano M. L. y Maldonado V. R., 2001. Subsistemas generadores del Área Marina de Campeche, México. Boletín AMGP. V. 49, p.1005-114.
- Rosales-Domínguez, M.C., 2005, Foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno en el borde occidental de la Cuenca salina del Istmo, sureste de México: bioestratigrafía e implicaciones geológicas.
- Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: Tectonophysics, v. 155, p. 139-168.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 419–451.
- Salvador, A., 1991a, The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J.
- Salvador, A., 1991b, Triassic-Jurassic, en A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J, p. 131–180.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 1979, Geología petrolera de la Sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 31, p. 67-97.
- Sangree, J.B., & Widmier, J.M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9: Seismic interpretation of clastic Depositional Facies, en Payton, C.E., de., Seismic stratigraphy –Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26, p. 165-183.
- Schlumberger, 2009, “Oil Field Glossary” (en línea): Amplitude <<http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=amplitude>> [Consulta: 8 de Octubre de 2009].
- Schlumberger, 2009, “Oil Field Glossary” (en línea): Frequency <<http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=frequency>> [Consulta 8 de Octubre].
- Schlumberger, 2009, “Oil Field Glossary” (en línea): Velocity <<http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=interval%20velocity>> [Consulta 8 de Octubre].
- Tardy, M., Carfantan, J. CH., y Rangin, C., 1986, Essai de synthèse sur la structure du Mexique: Bulletin de la Société Géologique de France, ser. 2, v. 8, p. 1025-1031.
- Trejo-Vázquez, 2007, Presentación de los campos de la Región Marina, inédito.
- Vail, P.R., Hardenbol, J., Todd, R.G., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, In: Schlee, J.S. (Ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36, p. 129–144.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Jr., Campion, K.M., & Rahmanian, V.D., 1990, Siliclastic sequence stratigraphy in well logs. Cores and outcrop: concepts for high resolution correlation of time and facies, American Association of Petroleum Geologist – Methods in exploration series, Tulsa, v. 7, p. 55.

- Van Wagoner, Posamentier, H.W., J.C., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., y Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In sea-level changes: An integrated approach, Ed. By C.K., Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Toss y J.C. Van Wagoner, Special Publication, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Tulsa, v. 42, p. 39-45.
- Winker, C.D., y Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 72, p. 318-346
- Williams-Rojas, C.T. y Hurley, N.F., 2001, Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. & Cantú-Chapa, A., (Editores), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75.