



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“PLAY SUB-SALINO (PRE-JURÁSICO) UNA ALTERNATIVA
EN LA EXPLORACIÓN PETROLERA DE LA SONDA DE
CAMPECHE”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

P R E S E N T A:

GUSTAVO GUTIÉRREZ RODRÍGUEZ



**DIRECTOR: ING. ALBERTO ARIAS PAZ
2010**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1228

SR. GUSTAVO GUTIÉRREZ RODRÍGUEZ

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Alberto Arias Paz y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

PLAY SUB-SALINO (PRE-JURÁSICO) UNA ALTERNATIVA EN LA EXPLORACIÓN PETROLERA DE LA SONDA DE CAMPECHE

- RESUMEN**
- I INTRODUCCIÓN**
- II MODELO GEOLÓGICO**
- III INTERPRETACIÓN SÍSMICA EN TIEMPO**
- IV PRESENCIA DE HIDROCARBUROS Y VISUALIZACIÓN DE OPORTUNIDADES EXPLORATORIAS**
- V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

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

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

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

CD. Universitaria, D. F., a 14 de Octubre de 2009

EL DIRECTOR

MTRO. JOSÉ GONZALO GUERRERO ZEPEDA

JGGZ*RJPYS*srs



DEDICATORIAS

*A mi mamá por su amor
Por su apoyo siempre.
Y comprensión
A mis sobrinos y sobrinas por que forman parte de mi vida
A mis hermanas y hermano, muchas gracias
Por siempre estar conmigo
Por ser tan increíblemente fuertes
A mi padre, por todos sus consejos
A CECECILIA Y ELIAN GRACIAS
LE HAN DADO OTRAS PERSPECTIVAS A MI VIDA
CON TODO MI AMOR*





AGRADECIMIENTOS

Al Ing. Marco Flores Flores por permitirme formar parte de este proyecto, por todas sus enseñanzas, colaboración y sus consejos durante el mismo. Sin usted habría sido mucho más difícil alcanzar los objetivos.

¡Gracias Ingeniero!

Al Ingeniero Alberto Arias Paz y el Ingeniero Javier Arellano Gil, por la dirección de tesis, la cual fue importante para definir el trabajo y enmarcarlo en aspectos académicos, integrando, discutiendo y complementando varios artículos de la Sonda de Campeche.

A la ingeniera Guadalupe del Carmen Alvarado Arias, por brindarme consejos valiosos en la etapa final y sus aportaciones en la culminación de este trabajo.

Al Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez, Ing. José Bernardo Martell Andrade por haber aceptado ser sinodales, quienes revisaron el texto e hicieron sugerencias para mejorar este trabajo.

A Erick Martínez Pichardo y Berenice Martínez Pichardo, mi mas sincero agradecimiento, por su apoyo con los tramites y amistad, muchas gracias por todo.

Doy las gracias a todas las personas que me acompañaron durante el tiempo que estuve en la Universidad, en especial a Quique, Alfonso, Chacón, Darío, Roberto, Guillermo, Jesús, Jorge, Ricardo, Tony, Javier, Armando, José Luis, David, Anselmo, Raúl, muchas gracias amigos.

A todos los profesores de la Facultad de Ingeniería, por sus conocimientos.





ÍNDICE

RESUMEN

Capítulo 1 . Introducción.

1.1.	Antecedentes	4
1.2.	Objetivos	5
1.3.	Ubicación	5
1.4.	Metodología	6

Capítulo 2 . Modelo Geológico.

2.1.	Sedimentología	10
2.2.	Estratigrafía	14
2.3.	Geología Estructural	42
2.4.	Tectónica	45
2.5.	Evolución Geológica	58
2.6.	Modelos Análogos	67

Capítulo 3 . Interpretación Sísmica en Tiempo.

3.1.	Estratigrafía	82
3.2.	Geología Estructural	106
3.3.	Ambientes de Depósito	109
3.4.	Procesos Poststack	114

Capítulo 4 . Presencia de Hidrocarburos y Visualización de Oportunidades Exploratorias.

4.1.	Características del elemento Roca Generadora del Sistema Petrolero Liásico-Jurásico Medio (¿)	131
------	---	-----





4.2.	Documentación de Oportunidades exploratorias	131
Capítulo 5 . Conclusiones y Recomendaciones.		
5.1.	Conclusiones	134
5.2.	Recomendaciones	135
Referencias Bibliográficas		136
Índice de Figuras y Tablas		146





RESUMEN

En la actualidad se están explotando los yacimientos ultra-profundos en Brasil asociados a sedimentos subsalinos con potencial petrolero, que se calcula podría ser la mitad de las reservas con las que cuenta este país y posiblemente condiciones similares se encuentren presentes en cuencas sedimentarias en México.

En la Sonda de Campeche no se habían estudiado estos yacimientos debido a que las teorías geológicas indicaban que inmediatamente debajo de la Sal autóctona se encuentra el basamento cristalino, pero en el 2006 PEP (Pemex Exploración y Producción) documentó y les fue aprobada una localización exploratoria de Sondeo Estratigráfico debido a que existen buenas posibilidades de encontrar secuencias sedimentarias Paleozoicas por debajo de la sal.

En el presente estudio se evalúa este nuevo Play (hipotético), asociado a sedimentos subsalinos que se han interpretado en diez cubos sísmicos tridimensionales de la Sonda de Campeche, con la finalidad de conocer la distribución regional, así como determinar las áreas que tengan mayor probabilidad que existan yacimientos de hidrocarburos.

Para el desarrollo de este trabajo, se llevó a cabo la interpretación sísmica de los reflectores que se observan por debajo de la Sal autóctona en los diez cubos de la Sonda de Campeche, a estos fue necesario aplicarles procesos de filtrado Poststack con la finalidad de mejorar la imagen y poder correlacionar lateralmente los reflectores sísmicos antes mencionados. Para sustentar el Modelo Geológico propuesto se realizó una descripción de la Sedimentología, Estratigrafía, Geología Estructural, Tectónica y Evolución Geológica de la Sonda de Campeche. Se realizó una compilación bibliográfica de afloramientos y pozos en las cuencas que bordean el Golfo de México encontrándose que las secuencias paleozoicas marinas podrían estar presentes en el subsuelo de la Sonda de Campeche. Así mismo, también se realizó una compilación de Modelos Análogos en otras cuencas del Mundo que comparten características, no totalmente semejantes pero si con algunas similares.





Con base a la información disponible es posible proponer tres modelos de depósito para este yacimiento sub-salino y debido a la presencia de rocas generadoras del Jurásico Inferior, en otras cuencas mexicanas. Se postula aunque con incertidumbre, a las rocas liásicas como probables rocas generadoras, el ambiente sedimentario para estas rocas sería Transicional (Marino-Continental) y su análogo es la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior.

Los elementos del sistema petrolero propuesto son: Trampas estructurales esencialmente, que la roca generadora Liásica se encuentre madura y de esta manera genere hidrocarburos muy ligeros (gases y condensados), que prevalezca la saturación de hidrocarburos por debajo de la sal, siendo este el sello.





CÁPITULO 1 INTRODUCCIÓN

En México, los hidrocarburos son la fuente de energía más importante y la economía depende de la producción petrolera, por lo que es importante encontrar nuevos yacimientos, lo cual representa el reto de la exploración de nuevas áreas o de zonas ya estudiadas que tienen potencial de gas y/o aceite en rocas no evaluadas. Es necesario reconocer y comprender el potencial que se tiene en las oportunidades de los Plays pre-Jurásicos Subsalinos de la Sonda de Campeche.

Los modelos geológicos postulados para la Sonda de Campeche mediante métodos potenciales, indican que por debajo de la sal autóctona se encuentra el basamento cristalino; la información sísmica para esta misma área, indica que por arriba de esta sal se encuentran los reflectores con secuencias del Jurásico Superior y del Cretácico.

Con las nuevas tecnologías se puede interpretar que secuencias están por debajo de la sal por lo que se postula con la interpretación de los reflectores pre-Jurásicos Subsalinos, que se pueden tener rocas sedimentarias paleozoicas.

Se ha verificado en estudios regionales la presencia de rocas generadoras en secuencias del Paleozoico Tardío, principalmente del Pérmico, que corresponden con secuencias clásticas de grano fino que tienen grandes posibilidades en la generación de hidrocarburos en los horizontes Subsalinos.

Fue necesaria la integración de información estratigráfica y de ambientes sedimentarios del Paleozoico Tardío publicados en artículos, lo que permitió la postulación de un modelo de depósito hipotético que considera como objetivo a posibles depósitos de ambiente continental-transicional de probable edad Jurásico Medio, que serviría como roca almacenadora.

La información sísmica utilizada corresponde a diez cubos sísmicos de la Sonda de Campeche, que fueron filtrados para obtener una mejor resolución de la imagen





sísmica, lo que permitió correlacionar a tres horizontes pre-jurásicos que son el objetivo de este trabajo.

Dentro del área de estudio, solo se tienen pozos con objetivos Mesozoicos y Terciarios, los cuales han descubierto importantes reservas y han aportado un gran volumen de producción.

Un rasgo importante de estas tres secuencias que están bajo la sal, es que sísmicamente tienen una distribución amplia regional, lo cual servirá para documentar localizaciones y oportunidades de carácter exploratorio.

1.1. Antecedentes.

Como Play Sub-Salino se consideran a las secuencias interpretadas por los reflectores que se observan por debajo de la sal autóctona de edad Calloviano-Oxfordiano, lo que se reconoce en gran parte de la sísmica tridimensional que cubre la Sonda de Campeche.

En Junio de 2006 PEMEX Exploración y Producción (PEP) documentó una localización exploratoria de Sondeo Estratigráfico, la cual fue aprobada y cuyo objetivo es conocer y evaluar el potencial económico petrolero de la columna geológica del Pre-Calloviano?, que subyace a la sal autóctona en la porción sureste de la Sonda de Campeche.

Los depósitos salinos de edad pre-Oxfordiano (muy probablemente Jurásico Medio Calloviano) representan la secuencia más antigua que ha sido cortada por algunos pozos en la Sonda de Campeche.

La sal es hasta este momento el límite inferior de la columna geológica con interés exploratorio, dado que el área de estudio se encuentra ya en una etapa “madura”, se hace indispensable explorar objetivos hasta ahora no convencionales; los cuales pudieran incrementar la actividad exploratoria en los Activos e incorporar reservas y producción en el mediano y largo plazo.





En otras cuencas del Mundo que comparten características similares en algunos de sus parámetros a este tipo de objetivos pre-salinos, ya han sido explorados con excelentes resultados.

En México debido a las características geológicas de interés petrolero reportadas en afloramientos de la Sierra de Chiapas en rocas del Paleozoico, se vislumbra la posibilidad de que en la zona Marina exista potencial petrolero en rocas de edad Pre-Calloviano.

1.2. Objetivos.

1. Correlacionar regionalmente los horizontes estratigráficos Pre-Salinos con la finalidad de determinar su distribución, y características en la Sonda de Campeche.
2. A partir de esta correlación regional determinar las áreas que tengan la mayor probabilidad de funcionar como potenciales trampas de hidrocarburos, en las secuencias que están por debajo de la sal.

1.3. Ubicación.

El área de estudio se ubica en aguas territoriales del Golfo de México, está limitada al norte por el frente externo de las aguas profundas del Golfo, al noroeste por la Plataforma de Yucatán.

Al oeste por la isobata de 500 metros, al sur por la línea de costa de los estados de Tabasco y Campeche, quedando comprendida entre las coordenadas geográficas al norte por los paralelo $18^{\circ} 30'$ – $20^{\circ} 00'$ y al oeste por los meridianos $91^{\circ} 40'$ – $90^{\circ} 00'$. Fisiográficamente se ubica en la plataforma continental, cubriendo un área aproximada de $9,031.14 \text{ km}^2$ (Figura 1.1)



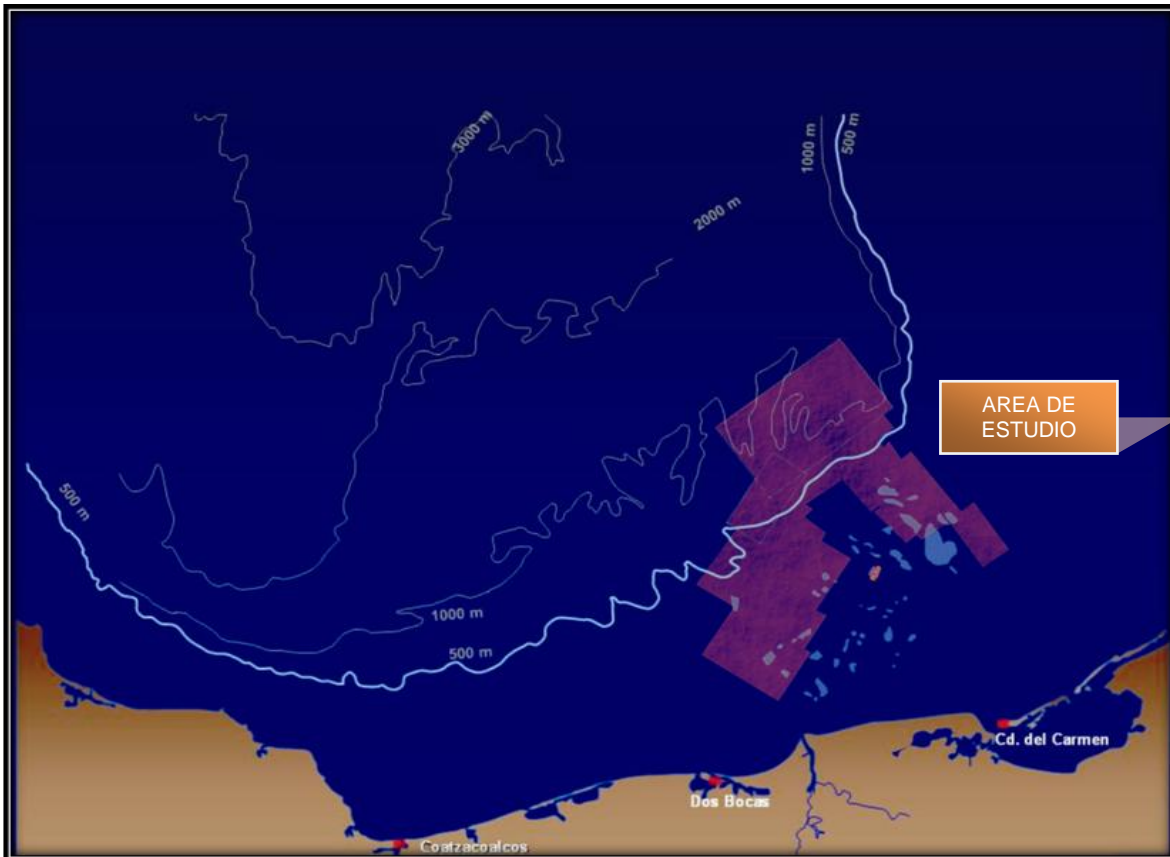


Figura 1.1. Localización del área de estudio, donde se muestran la batimetría, los cubos analizados y campos productores más importantes, de la Sonda de Campeche (Modificado de CPE, 2007).

1.4. Metodología

La metodología utilizada en este trabajo inicio con la compilación y análisis de la información sísmica, al mismo tiempo se realizó una compilación bibliográfica de trabajos de geología, geofísica, geoquímica, así como información de los pozos en las cuencas que bordean el Golfo de México, lo que permitió establecer la edad y tipo de roca de las secuencias sedimentarias.

Posteriormente se realizó la integración de la información y se investigó sobre los modelos geológicos de Yacimientos Pre-Jurásicos que se están explotando en otras partes del Mundo, para determinar las características y el potencial que tiene este Play en México, considerando condiciones similares.



La metodología seguida para este trabajo queda resumida en el cuadro sinóptico de la figura 1.2.

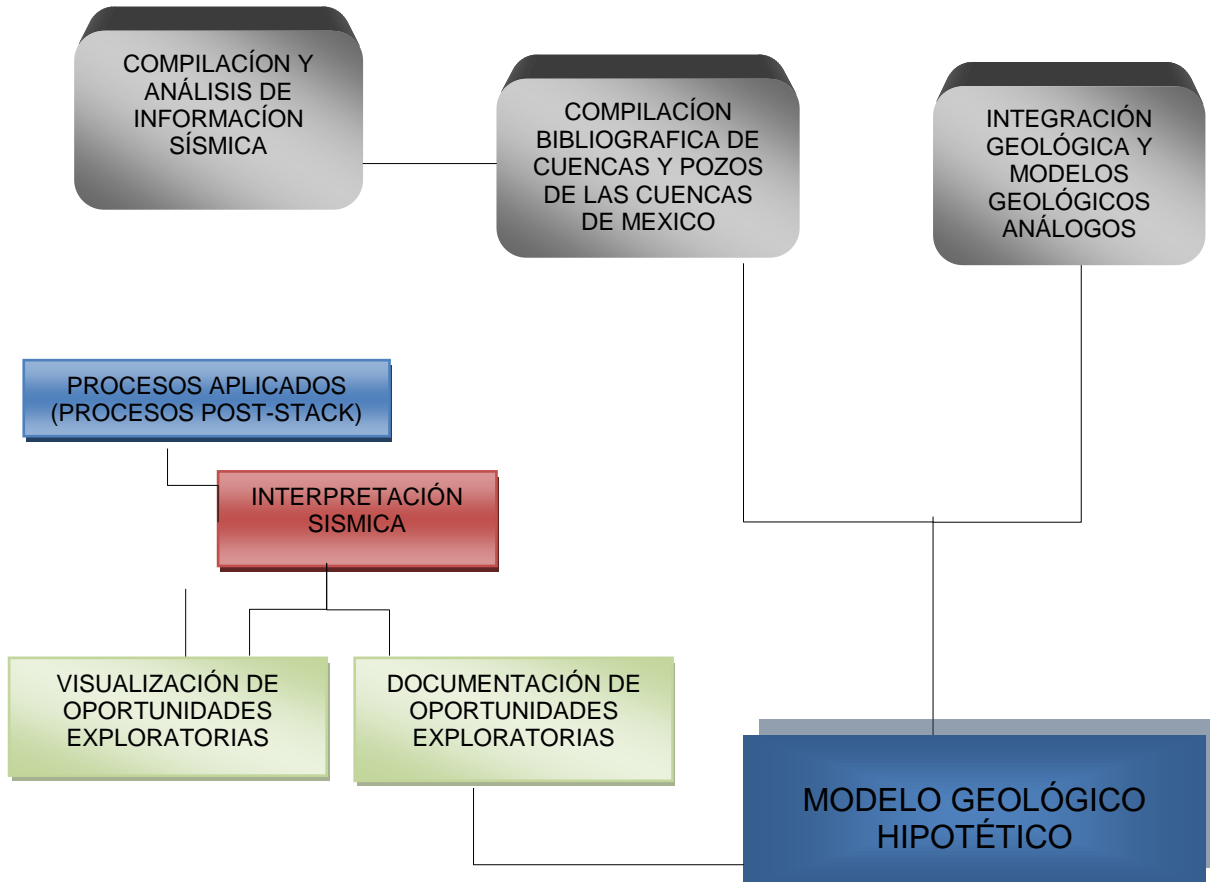


Figura 1.2. Metodología utilizada en la realización del estudio, de las secuencias Pre-Oxfordianas (Modificado de CPE, 2007).

En lo referente a los procesos aplicados, en ocasiones los volúmenes de datos sísmicos con que se trabaja, requieren procesos adicionales para definir objetivos de interés en la información sísmica. El Proceso Post-Stack es una herramienta que permite aplicar procesos específicos para definir objetivos en zonas de interés, en este caso las secuencias pre-Calloviano. La información sísmica utilizada corresponde a diez levantamientos sísmicos, adquiridos entre los años de 1991 a 2007 por (PEP) PEMEX Exploración y Producción con las características indicadas en la siguiente tabla:



Cubo Sísmico	Año de Adquisición	Área km ²
A	1991	3062.74
B	1996	684.13
C	1997	499.91
D	2007	120.46
E	2003	2,153.72
F	2002	841
G	1994-95	177.72
H	1999	465
I	1997	620.50
J	1992	405.96

Tabla 1. Proyectos sísmicos interpretados, respaldados en la base de datos de Open Works.

En términos generales, la calidad de los datos sísmicos puede considerarse con una resolución media a pobre a nivel del Mesozoico y de igual manera para los eventos profundos. Esta falta de resolución puede estar asociada principalmente a la gran complejidad estructural y estratigráfica del área, con presencia de sal prácticamente en todos los niveles de la columna sedimentaria. Esta variación de la calidad y resolución de los datos sísmicos es más notable en el proyecto sísmico “H” (Figura 1.3).

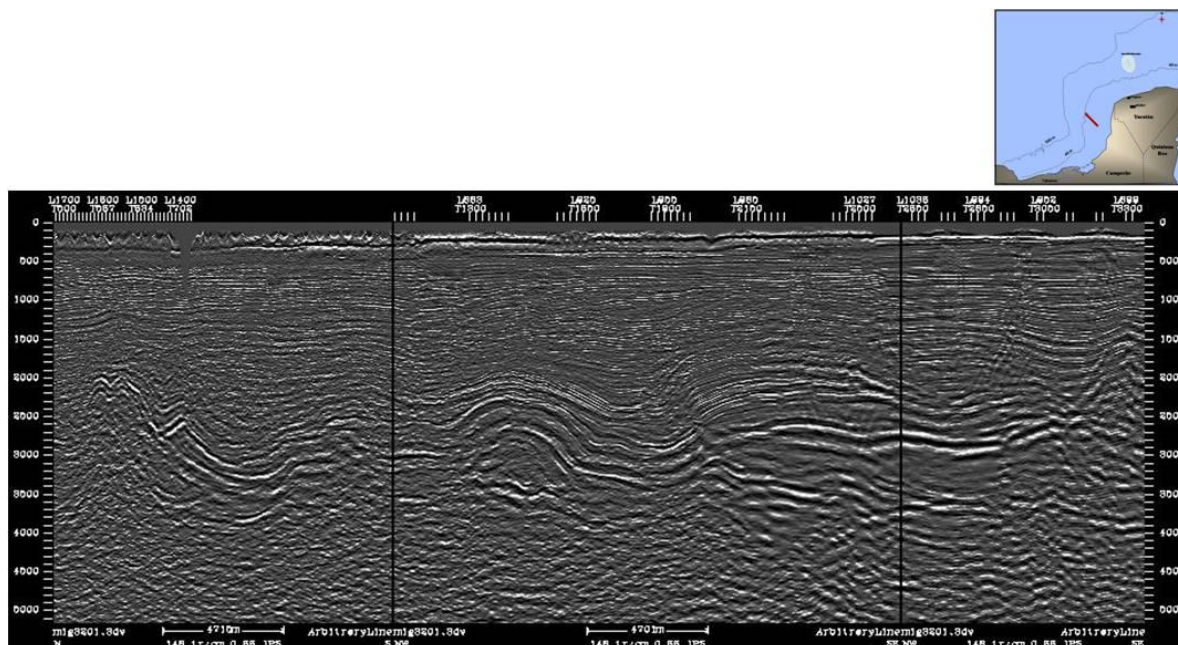


Figura 1.3.-Sección sísmica que muestra la variación en la calidad de la imagen sísmica (Tomado de CPE, 2007).



Los diez cubos sísmicos se encuentran cargados en la base de datos de *Openworks* de la plataforma de *Landmark*, en formato comprimido. La aplicación de *Openworks* utilizada para el manejo del cubo sísmico es *Seisworks*.

Inicialmente se revisaron los 3 horizontes interpretados por la Coordinación de Prospectos de PEP, en la porción sureste de la Sonda de Campeche, se trazaron secciones arbitrarias en los diez cubos sísmicos con la finalidad de determinar que estuvieran presentes los horizontes Sub-Salinos.

Así mismo se construyeron secciones regionales para verificar la continuidad lateral de estos reflectores sísmicos en el área de estudio y por medio de secciones arbitrarias se correlacionaron los horizontes con nombres REG_BASE_SAL (Regional Base de la Sal), REG_HP1 (Regional Horizonte Profundo 1) y REG_HP2 (Regional Horizonte Profundo 2).

Posteriormente se documentaron las oportunidades exploratorias analizando los mapas en tiempo y determinando la mejor ubicación de las oportunidades visualizadas con la ayuda de la herramienta oficial de PEP denominada Cédula de Evaluación y Registro de Oportunidades Exploratorias (CEROE).

Finalmente la integración y análisis de toda la información permitió obtener las bases necesarias para postular un Modelo Geológico Hipotético para las secuencias sedimentarias que muy probablemente se encuentran por debajo de la sal.





CAPÍTULO 2 MODELO GEOLÓGICO

En la Sonda Marina de Campeche durante 1991 a 1994 se perforaron en la parte sureste del área 7 pozos los cuales cortaron rocas del Jurásico Superior Oxfordiano y resultaron ser productores de hidrocarburos.

El modelo geológico propuesto en este estudio es un modelo que se aplica a las rocas sedimentarias que se encuentran por debajo de la sal de edad Calloviano, para sustentar dicho modelo se hace una descripción de la sedimentología, estratigrafía, geología estructural, tectónica y evolución geológica de la Sonda de Campeche.

2.1. Sedimentología

En México se encuentran pocos afloramientos del Paleozoico, en los estados de Sonora, Baja California, Chihuahua, Tamaulipas y Oaxaca se tienen rocas del Paleozoico Inferior, mientras que las rocas del Paleozoico Superior están presentes en los estados de Sinaloa, Coahuila, San Luis Potosí, Hidalgo, Veracruz, Puebla y Chiapas.

Cámbrico-Ordovícico

Las rocas sedimentarias de Oaxaquia de edad Ordovícico (Tremadociano), se localizan al sur y descansan discordantemente, en el Complejo Oaxaqueño de edad Grenvilliano. Esta secuencia pertenece a la Formación Tiñú, está compuesta de calizas, con intercalaciones de lutita, caliza y areniscas, contiene abundantes trilobites de edad Tremadociano (Robinson y Pantoja-Alor, 1968).

Silúrico-Devónico

Las rocas sedimentarias del Paleozoico medio del norte de Oaxaquia comprenden la Formación Cañón de Caballeros y la Formación la Yerba. La Formación Cañón de Caballeros consiste en intercalaciones de caliza y lutita y arenisca cuarcífera (Carrillo Bravo, 1961), contiene abundante fauna de braquiópodos que indican una edad Silúrico tardío (Stewart et al., 1993; Boucot et al., 1997). La Formación la Yerba consiste de rocas





silíceas, lutita, arenisca y caliza, Stewart et al., (1993) las consideran parte de la Formación de Cañón de Caballeros.

Missisípico-Pérmico

Hay varias exposiciones de rocas de edad Paleozoico Tardío en el bloque de Oaxaquia. En el norte de Oaxaquia (Ciudad Victoria), la conforman la Formación Vicente Guerrero, la Formación Del Monte, y la Formación Guacamaya de edad Missisípico Temprano, Pensilvánico tardío y Pérmico temprano respectivamente.

Las secuencias de rocas paleozoicas de Ciudad Victoria alternan areniscas, lutitas, calizas, y algunos conglomerados, contienen intervalos calcáreos (Stewart et al., 1993). Las partes superiores de la Formación Vicente Guerrero contienen un flujo riolítico de edad Missisípico temprano que detectadas por el método U/Pb (334+-39 M.) (Stewart et al, 1999).

La Formación Santa Rosa (Estado de Chiapas) de edad Pensilvánico - Missisípico, se divide en dos unidades, y está compuesta de lutita calcárea y arenisca que contiene fósiles de ambientes marinos poco profundos (Malpica, 1977). La secuencia continúa transicionalmente a caliza y dolomía de la Formación Paso Hondo de edad Pérmico (Malpica, 1977).

La Sonda de Campeche, desde el punto de vista geológico, corresponde a la evolución de la apertura del rift en el Golfo de México en el Jurásico y después como un área de sedimentación de plataforma interna a externa durante el Cretácico; y finalmente, de acumulación de sedimentos clásticos durante el Cenozoico. El basamento metamórfico con intrusiones paleozoicas-mesozoicas, se ubica de acuerdo a la nomenclatura tectonoestratigráfica como Terreno Maya. Esta porción de la Sonda de Campeche se encuentra emplazada en la Placa de Norteamérica, cuyos límites más cercanos son la Placa de Cocos y la del Caribe. La evolución en este marco geotectónico regional ha sido la causa de la evolución geodinámica del área Marina de Campeche durante el Mesozoico – Cenozoico, marcando su estructuración y sus características tectónicas y sedimentarias.





Se infiere que comienza con una secuencia clástica de carácter continental, tipo “lechos rojos”, que fue depositada durante las etapas iniciales de la apertura del rift, y la cual no se ha alcanzado a cortar por algunos pozos en el área de la Sonda de Campeche; el espesor de las rocas de esta edad en la Sonda de Campeche, es mayor a los 1000 metros. La edad de los depósitos podría ser del Triásico Tardío al Jurásico Temprano y Medio. Secuencias equivalentes han sido cortadas por algunos pozos en la Península de Yucatán.

Encima de estas secuencias continentales se encuentra una importante serie evaporítica constituida principalmente por sal, la cual podría abarcar parte del Jurásico Medio y llegar estratigráficamente hasta el Calloviano. Esta secuencia salina presenta un comportamiento dúctil, por lo que se emplazó como intrusivo en la secuencia jurásica, cretácica y hasta cenozoica. El espesor estimado original de esta serie salina, en las áreas de mayor acumulación, podría haber promediado los 2000 metros, antes de su deformación y proceso de intrusión. Por lo que este espacio puede ser ocupado por las secuencias sedimentarias continentales con sus correspondientes cambios de facies hacia la sedimentación transicional (sal) y luego marina del Oxfordiano – Tithoniano. Los espesores de esta serie evaporítica disminuyen hacia la Plataforma de Yucatán.

Durante su deformación dúctil e intrusiva, la sal fue afectando paulatinamente la secuencia mesozoica, desde el final del Paleógeno, y después en el Neógeno. En algunos sectores, la actividad intrusiva de cuerpos de sal continuó desarrollándose hasta afectar las series del Plioceno – Reciente. La secuencia evaporítica refleja ambientes de condiciones transicionales, durante la evolución tectónica-sedimentaria del rift del Jurásico Medio y el inicio de la inundación por aguas marinas con el correspondiente desarrollo de áreas de evaporación y sabkhas, Pimienta, M.A. et al (1995).

En la Sonda de Campeche, la secuencia sedimentaria de carácter netamente marino comienza a partir del final del Calloviano y en el Oxfordiano. Durante, este periodo la plataforma de Yucatán se comportó como una gran superficie emergida, aportando hacia el área marina los sedimentos producidos por su erosión. De esta forma se fueron desarrollando, en las áreas de depósito marinos, las series de areniscas y carbonatos del Oxfordiano y Kimmeridgiano, y como resultado también, de la profundización de los





ambientes sedimentarios por subsidencia del substrato, luego de la apertura del rift, y los efectos de las variaciones del nivel del mar.

Durante el Tithoniano el nivel del mar se elevó regionalmente marcando el inicio de una importante fase de inundación favoreciendo el depósito de una secuencia arcillo–calcárea, generando ambientes profundos con zonas de circulación restringida favorables para el depósito de capas de lutitas negras carbonatadas con materia orgánica. (Ángeles Aquino, 1996).

Para Mesozoico (Cretácico) tiene lugar el depósito de series calcáreas durante el Cretácico Temprano y de brechas carbonatadas (Cretácico Tardío), como producto de la geodinámica y la destrucción de bancos carbonatados predepositados (Ángeles Aquino, 1996).

Posteriormente, durante el Cenozoico se desarrolló una extensa sedimentación fundamentalmente clástica, arcillo–arenosa, en ambientes sedimentarios, neríticos internos a externos, y en general regresivos, hacia el Neógeno. Como resultado de la interacción entre las placas de Norteamérica, Caribe y Cocos, tuvo lugar una fase de deformación compresiva, conformando estructuras alargadas en la Región Marina en la secuencia Mesozoica y Paleógena, cuya dirección general es noroeste a sureste.

Tal es el caso de los anticlinales alargados de los principales campos productores de la Sonda Marina de Campeche (Ángeles Aquino, 1996). El resultado de esta fase compresiva es toda la estructuración tectónica principal actual del área Marina, de orientación noroeste a sureste.

Aunada a esta fase de deformación compresiva, se manifiesta seguidamente la actividad halocinética, la cual acentúa la deformación de la serie Mesozoica y Paleógena. Esta actividad intrusiva es más marcada hacia el oeste, donde la serie evaporítica tiene mayores espesores.

La estructuración tectónica conforma una franja estructural, cuyo frente tectónico se alinea en dirección noroeste a sureste; su ubicación es hacia la porción noroeste de la





Sonda de Campeche. El bloque de la plataforma de Yucatán funcionó como una barrera (antepaís) durante el desarrollo de esta fase compresiva.

Posteriormente, hacia el Mioceno–Plioceno se desarrolló una fase de deformación de carácter distensivo que conforma, en un ámbito regional, las cuencas de Macuspana y Comalcalco, en las que se generaron grandes fallas lístricas regionales.

2.2. Estratigrafía

De manera breve se presenta una descripción de la estratigrafía a nivel regional de la columna sedimentaria conocida en la Sonda de Campeche y de afloramientos y pozos que bordean el Golfo de México, que inicia en el Paleozoico hasta el Holoceno.

2.2.1 Paleozoico

Carrillo Bravo (1961) asignó una edad Paleozoica a las rocas sedimentarias que comprenden a las Formaciones Cuarcitas La Presa y Calizas Victoria del norte de Oaxaquia, específicamente pertenecen al Cámbrico y Ordovícico.

En estudios más recientes se ha determinado que la unidad Cuarcitas La Presa, es parte del basamento Precámbrico y que Calizas Victoria son sedimentos de edad Silúrico (Ramírez-Ramírez, 1978; Stewart et al., 1993; Boucot et al., 1997). Estos mismos autores con estudios de braquiópodos del Cañón de Caballeros asignan una edad a esta formación de Silúrico Tardío.

Las rocas que inicialmente fueron descritas por Carrillo Bravo (1969) como Novaculita y pedernal de la Formación la Yerba, ahora se sabe que son rocas volcánicas riolíticas del Missisípico (Gursky y Ramírez-Ramírez, 1986) (Figura 2.1).





		OAXAQUIA CENTRAL Y NORTE				TERRENO MAYA
		CIUDAD VICTORIA TAMPS.	POZO GONZALES TAMPS.	Tolimán, Oro.	Mataguac-Tlaxiaco, Hgo. y Tlaxiaco, Ver.	Chicomuselo, Chiés.
PÉRMICO	SUP.					
	INF.	Formación Guacamaya	Formación Guacamaya	Formación El Chilar ?	Formación Tuzanco	Formación Paso Hondo
CARBONIFERO PERMIANICO	SUP.	Formación El Monte	Formación El Monte		Formación Otlamalacalla	Formación Gruperá
	INF.	Formación Vicente Guerrero				Formación Santa Rosa Sup.
DEVÓNICO	SUP.					
	MED.					
	INF.	Formación La Yerba				
SILÚRICO	SUP.					
	INF.	Formación Cañón de Caballeros				
ORDOVÍCICO	SUP.					
	MED.					
	INF.					
CÁMBRICO	SUP.					
	MED.					
	INF.					
						Formación Santa Rosa Inf.

Figura 2.1 Tabla estratigráfica de la parte norte y central de Oaxaquia, y el Terreno Maya (Tomada de Sánchez Zavala et al., 1999).

Las rocas Paleozoicas tardías del sur de Oaxaquia son La Formación Santiago, Formación Ixtaltepec, La Formación Matzitzi, depositadas en contacto entre Oaxaquia y el terreno Mixteco. Las Formaciones Cuxtepec, Patlanoaya, y los Arcos se encuentran, localizadas en el terreno Mixteco (Villaseñor-Martínez et al., 1987; Corona-Esquivel, 1981; Silva-Pineda, 1970; Weber y Ceballos, 1994).





La Formación Santiago se compone de calizas, lutitas, y areniscas que contienen fauna del Missisípico temprano. La Formación Ixtaltepec consiste de intercalaciones de areniscas y lutitas, con algunos estratos de calizas. Esta unidad contiene abundantes invertebrados de edad Pensilvánico medio a inferior, que indican un ambiente marino poco profundo (Pantoja-Alor, 1970; Tovar y Quiroz, 1991).

El terreno Maya es cubierto por una secuencia sedimentaria de edad Missisípico-Pérmico, en la región de Chiapas. Las Formaciones Grupera y Paso Hondo, contienen abundantes crinoideos, fusulínidos, trilobites, braquiópodos, y otros; los que han permitido asignar a estas formaciones edades Wolfcampaniano y Leonardiano, respectivamente (Malpica, 1977).

2.2.2 Pre-Jurásico Medio

La columna, sedimentaria que se conoce en la Sonda de Campeche varía en edad desde el Paleozoico, aunque la mayor información de que se dispone es a partir del Jurásico Medio (Calloviano?) al Holoceno (Figura 2.2); se infiere que descansa sobre un basamento similar al reportado en Chiapas y en el subsuelo de Yucatán (ningún pozo de la Sonda de Campeche ha cortado esta secuencia), el cual está constituido predominantemente por granitos y granodioritas, y en menor proporción gneises y esquistos (Meneses, 1987).

Por otro lado, se ha reportado al sur y sureste de la Sonda de Campeche un basamento ígneo-metamórfico, algunos pozos exploratorios cortaron esquistos y granitos, cuyas edades radiométricas lo ubican en el Paleozoico (Silúrico-Pérmico Inferior).

Por otro lado, las rocas de edad Paleozoico han sido reportadas solamente en afloramientos del Sureste de Chiapas y están representadas por una secuencia arcillo-arenosa que se depositó durante el Missisípico Superior, la cual posteriormente fue metamorfizada a esquistos, pizarras y metacuarcitas, constituyendo la Formación Santa Rosa Inferior.



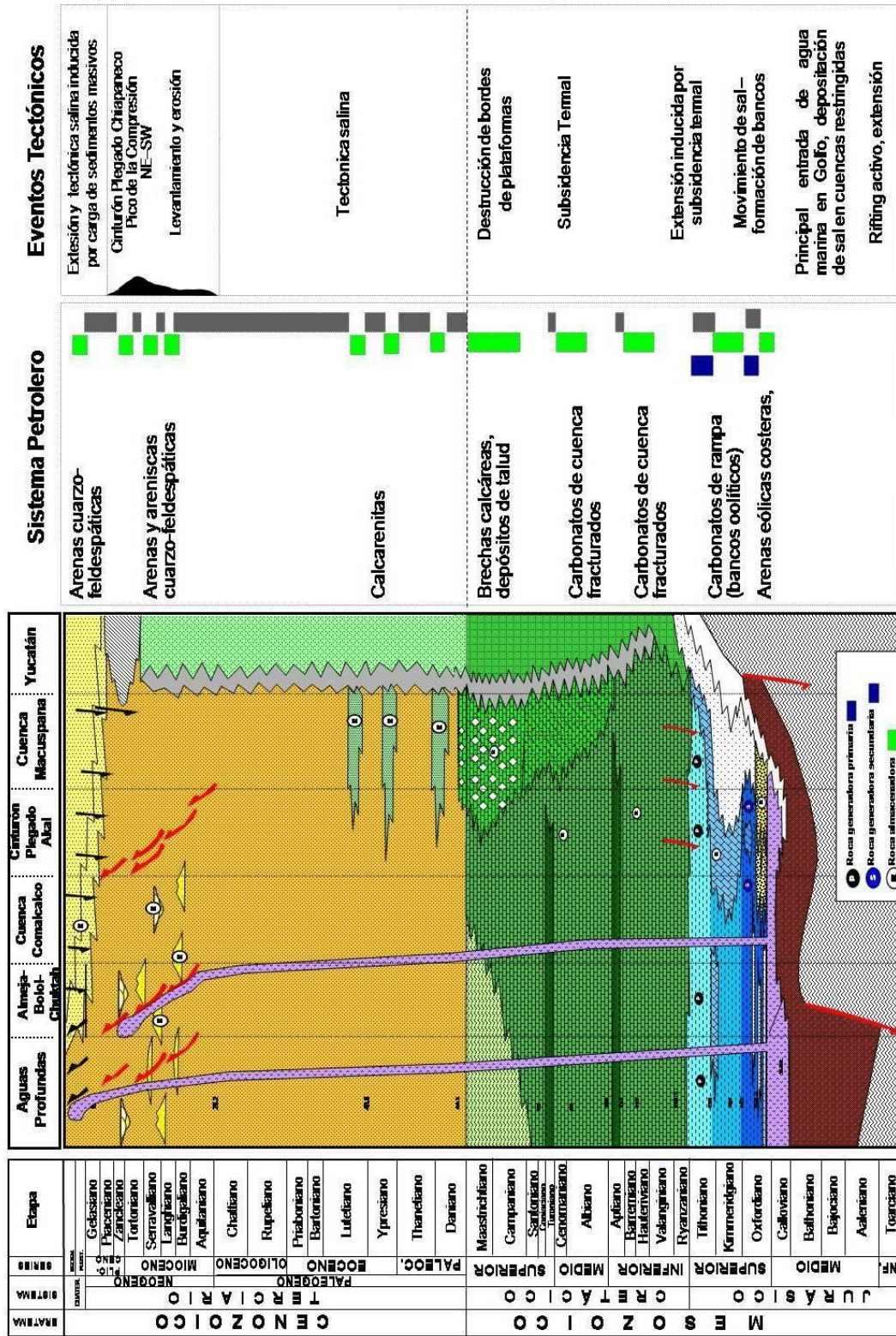


Figura 2.2 Tabla estratigráfica regional de la Sonda de Campeche (Modificado de CPE, 2008).





Sobreyaciendo discordantemente a estas rocas metamórficas se tiene una secuencia areno–arcillosa, arcillo–calcárea, de edad Pensilvánico Medio-Superior, Pérmico Wolfcampaniano y Pérmico Leonardiano, de las formaciones Santa Rosa “Superior”, Gruperá y Paso Hondo, respectivamente (Hernández, 1973).

Las rocas sedimentarias mesozoicas más antiguas reconocidas en el área de Chiapas están representadas por areniscas limolíticas, limolitas y conglomerados de color rojizo (lechos rojos) denominados como Formación Todos Santos de edad Jurásico Temprano al Neocomiano (Meneses, 1987). Los sedimentos que dieron origen a estas rocas fueron depositados en fosas tectónicas continentales que se formaron al inicio de la apertura del Golfo de México.

En la Plataforma de Yucatán se tiene que subyaciendo a las rocas cretácicas se encuentra una secuencia constituida por conglomerados areniscas y limolitas de color rojo que son correlacionables en parte a los lechos rojos de la Formación Todos Santos.

En la Sonda de Campeche la columna sedimentaria comienza con una unidad estratigráfica denominada “Sal de Campeche”, de probable edad Calloviano, por lo que se iniciara la descripción de las rocas a partir de este nivel estratigráfico Pimienta, M.A. et al (1995).

2.2.3 Jurásico Medio Calloviano

En la Sonda de Campeche las rocas sedimentarias más antiguas que han sido cortadas por varios pozos exploratorios, están constituidas por depósitos salinos, los cuales subyacen en aparente concordancia a rocas de edad Oxfordiano, y sobreyacen a una probable secuencia marina del Paleozoico.

Debido a que la sal autóctona no ha sido atravesada, se desconoce el espesor total de estas rocas, sin embargo Basurto (1992), propone un espesor de 1000 m. El depósito de la sal ocurrió sobre una corteza continental transicional delgada según Sawyer, D. S. et al (1991). Estos autores mencionan que la corteza transicional originalmente fue continental y después extendida y adelgazada y probablemente intrusión con un magma durante el “rifting” en el Jurásico Medio Tardío.





El ambiente en el cual se depositó esta unidad corresponde a mares muy someros con clima árido y alto régimen de evaporación; su edad asignada se apoya en su posición estratigráfica, ya que subyace en aparente concordancia a rocas de edad Oxfordiano. Forma parte de la sal de la Cuenca salina del Istmo y se correlaciona con la sal de la Formación Louann del sur de Texas en los Estados Unidos de Norteamérica.

2.2.4 Jurásico Superior Oxfordiano

Sobreyaciendo la sal de edad Calloviano se encuentra una secuencia lutitas, limolitas, bentonitas, areniscas, evaporitas y calizas de edad Oxfordiano. La secuencia del Oxfordiano fue denominada como unidad "A" por Ángeles Aquino (1987).

Pimienta, M. A. et al (1995), realizan una división en dos niveles estratigráficos con base a características distintivas adquiridas durante su depósito, denominadas informalmente Oxfordiano "Inferior" y Oxfordiano "Superior".

El *Oxfordiano "Inferior"* se caracteriza por presentar facies de condiciones más someras que el Oxfordiano "Superior", y está constituido por una secuencia de anhidritas, arenas, areniscas, limolitas y lutitas de un ambiente sedimentario transicional.

El *Oxfordiano "Superior"* se compone de lutitas café con intercalaciones de mudstone café con escasas oolitas sueltas, hacia el sureste de la zona de estudio, se tienen dolomías microcristalinas con sombras de ooides. La porosidad varía de 2 a 4 %, es de tipo intercristalina en el mudstone y en las dolomías. El espesor para esta unidad varía de 25 a 125 m.

Con base en la presencia de ooides se infiere que la formación de bancos oolíticos inicio en el Oxfordiano donde el ambiente de depósito fue una plataforma interna terrígena con influencia carbonatada. En el área de estudio los espesores del Oxfordiano varían de 150 a 600 m. La fauna característica del Oxfordiano es muy escasa y se encuentra generalmente mal preservada y comúnmente piritizada. Los fósiles índices característicos de la parte superior son el protoglobigerinido *Caucasella oxfordiana*, el alga *Griphoporella* cf. *Mínima* y raramente el pellet *Favreina* sp., Ammonoideos del género *Ochetoceras* sp. y *Discophinctes* sp. (Cantú, 1994), característicos del Oxfordiano Superior.





El límite Oxfordiano – Kimmeridgiano se determina en la Sonda de Campeche utilizando como datum la extinción de *Caucasella oxfordiana* (Figura 2.3).

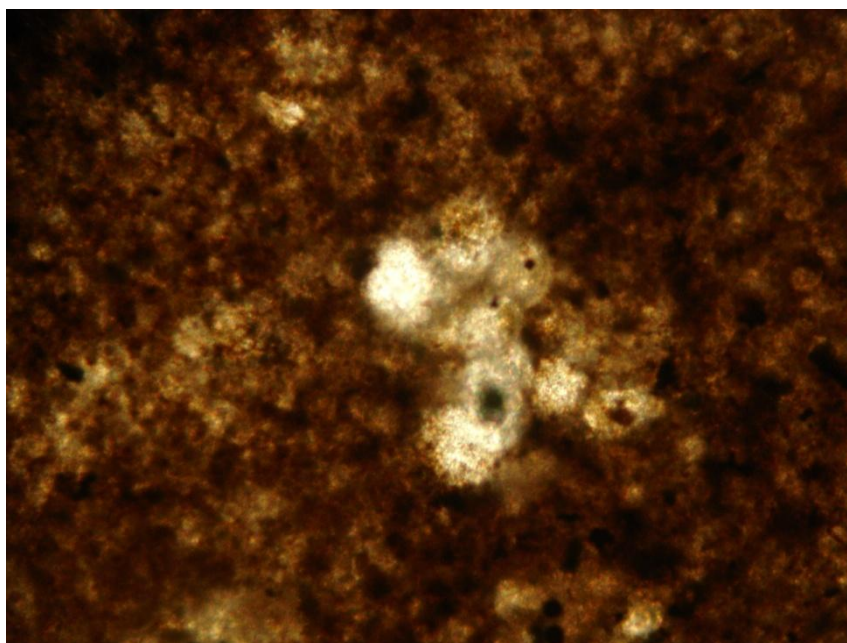


Figura 2.3 *Caucasella oxfordiana*, en matriz de lodo calcáreo, cristales de pirita (Tomado de Aguilera-Franco, 2008).

2.2.5 Jurásico Superior Kimmeridgiano

La transgresión iniciada desde el Jurásico Superior Oxfordiano continuó en el Kimmeridgiano estableciendo en la región marina una rampa que cambia a mar abierto, con un régimen sedimentario clástico – carbonatado que posteriormente evolucionó en tiempo a una plataforma de rampa con complejo oolítico externo (Monroy, 1993), con predominio de sedimentación carbonatada principalmente.

Durante el Kimmeridgiano se formaron bancos oolíticos en ambientes someros, con una disposición NE-SW en la porción centro-suroccidental y N-S a NW-SE en la porción norte, aparentemente controlado por el patrón estructural del basamento y el movimiento temprano de la sal. Posteriormente los bancos oolíticos fueron dolomitizados aumentando notablemente su porosidad, constituyendo así excelentes rocas almacenadoras.



Ángeles-Aquino (1986) propuso una división del Kimmeridgiano en cuatro unidades informales “B”, “C”, “D” y “E”. Mientras que Pimienta, M. A. et al (1995) con base en las características líticas y tomando en cuenta el Código Estratigráfico Norteamericano y la Guía Estratigráfica Internacional, establecieron una división tripartita informal para el Kimmeridgiano estas divisiones son: Kimmeridgiano “Inferior”, Kimmeridgiano “Medio” y Kimmeridgiano “Superior”; esta subdivisión presentan una sección predominantemente terrígena, otra intermedia transicional de rocas terrígenas y carbonatadas y una superior compuesta principalmente por rocas carbonatadas.

Lo anterior, es aplicable únicamente dentro del área productora de la Sonda de Campeche, ya que fuera de ella, principalmente hacia el oriente, se infiere que las condiciones de sedimentación fueron diferentes, depositándose una secuencia clástica durante todo el Kimmeridgiano. Pimienta, M. A. et al (1995) han dividido al Kimmeridgiano en superior e Inferior de acuerdo a sus características litológicas. El Kimmeridgiano Inferior se divide en tres unidades

Unidad estratigráfica de lutita, limolita y arenisca: Esta unidad está constituida predominantemente por lutitas bentónicas con intercalaciones de limolita, bentonita y arenisca, además presenta algunas intercalaciones esporádicas de mudstone, evaporitas, dolomías y calizas (wackestone-packestone de ooides). La unidad conserva las mismas características durante todo el Kimmeridgiano, inclusive se infiere que se continúa hasta el Tithoniano.

Unidad estratigráfica de lutita, limolita y mudstone: Hacia la porción central, y distribuida en forma de una franja irregular con dirección SW-NE, se presenta una unidad constituida por lutitas bentónicas, limolitas y mudstone. Esta unidad hacia norte cambia de facies a dolomías micro- y mesocristalinas intercaladas con lutitas y anhidrita; mientras que hacia el N la secuencia está representada por lutitas, calizas (packestone y wackestone de pellets y ooides) y dolomías con sombras de ooides; esta última se observa en la parte basal y superior.

Unidad estratigráfica de lutita y arenisca: En el área central de la zona de estudio se identificó una secuencia constituida por lutitas de color claro a negro con algunos horizontes de arenisca de cuarzo y en menor proporción calizas arcillosas, la cual





se depositó en una depresión intraplatafórmica, condición que se continúa hacia el norte (Pimienta, M.A. et al 1995).

Kimmeridgiano “Medio”: Pimienta, M. A. et al (1995), consideran que corresponde a un paquete de rocas que marcan la transición de condiciones terrígenas a carbonatadas en el área marina productora de Campeche. Se divide en cuatro unidades de acuerdo a sus características litológicas.

Unidad estratigráfica de lutita, limolita y arenisca: Esta unidad se ubica cronológicamente en el Kimmeridgiano “Inferior”.

Unidad estratigráfica de wackestone-packestone de pellets y ooides dolomitizado con lutita: esta unidad se distribuye siguiendo una franja irregular NE-SW, contiene desarrollos de bancos oolíticos y una depresión intraplatafórmica. Está constituida por calizas (mudstone en partes dolomítico, wackestone-packestone de pellets y ooides), con intercalaciones de lutitas calcáreas, areniscas y limolitas, dolomías micro- y mesocristalinas con sombras de ooides.

Hacia la parte norte, la secuencia está constituida por dolomías microcristalinas y mudstone bentonítico, dolomítico con algunas intercalaciones de lutita, se presentan esporádicas intercalaciones de anhidrita.

Hacia la parte central del área de estudio se presenta un cambio de facies en la porción inferior del Kimmeridgiano “Medio”, representado por lutita gris oscuro intercalada con mudstone dolomítico y caliza arcillosa; hacia la base se tiene un packestone a wackestone de pellets y ooides. En la parte superior del Kimmeridgiano, esta unidad cambia de facies a anhidrita blanca, limolita café rojizo con intercalaciones de arenisca de grano fino y nuevamente a anhidrita café oscuro a gris claro. Así mismo, hacia la parte sur, en el Kimmeridgiano se presenta otro cambio de facies a dolomías meso y microcristalinas (en su origen packestone-grainstone de ooides), formando un banco oolítico, el cual hacia la parte superior del Kimmeridgiano, cambia de posición hacia el área suroeste, presentando muy buena porosidad e impregnación de aceite ligero.





Esta unidad se continúa hacia el Kimmeridgiano “Superior” básicamente con las mismas características, con la particularidad de presentarse más dolomitizada (Pimienta, M.A. et al 1995).

Unidad estratigráfica de mudstone y lutita: hacia la parte central del área de estudio, esta unidad está constituida por una secuencia de calizas (mudstone café claro a oscuro, dolomítico, arenoso con fracturas selladas por calcita y anhidrita), intercaladas con lutitas gris verdoso a gris oscuro conteniendo materia orgánica y pirita diseminada, así como arenisca de grano fino. Esta secuencia se depositó en una depresión intraplatafórmica, la cual se continúa hacia el área norte de la zona de estudio.

Las condiciones de sedimentación continúan hasta el Kimmeridgiano “Superior” con menor influencia de lutitas. Hacia el sur en la parte terrestre, se inició a nivel de Kimmeridgiano Medio otra depresión, la cual se prolonga y se amplía hacia la parte sureste en el Kimmeridgiano “Superior” (Pimienta, M.A. et al 1995).

Con base en sus características litológicas el Kimmeridgiano Superior se divide en cuatro unidades.

Unidad estratigráfica de wackestone a packestone de pellets y ooides dolomitizado con lutita: esta unidad es muy similar a la unidad descrita en el Kimmeridgiano inferior con la particularidad de presentar menor contenido de terrígenos, así como la presencia de facies de canales de mareas; además las rocas se presentan más dolomitizadas en este nivel. Las facies de canales de mareas dentro de esta unidad están constituidas por dolomías, anhidritas y terrígenos.

Unidad estratigráfica de dolomías mesocristalinas (packestone-grainstone de oolitas): es una serie de bancos que presentan una tendencia NE-SW, desde la zona norte hasta el campo Luna de la Región Sur. Se optó por denominar como Unidad estratigráfica a estas rocas definidas como facies de dolomías mesocristalinas (packestone-grainstone de oolitas), por presentar mayor distribución así como por constituir las principales rocas almacenadoras dentro del Kimmeridgiano. Litológicamente está formada por dolomías micro y mesocristalinas, en partes limo-arenosas, que en su





origen constituyeron un packestone-grainstone de oolitas y pellets, con buena impregnación de aceite ligero.

En el área este de la zona de estudio, la secuencia está constituida por packestone-grainstone de ooides, intraclastos y pellets dolomitizado con intercalaciones de mudstone café claro a oscuro, los cuales presentan comúnmente cavidades de disolución. La formación de bancos oolíticos se continúa hacia el norte.

Unidad estratigráfica de mudstone y lutita: en el área central del área de estudio, unidad está constituida por mudstone ligeramente arcilloso y bentonítico color gris claro a verde con inclusiones de anhidrita, presentándose parcialmente dolomítico. Hacia la parte suroccidental se depositó una secuencia de lutitas oscuras arenosas intercaladas con calizas (mudstone-wackestone y packestone de pellets dolomítico de color gris oscuro).

Unidad estratigráfica de packestone-grainstone de pellets y oolitas: hacia el área más occidental esta unidad está representada por packestone-grainstone de pellets y oolitas ligeramente dolomitizado arenoso con intercalaciones de arenisca de cuarzo y lutitas gris oscuro.

Hacia el área sur se depositó una secuencia constituida por packestone de ooides con algas dasycladaceas y codyaceas y de bioclastos. En el área terrestre hacia la parte suroeste se identificó un cambio de facies a mudstone con *Rhaxella* sp.

Ambiente de depósito, porosidad y espesor: el ambiente de depósito característico durante el Kimmeridgiano “Inferior” fue de plataforma terrígena con poca influencia carbonatada y con el desarrollo de pequeños bancos oolíticos en la porción de noreste. Presentándose además, una depresión intraplatafórmica en la parte central de la zona de estudio.

Durante el Kimmeridgiano “Medio” esta plataforma tuvo mayor influencia carbonatada, lo que permitió un mayor desarrollo de los bancos oolíticos. En la parte noroeste del área de estudio se depositó una secuencia evaporítica-terrígena asociada a





un sabkha marino (Monroy 1993); en tanto que A. Horbury (1994) las define como un depósito de posición baja del nivel del mar. Se continuó con el desarrollo de depresiones intraplataformicas. El ambiente de depósito para el Kimmeridgiano “Superior” fue de una plataforma carbonatada con poca influencia terrígena y un gran desarrollo de bancos oolíticos; también continuaron las depresiones iniciadas en el Kimmeridgiano “Inferior”.

De acuerdo con Monroy (1993), la porosidad que se presenta para el Kimmeridgiano “Inferior” es en promedio de 1-2 %, principalmente en las rocas calcáreas, de tipo secundaria intercrystalina asociada a la dolomitización y en fracturas con pobre impregnación de aceite ligero. En la región noreste se presentan porosidades de 3-8% de tipo primaria intergranular y secundaria intercrystalina con pobre impregnación de aceite pesado.

Para el Kimmeridgiano Medio se presentan rangos de porosidad de 2-8% y ocasionalmente hasta 12 %, principalmente intercrystalina por dolomitización y en microcavidades por disolución; las porosidades más bajas, del orden de 3 a 4%, se presentan suroeste de la ciudad de Frontera en la porción marina. Estas porosidades contienen impregnación de aceite ligero.

El Kimmeridgiano Superior presenta un rango de porosidad de 6-8%, alcanzando valores de hasta 16% principalmente por disolución para el área central de la Sonda de Campeche, con buena impregnación de aceite ligero. Para el área sur la porosidad interpartícula e intercrystalina por dolomitización y disolución varía entre 8 y 12% con buena impregnación de aceite ligero.

En el área sureste la porosidad varía entre 3-5% con buena impregnación de aceite ligero; para la parte central se presentan valores de porosidad entre 3-4% con pobre impregnación de aceite pesado. En general, los espesores de las rocas de edad Kimmeridgiano varían de 400 a 900 m.

Fósiles: La fauna característica del Kimmeridgiano en la Región Marina es la siguiente: *Rhaxella sorbyana*, *Didemnoides moreti*, *Globochaete alpina*, *Cayeuxia piaea*, *Cayeuxia curdistansensis*, *Solenopora* sp., *Acicularia elongata elongata*, *Acicularia jurassica*, *Lithophylum* sp., *Pseudocyclamina lituus*, *Rectocyclamina chouberty*, *Everticyclamina*





virgliana, *Haplophragmium* sp., *Nautiloculina* sp., *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp. (Figura 2.4) *Spiroloculina* sp., *Trocholina* sp., *Saccoccoma quensdeti* y *Colomiosphaera carpatica*.



Figura 2.4 *Glomospira* sp. (Barragán, 2004)

Cantú-Chapa (1977) reportó la presencia de amonoideos como *Nebrodités* sp., y *Taramelliceras* sp., los cuales son característicos del Kimmeridgiano “Inferior” y están restringidos a la zona de *Idoceras*, la cual representa al Kimmeridgiano “Inferior” basal.

En la Región Marina el límite Kimmeridgiano-Tithoniano se determina con la extinción evolutiva de *Rhaxella sorbyana*. Las rocas del Kimmeridgiano sobreyacen concordantemente a las rocas del Oxfordiano e infrayacen concordantemente a las rocas del Tithoniano.

2.2.6 Jurásico Superior Tithoniano

La distribución regional de las unidades estratigráficas de edad Tithoniano, muestran variaciones desde condiciones continentales inferidas hacia la porción oriental hasta depósitos originados en ambientes profundos hacia el occidente.



Es evidente la transgresión ocurrida durante ese tiempo con el avance de la línea de costa hacia la Plataforma de Yucatán, por lo que es posible inferir, por comportamiento, regional un desarrollo de ambientes de talud y plataforma.

En tanto que hacia el occidente se desarrollaban ambientes anóxicos profundos con el desarrollo de unidades estratigráficas constituidas básicamente por lutita con intercalaciones de caliza arcillosa de colores oscuros.

Ángeles (1986), dividió al Tithoniano en tres litofacies; “F, G y H”; la primera la define como calcárea, la intermedia principalmente arcillosa y la superior calcárea bentonítica, posteriormente el mismo autor (1987, 1988 y 1989) y García y Cal y Mayor (1990) continuaron usando la misma nomenclatura.

Pimienta, M.A. et al (1995), dividen el Tithoniano informalmente en “inferior”, “medio” y “superior”, subdividido a la vez en unidades estratigráficas de acuerdo a los cambios litológicos que se presenta en tiempo y espacio.

Tithoniano Inferior: Se divide en cuatro unidades estratigráficas, las que se discuten a continuación:

Unidad de lutita, limolita y arenisca: Esta unidad comprende el Tithoniano “Inferior” y “Medio”, se infirió por comportamiento regional, ya que es hasta el Tithoniano “Superior” cuando se tienen datos en el pozo Colon-1.

Unidad de dolomía microcristalina arcillosa: Se distribuye en la porción oriental y está constituida por dolomías café a café oscuro, microcristalinas en parte mesocristalinas, arcillosas y ligeramente arenosas, con materia orgánica diseminada. Presenta intercalaciones de lutita café oscuro a negro, calcárea y bituminosa, en partes limo-arenosa y horizontes bentoníticos.

Unidad de mudstone-wackestone con radiolarios, y calizas arcillosas: La zona central está representada por una unidad constituida por calizas (mudstone en partes wackestone de radiolarios) con intercalaciones de lutita gris oscuro ligeramente





limolítica, con abundante materia orgánica. Esta unidad es muy similar a la litofacies “F” descrita por Ángeles (1986).

Unidad de lutita: La porción occidental está representada por una unidad constituida por lutita gris y café oscuro, calcárea arenosa, con abundante materia orgánica diseminada, laminar y de aspecto bituminoso, con intercalaciones de mudstone gris claro y café claro a crema, calizas arcillosas y arenosas con radiolarios en parte piritizados, el cual se presenta ocasionalmente recristalizado. Esta unidad se continua hacia el Tithoniano “Medio”

Tithoniano “Medio”: Se divide en tres unidades de acuerdo a sus características litológicas, una oriental constituida por lutita, limolita y arenisca, una central constituida por dolomías y una occidental constituida por lutitas bituminosas y arenosas con intercalaciones de calizas arcillosas.

Unidad de lutita, limolita y arenisca: se describió a nivel de Tithoniano “Inferior” y continúa con la misma litología en el Tithoniano Medio.

Unidad de dolomía microcristalina arcillosa: se describió en el Tithoniano “Inferior”, y presenta las mismas litofacies en el Tithoniano Medio.

Unidad de lutita: corresponde a la misma unidad descrita en el Tithoniano “Inferior”, con la diferencia de que su distribución es más amplia. Por sus características suponemos que se trata de la litofacies “G” definida por Ángeles (1986).

Tithoniano “Superior”: Se divide en tres unidades de acuerdo a sus características litológicas: una oriental constituida por terrígenos, la que como se comentó anteriormente, se inicia desde el Kimmeridgiano “Inferior”; una central constituida por dolomías y una occidental representada por calizas arcillosas ligeramente recristalizadas con intercalaciones de lutitas.

Unidad de lutita, limolita y arenisca: Como se comentó a nivel de Tithoniano “Inferior” se compone por lutita color gris verdoso a gris obscuro, bentonítica, con delgadas intercalaciones de limolita café rojizo, arenisca de color café crema de grano





fino, compacta, bentonita verde olivo y delgadas intercalaciones de yeso blanco masivo, Pimienta, M.A. et al, (1995).

Unidad de dolomía microcristalina arcillosa: se describió en el Tithoniano “Inferior”, y presenta las mismas litofacies en el Tithoniano Medio.

Unidad de mudstone arcilloso: la parte occidental está representada por una unidad constituida de mudstone café claro a café oscuro, calizas arcillosas en ocasiones recristalizados; también contiene partes limo-arenosos con abundante fauna pelágica.

Ambiente de depósito, porosidad y espesor: Regionalmente, los ambientes de depósito durante el Tithoniano varían desde condiciones continentales en el oriente hasta marinas profundas (cuenca) en condiciones anóxicas.

En el área marina productora de Campeche, la mayor parte de las rocas del Tithoniano no tienen porosidad efectiva, su importancia es principalmente como roca generadora y sello.

En algunos pozos de la parte sureste de la zona de estudio se dispararon intervalos que resultaron productores, los cuales comprenden parte del Tithoniano “inferior” y dos metros de la parte superior del Kimmeridgiano; se interpretó que gran parte de la producción puede ser de ésta última, sin embargo no se descarta la posibilidad de que el Tithoniano esté aportando hidrocarburos ya que se encuentra dolomitizado. El espesor total de las rocas del Tithoniano varía entre 50 y 400 m.

Fósiles: La fauna característica del Tithoniano en la Región Marina está representada por: *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Crassicollaria massutiniana*, *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria parvula*, *Nannoconus bronnimanni*, *Saccocomas* de los tipos *Lombardia angulata*, *Eothrix alpina*, y *Lombardia arachnoidea* (Figura 2.5)



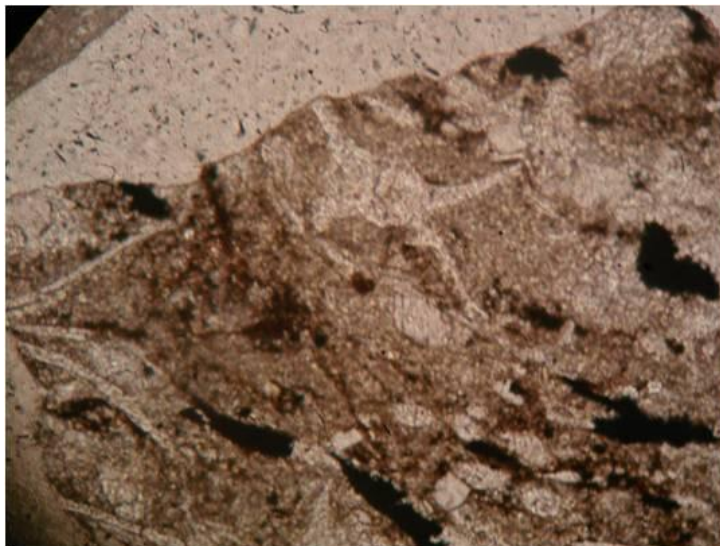


Figura 2.5 *Saccoccoma* del tipo *Lombardia arachnoidea*. (Aguilera, 2008).

El límite Tithoniano-Cretácico se determina en la Región Marina utilizando como datum la extinción de *Crassicolaria* sp y *Calpionella alpina* forma robusta (Figura 2.6).

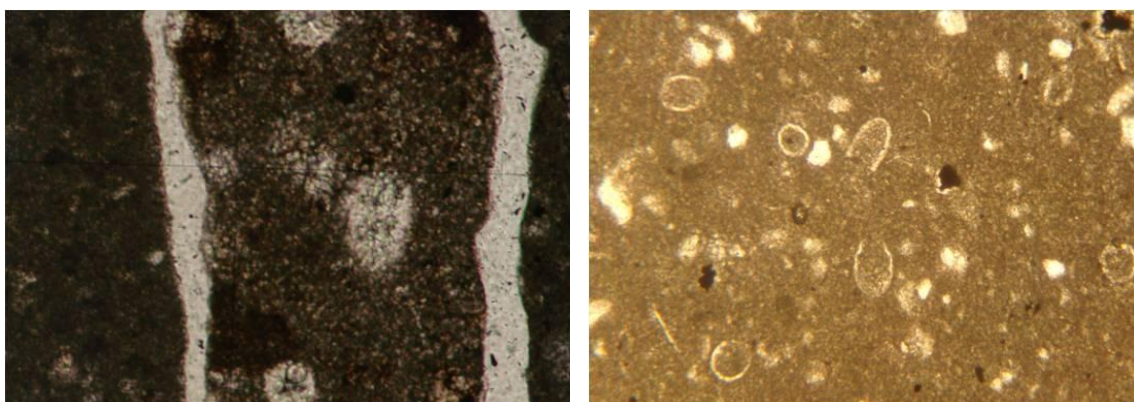


Figura 2.6 Izq.-*Crassicolaria intermedia* especie común en la Sonda de Campeche. (Aguilera, 2008). Der.-*Calpionella alpina*. (Aguilera, 2008)

En la parte inferior se presentan abundantes radiolarios, los cuales se encuentran frecuentemente piritizados. Amonoideos de los géneros *Suarites* sp., y *Durangites* sp., reportados por Cantú (1977), los cuales son característicos del Tithoniano “Superior”.

La estratigrafía del Jurásico Superior de la Sonda de Campeche se representa en la Figura 2.7; la cual engloba de manera general los diferentes cambios laterales de litofacies ocurridos durante esta época. También muestra la distribución biostratigráfica de





foraminíferos planctónicos, que de acuerdo a su primera aparición y extinción permitieron determinar la edad de esta secuencia.

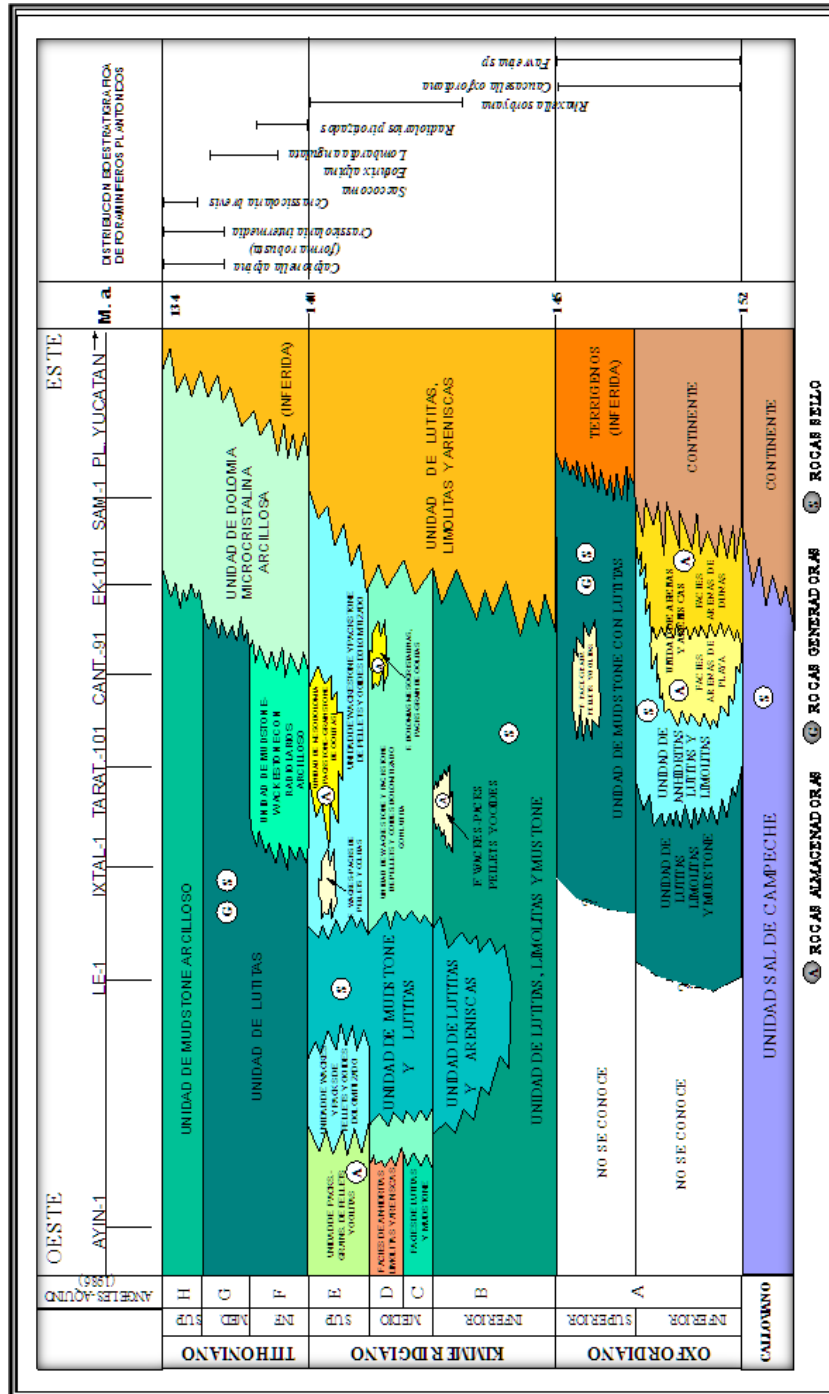


Figura 2.7. Esquema general de facies del Jurásico Superior (Tomado de Pimienta y Robles, 1995).





2.2.7 Cretácico

El Bloque Yucatán se comportó hasta fines del Jurásico como una gran masa emergida, y no fue sino hasta el Cretácico Inferior que se vio sometida a una lenta e intermitente invasión marina (transgresión continua), representada por una secuencia repetitiva de calizas, evaporitas y dolomías típicas de un ambiente de sabkha en una etapa inicial y después como plataforma carbonatada, las cuales predominaron en el régimen de sedimentación de la península de Yucatán durante todo el Cretácico.

En lo que se refiere a la estratigrafía del área productora de Campeche, Ángeles (1988), dividió el Cretácico en seis unidades: 1, 3, 5, 7, 9 y 11 (Figura 2.8), cuyas descripciones se presentan a continuación:

La Unidad 1 (U1) está constituida por una secuencia de mudstone-wackestone, calizas arcillosas y bentoníticas de aspecto cretoso, ocasionalmente dolomitizados y recristalizados; presenta laminaciones, estilolitas y compactación. Los microfósiles que caracterizan esta unidad están representados por calpionélidos (*Tintinopsella carpatica* y *Calpionella alpina*) del Berriasiano-Valanginiano.

La Unidad 3 (U3) está constituida por mudstone-wackestone, calizas bentoníticas y arcillosas con foraminíferos, bioclastos e intraclastos en ocasiones dolomitizados. Los microfósiles están representados por *Colomiella recta*, *Globogerinelloides algerianus*, *Globogerinelloides ferreolensis*, *Nannoconus steinmanni*, *Nannoconus truitti*, *Cadosina* sp y *Ticinella* sp. De acuerdo a los microfósiles que contiene se le ha asignado una edad del Barremiano-Aptiano.

La Unidad 5 (U5) está constituida por mudstone-wackestone con cuarzo terrígeno con intercalaciones de lutitas limosas de color negro del Aptiano.

La Unidad 7 (U7) está constituida por mudstone-wackestone de foraminíferos y dolomías microcristalinas con micro laminaciones, estilolitas. Los microfósiles están representados por foraminíferos planctónicos de los géneros *Ticinella* y *Hedbergella* del Albiano y posiblemente la parte inferior del Cenomaniano.





La Unidad 9 (U9) se conforma por mudstone-wackestone y calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos como *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora appenninica*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella moremmani*, *Clavhedbergella simplex*, *Dicarinella* sp. y *Heterohelix* sp. De acuerdo con la fauna se le asigna una edad del Cenomaniano Superior a Turoniano.

La Unidad 11 (U11) está representada por mudstone-wackestone de foraminíferos planctónicos con estilolitas, micro laminaciones, litoclastos y margas con foraminíferos planctónicos como *Marginotruncana concavata*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana leupoldi*, *Globotruncana contusa*, de edad Coniaciano-Maastrichtiano.

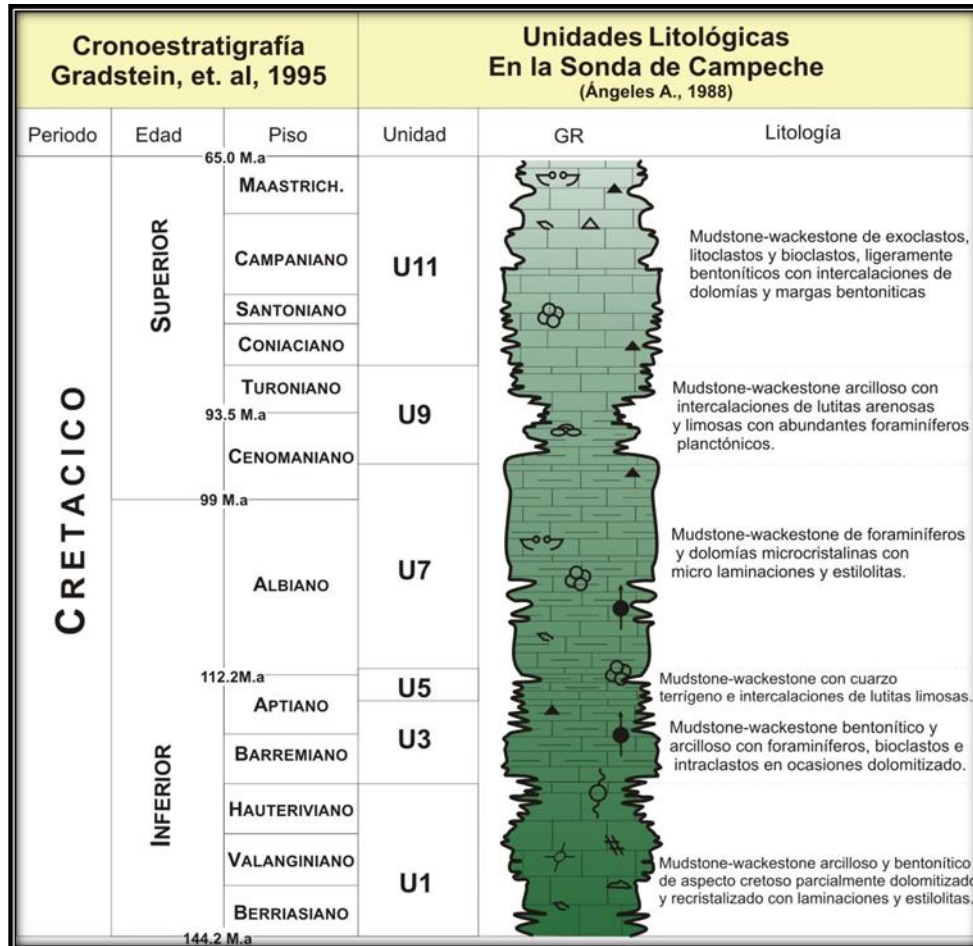


Figura 2.8. Columna estratigráfica tipo del Cretácico en la Región Marina de Campeche (Modificado de Ángeles Aquino, 1988).





2.2.8 Paleoceno

El Paleoceno Inferior está constituido en la porción “NE” y “E” por una brecha de fragmentos de wackestone de miliólidos y moluscos, los cuales se encuentran en una matriz micrítica con foraminíferos planctónicos, dolomitizado, con un rango de espesor que varía de 40 a 90 m y lutitas bentoníticas hacia la porción superior; en la porción suroccidental del área está compuesto por margas y lutitas bentoníticas con esporádicas intercalaciones de mudstone.

El Paleoceno Superior se encuentra suprayaciendo concordantemente a las rocas del Paleoceno Inferior y está constituido por lutitas de color gris claro, ligeramente calcáreas con esporádicas intercalaciones de calizas arcillosas. Hacia la parte oriental se presenta una brecha en la parte inferior del Paleoceno Superior, la cual está constituida por fragmentos de wackestone y packestone de litoclastos de color crema a café claro parcialmente dolomitizados, que es productora en el campo Cantarell, Pimienta, M.A. et al, (1995).

La fauna característica del Paleoceno es la siguiente: *Globigerina eugubina*, *Globorotalia pseudobuloides*, *Globorotalia trinidadensis*, *Globorotalia uncinata*, *G. angulata*, *G. pusilla pusilla*, *G. pseudomenardii*, *G. velascoensis*.

Los límites Paleoceno Inferior-Paleoceno Superior y Paleoceno Superior-Eoceno Inferior se determinan en la Región Marina utilizando como datum las extinciones evolutivas de *Globorotalia trinidadensis* y *Globorotalia velascoensis* respectivamente.

El ambiente de depósito reportado para ese tiempo en la mayor parte de la Región Marina es de batial con base al conjunto faunístico siguiente: *Melonis pompilioides*, *Cyclammia cancellata*, *Bulimina jarvisi*, *Bulimina alazaensis*, *Uzbekistania charoides*, *Planulina wuellerstorfi*.

El margen de la plataforma para este tiempo se ubica en la parte sur del área de estudio y para la parte norte-oriental. El ambiente de depósito de las brechas es de talud. Los espesores de las rocas del Paleoceno son muy variables, desde 15 m hasta 455 m.





En general las brechas de esta edad no son buenas rocas almacén a nivel regional debido a su alto contenido de bentonita en la matriz, a diferencia de las brechas del Cretácico Superior las cuales presentan bajos a nulos contenidos de bentonita y una alta porosidad secundaria, por lo cual son una de las principales rocas almacenadoras de hidrocarburos en la Región Marina de Campeche.

2.2.9 Eoceno

Las rocas del Eoceno suprayacen concordantemente a las rocas del Paleoceno Superior; a excepción de una discordancia paralela localizada en la Plataforma de Campeche y cortada en el pozo Ixim-1, que pone en contacto el Mioceno Inferior con el Eoceno Medio.

En el área productora de Campeche, estas rocas están constituidas por lutitas de color gris claro y gris verdoso en partes bentoníticas con delgadas intercalaciones de mudstone arcilloso hacia la parte inferior. Sin embargo, en la porción de noreste del área de estudio existe dentro del Eoceno Medio un cuerpo carbonatado (calcarenitas), también se tienen wackestone a packestone de intraclastos y bioclastos color crema a café, parcialmente dolomitizados. Las calcarenitas y el packestone son turbiditas provenientes de la plataforma de Yucatán.

La distribución de estas calcarenitas es burdamente este-oeste, en forma de lóbulo, disminuyendo hacia el área de los Chac, Cantarell y Caan con espesores de alrededor de 30 m en promedio, para aumentar su espesor de nuevo hacia el área de Ku con espesores hasta de 125 m, Pimienta, M.A. et al, (1995).

Las calcarenitas del Eoceno Medio constituyen un objetivo petrolero más en la Región Marina, por la producción de hidrocarburos descubiertos en el área de Cantarell, Ku y Zaap, Pimienta, M.A. et al, (1995). Las porosidades reportadas a partir de los registros geofísicos y determinadas en los núcleos varían de 6-22% y es principalmente de tipo interpartícula.





La fauna característica del Eoceno es la siguiente: *Truncarotaloides rohri*, *Truncarotaloides topilensis*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinateka semiinvoluta*, *Globorotalia aragonensis*, *Globigerina soldadoensis*.

Los límites del Eoceno Superior, Medio e Inferior se determinan en la Región Marina utilizando como datum las extinciones de *Globorotalia aragonensis*, *Truncarotaloides rohri* y *Globorotalia cerroazulensis* respectivamente.

El ambiente de depósito para las rocas de esta edad varía desde neríticos, en la porción oriental hasta batial para la parte occidental (área productora de Campeche) con base en el conjunto faunístico siguiente: *Gyroidinoides altiformis*, *Melonis affinis*, *Bolivina plicatella*, *Siphouvigerina auberiana*, *Eggerella bradyi*, *Laticarinina pauperata*, *Cyclammina cancellata*, *Cibicidoides robertsoniana*, *Uzbekistania charoides*. El espesor total del Eoceno es variable, desde 68 m., hasta 620 m.

2.2.10 Oligoceno

Las rocas de esta edad que sobreyacen concordantemente al Eoceno, están constituidas por lutitas bentoníticas de color gris verdoso.

La sección litológica de esta edad, en muchos casos se encuentra incompleta dentro del área marina productora de Campeche, debido principalmente a dos mecanismos; el primero se asocia al movimiento vertical de la sal de edad Calloviano, que por el levantamiento asociado produjo la condensación y/o erosión del Oligoceno en la porción culminante de la estructura.

El segundo se relaciona a la activación de un sistema extensional a partir del Plioceno Medio, que generó una serie de fallas normales lístricas conectadas a un despegue localizado generalmente en el límite Oligoceno-Mioceno, ocasionando la ausencia ya sea de cualquiera de las series o del Oligoceno.

Los límites del Oligoceno Inferior, Medio y Superior, se determinan en la Región Marina utilizando como datum las extinciones de *Globorotalia ampliapertura*, *Globorotalia opima opima* y *Globigerina ciperensis ciperensis* respectivamente (Figura 2.9).



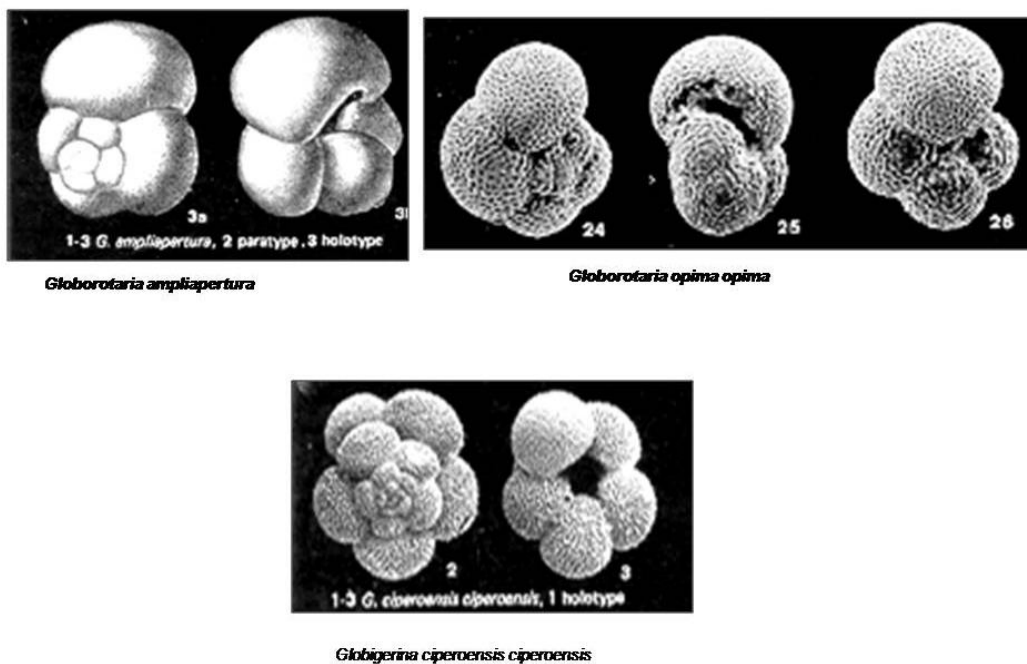


Figura 2.9. Fósiles utilizados para determinar los límites del Oligoceno Inferior, Medio y Superior (Tomado de Bolli, 1985).

En general, los ambientes de depósito en el área de estudio tienen un rango de batial inferior a batial superior con base en el conjunto faunístico siguiente: *Laticarinina pauperata*, *Pullenia bulloides*, *Melonis affinis*, *Sphaeroidina bulloides*, *Eggerella bradyi*, *Cibicoides robertsoniana* (Figura 2.10), *Usbekistania charoides*, *Planulina wuellerstorfi*. Los espesores varían de 30 a 450 m.

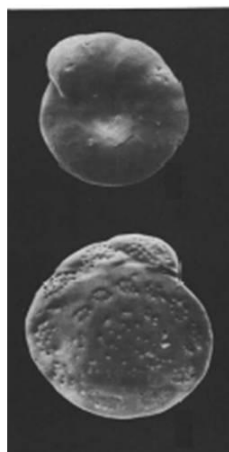


Figura 2.10. *Cibicoides robertsoniana* del Oligoceno (Tomado de Berggreen, 1986).



2.2.11 Mioceno Inferior

Estas rocas están constituidas por lutitas de color gris verdoso a gris claro en ocasiones café oscuro a gris oscuro, ligeramente arenosa y calcárea con pequeñas intercalaciones de mudstone color crema claro y areniscas de grano fino a medio. Debido al estructuramiento extensional del Neógeno, las rocas del Mioceno Inferior sobreyacen en la mayor parte de la Región Marina en forma discordante a las rocas del Oligoceno.

Por otro lado, en el área del pozo Kinil-1, existe un paquete de 520 m de espesor constituido por calizas con pequeñas intercalaciones de lutitas y limolitas, el cual fue datado con el siguiente conjunto faunístico encontrado en los núcleos 1 y 2: *Heterostegina* sp, *Amphistegina parvula*, *Helicostegina dimorpha*, *lepidocyclina acolepidina-postylosa*.

Pimienta M.A. et al (1995) realizaron una revisión de los núcleos antes mencionados, encontrando abundantes macroforaminíferos *Archaias angulatus*, *Lepidocyclina (Eulipidina) undosa*, *Amphistegina floridensis*, *Lepidocyclina canellei*, *Heterostegina antillea* (Salmeron U. P.) algas rojas *Lithotamium* sp, algas rojas *Lithotmiun*, corales y espinas de equinodermos.

Se interpreta que las calizas son de edad Mioceno Inferior, ya que se encontró el fósil índice *Catapsydrax dissimilis* (Figura 2.12) en las lutitas inmediatamente arriba y abajo de las calizas. Las lutitas del Mioceno Inferior que infrayacen a las calizas se encuentran presumiblemente en discordancia con lutitas del Oligoceno Inferior.

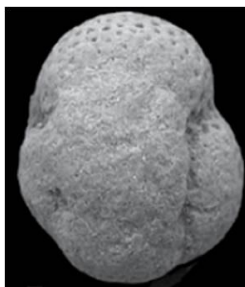


Figura 2.11. *Catapsydrax dissimilis* fósil índice para determinar el límite del Mioceno Inferior, (Tomado de Rosales-Domínguez et al, 2005).



La información paleontológica de las calizas define un ambiente nerítico interno, por lo que dicho paquete carbonatado constituye probablemente una plataforma aislada que se desarrolló sobre un alto estructural levantado por el movimiento halocinético de la sal de edad Calloviano.

También puede corresponder a un bloque alóctono (balsas tectónicas) que se desprendió de una plataforma carbonatada localizada al suroeste del área (probablemente de la caliza Macuspana), deslizándose más allá de la cuenca, ya que al parecer así lo demuestran las secuencias arcillosas infra y suprayacentes de ambientes batiales.

El límite entre Mioceno Inferior y Mioceno Medio se determina en la Región Marina utilizando como datum la extinción de *Globorotalia fohsi* s.l. (Figura 2.12) de acuerdo con Bolli (1957, 1959, 1966); sin embargo, de acuerdo a los rangos propuestos por Bolli (1985), la extinción evolutiva de *Globorotalia fohsi* s.l. representa la parte media del Mioceno Medio.

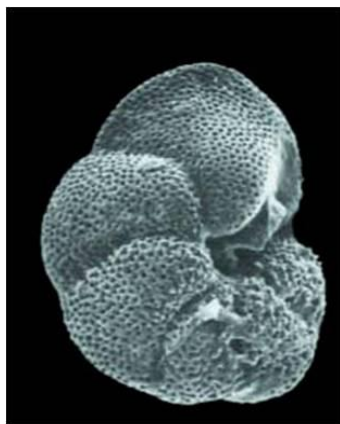


Figura 2.13. *Globorotalia fohsi* que representa la parte media del Mioceno Medio (Tomado de N. Jiménez et al, 2007).

Los ambientes de depósito durante el Mioceno inferior fueron predominantemente batiales, de acuerdo con el conjunto faunístico siguiente: *Melonis pompilioides*, *Eggerella bradyi*, *Laticarinina pauperata*, *Pullenia bulloides*, *Cyclammia cancellata*, *Planulina wuellerstorfi*, *Discorbinella cushmani*. Los espesores de las rocas de esta edad, varían en promedio de 50 a 1300 m.

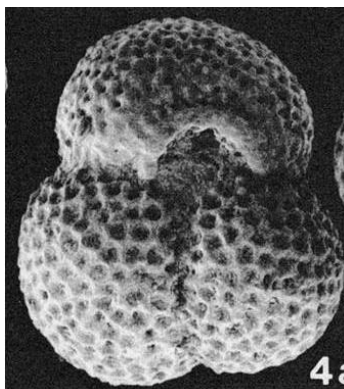


2.2.12 Mioceno Medio

Las rocas del Mioceno Medio que sobreyacen concordantemente a las rocas del Mioceno Inferior, están constituidas por lutitas de color gris verdoso y café claro, ligeramente calcáreas, con pequeñas intercalaciones de mudstone a wackestone de color crema a claro a café oscuro e intercalaciones de arenisca de grano fino a medio.

El límite Mioceno Medio-Mioceno Superior se determina en la región marina utilizando como datum la extinción de *Globigerina nepenthes* según Bolli (1957, 1959, 1966).

Para Bolli (1985) la extinción de *Globigerina nepenthes* corresponde al límite Plioceno Inferior-Plioceno Medio. Esto significa que se utiliza el criterio de Stainforth (1975) la extinción de *G. nepenthes* (Figura 2.14) corresponde a una edad de 11.5 m.a. y con el criterio de Bolli (1985) a 3.5 m.a.



Globigerina nepenthes

Figura 2.13. *Globigerina nepenthes* marca el límite del Plioceno Inferior Plioceno Medio (Tomado de Ibaraki, 1992).

Los ambientes de depósito que prevalecieron durante el Mioceno Medio variaron de batial superior a nerítico externo y fueron definidos con la siguiente fauna bentónica: *Melonis affinis*, *Siphovigerina auberiana*, *Cyclammina cancellata*, *Bolovina plicatella*, *Planulina arimiensis*, *Oridorsalis variapertura*, *Melonis pompilioides*, *Eggerella bradyi*, *Pullenia bulloides*, *Giroidinoides girardana*, *Pullenia bulloides*, *Sphaeroidina bulloides*. Los espesores varían en un rango de 200 a 1000 m.



2.2.13 Mioceno Superior

Las rocas de esta edad que se encuentran sobreyaciendo concordantemente a las rocas del Mioceno Medio, están constituidas por lutitas de color gris claro a gris verdoso, suave, plástica con, intercalaciones de areniscas cementadas con carbonato de calcio. En el área de Bolontiku existen esporádicos horizontes de arenas de cuarzo de grano muy fino con porosidades por registros de hasta 35% según Bañuelos, M. O. (1994).

El límite Mioceno Superior-Plioceno Inferior se determina en la Región Marina utilizando como datum la extinción de *Globigerinoides obliquus extremus* según Bolli (1957, 1959, 1966). Para Bolli (1985) la extinción de *G. obliquus extremus* correspondería al límite Plioceno Medio-Plioceno Superior; esto significa que con el criterio de Bolli (1957, 1959, 1966) la extinción de *G. obliquus extremus* representa una edad de 5.2 m.a. y con el criterio de Bolli (1985) 2.4 m.a.

Los ambientes de depósito de estas rocas tuvieron una distribución espacial de batiales al occidente, a neríticos hacia el oriente de los mismos pozos con la asociación faunística siguiente: *Gyroidinoides girardana*, *Gyroidinoides soldanii*, *Cyclammia cancellata*; *Pullenia bulloides* (Figura 2.14), *Melonis pompilioides*, *Eggerella bradyi*, *Laticarinina pauperata*, *Bolivina floridana*, *Hoeglundina elegans*, *Bolivina plicatella*, *Siphoubigerina auberiana*, *Gyroidinoides altiformis*, *Planulina arimiensis*. Los espesores varían en un rango de 500 a 2000 m Pimienta, M.A. et al, (1995).



Pullenia bulloides

Figura 2.14. *Pullenia billoides* indicador del nerítico del Mioceno Superior (Tomado de Colombié, 2002).



2.2.14 Plioceno - Holoceno

Las rocas de esta edad sobreyacen concordantemente a las rocas del Mioceno Superior, están constituidas por lutitas de color gris claro a gris verdoso, suave a plástica, arenosas, con intercalaciones de arenisca de color gris claro de tamaño medio a grueso cementadas con carbonato de calcio.

En la fosa de Comalcalco, existen cuerpos de arenas de cuarzo de grano fino intercaladas dentro de las secuencias arcillosas.

De acuerdo con los criterios de Bolli (1985) las rocas datadas como Plioceno Inferior- Pleistoceno corresponderían al Plioceno Superior-Pleistoceno.

Si consideramos el criterio de Bolli (1985) los espesores del Mioceno se reducen considerablemente y los de Plioceno-Holoceno se hacen más potentes. Además se observa que el mayor relleno de las Fosas de Comalcalco y Macuspana ocurrió en el Plioceno Medio-Holoceno.

Los ambientes de depósito para el Plioceno-Holoceno son de nerítico externo en el área norte de la Sonda de Campeche; nerítico medio hacia el "SE" y de ambientes de nerítico interno con base en los conjuntos faunísticos siguientes: *Oridorsalis variapertura*, *Planulina arimiensis*, *Bolivina plicatella*, *Siphouvigerina auberiana*, *Bolivina floridana*; *Bulimina marginata*, *Cancris sagra*, *Astacolus vaughani*, *Brizalina subaenariensis*, *Cassidulina laevigata*; *Eponides antillarum*, *Florilus scaphus*, *Ammonia beccari*, *Hanzawaia concentrica*, *Amphistegina lessoni*, *Textularia majori*. Los espesores varían en rango de 1000 a 3700 m, en la Fosa de Comalcalco Pimienta, M.A. et al, (1995).

2.3. Geología Estructural

La porción sur de México está conformado por un empalme de terrenos tectonoestratigráficos con evoluciones y estilos de deformación distintos. La correlación de dichos terrenos hacia el norte y sur de América durante el Paleozoico ha sido objeto de varios estudios. Uno de los puntos fundamentales que surge a partir de dichos estudios es el reconocimiento de las posiciones de dichos bloques con respecto a Gondwana durante





el Paleozoico y la migración de los mismos hacia su posición actual, una de las contribuciones más importantes, fue la establecida por Ortega-Gutiérrez et al. (2007), donde fueron reconocidos y delimitados tres dominios principales entre la región sur de México y Centroamérica: Bloque Maya, Bloque de Chortis y un conjunto de terrenos limitados por fallas (Pompa-Mera, 2009).

Por estas características es posible que en el subsuelo de la Sonda de Campeche se tengan debajo de la sal jurásica secuencias Triásicas y/o Paleozoicas. Las rocas Paleozoicas del sur de Oaxaquia fueron deformadas mediante plegamiento, y sistemas de fallas normales y laterales, también fallas inversas de bajo ángulo (Centeno-García et al., 1997).

La acción de la placa del Caribe con la de Norteamérica, generaron en el Oligoceno esfuerzos transpresivos que plegaron la secuencia sedimentaria en forma de anticlinales alargados orientados NW-SE en la región marina, dando lugar al denominado evento chiapaneco (Sánchez Montes de Oca, 1975).

Como resultado de este evento, la sal plegada se inyectó a niveles superiores donde formó domos, diapiros, conpys, diques, etc., con la expulsión se formaron cuencas de evacuación de sal. Algo muy parecido sucedió con los domos arcillosos que en forma disármonica se observan en la columna terciaria, ya que debido a su alto límite elástico y a la abundante presencia de agua se deformaron e inyectaron en niveles superiores formando estructuras similares a las de la sal.

Como culminación de este ciclo tectónico, durante el Mioceno-Plioceno ocurrieron esfuerzos que originaron extensión, que dieron lugar a un sistema de fallas normales lístricas que delimitan la continuidad hacia el mar de las cuencas de Macuspana y Comalcalco y que influyeron en el diapirismo en la Cuenca Salina del Istmo y la evacuación de sal. Esto generó una topografía muy irregular que condicionó los flujos turbidíticos de las arenas postmiocenas que constituyen los yacimientos del Terciario tardío.

Dicha topografía dio lugar a la clasificación de la Sonda de Campeche en las siguientes seis provincias morfoestructurales (Figura 2.15):



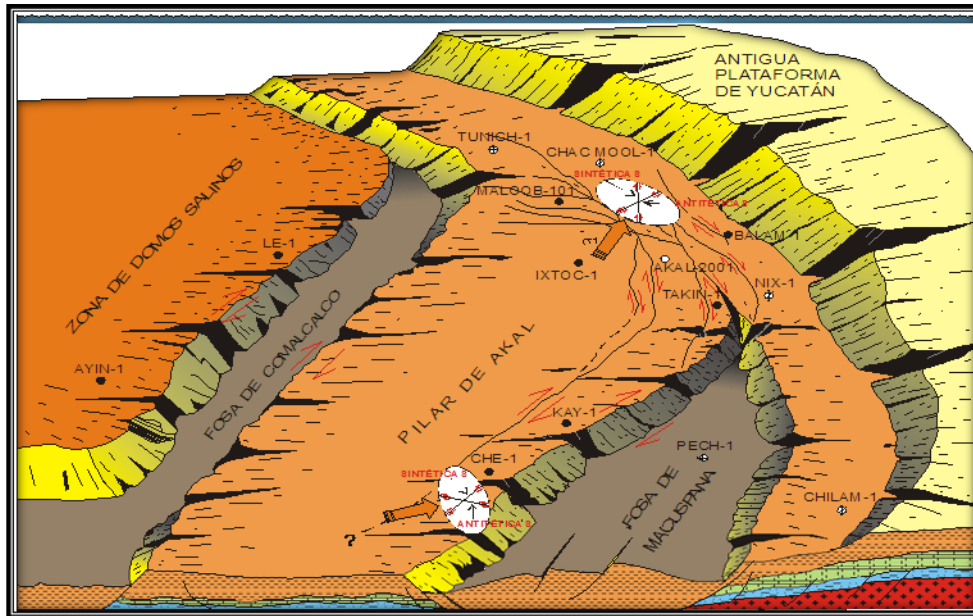


Figura 2.15 Esquema que ilustra las provincias morfoestructurales en que se divide la Sonda de Campeche (Ángeles-Aquino 1982).

Provincias Morfoestructurales	Localización	Composición
Antigua Plataforma de Yucatán	Porción oriental de la Sonda de Campeche.	Carbonatos de plataforma.
Zona de Talud	Es la zona de transición entre la cuenca y la antigua plataforma de Yucatán	Brechas de Talud
Fosa de Macuspana	Es la prolongación de la cuenca de Macuspana al mar.	Sal y rellenos del Terciario Tardío
Pilar de Akal	Porción central de la Sonda de Campeche.	Brechas Carbonatadas principal productora de hidrocarburos
Fosa de Comalcalco	Es la prolongación de la Cuenca de Comalcalco hacia el mar	Terrígenos del Terciario Tardío.
Zona de Domos	Porción occidental de la Sonda de Campeche	Domos e intrusiones salinas.

Figura 2.16 Tabla que ilustra las provincias morfoestructurales localización y Composición (Ángeles-Aquino 1982).





2.4. Tectónica

Las secuencias sedimentarias de la Formación Tiñú fueron depositadas en un ambiente de plataforma externa y tectónicamente sobreyacen las rocas de la Formación Santiago de edad Missisípico (Pantoja-Alor, 1970; Centeno-García et al., 1997).

Las rocas del Paleozoico Medio del norte de Oaxaquia tradicionalmente han sido consideradas como continuación del Cinturón Orogénico Ouachita de Texas y áreas adyacentes (Flawn et al., 1961). Sin embargo, las Formaciones Cañón de Caballeros y la Formación la Yerba contienen fauna de la región Rhenish-Bohemian del Viejo Mundo (Boucot, 1975; Boucot et al., 1997). La fauna de la Formación la Yerba tiene más similitudes con la fauna de los Andes de Mérida en Venezuela (Boucot et al., 1997). Carrillo-Bravo (1965) interpreta que las unidades de la Formación Vicente Guerrero de edad Missisípico temprano, son de tipo “flysch” de origen orogénico.

La Formación Santiago fue depositada en un ambiente marino poco profundo y descansa tectónicamente sobre la Formación Tiñú de edad Tremadociano. La Formación Ixtaltepec se intrusióna sills riolíticos y andesíticos.

La Formación Matzitzi originalmente fue descrita como una unidad clástica continental del Pensilvánico que descansa discordantemente en el complejo Oaxaqueño de edad Precámbrico (Silva-Pineda, 1970), mapeos recientes en el área muestran que la Formación Matzitzi descansa discordantemente en el complejo de Acatlán (Terreno Mixteco), y contiene por lo menos un horizonte delgado de ignimbrita (Centeno-García et al., 1997).

La Formación Santa Rosa es cubierta discordantemente por lutitas, calizas y areniscas de la Formación Grupera (Malpica, 1977)

La historia tectónica en la Sonda de Campeche, dentro de un contexto regional, está asociada en su origen a los eventos tectónicos de la apertura del Golfo de México ocurridos según Pindell (1985) del Triásico Tardío al Berriasiano, mientras que Ross y Scotese (1988) y Sawyer et al. (1991) coinciden que sucedieron en tiempos del Triásico Tardío al Jurásico Tardío.





Posteriormente la cuenca estuvo sujeta a procesos de enfriamiento cortical, cambios relativos del nivel del mar y movimientos halocinéticos locales de sal durante el Cretácico; al finalizar este período, se presenta un cambio en el régimen de sedimentación debido al episodio laramídico; mientras que para el Neógeno Temprano un episodio tectónico compresivo ocurrido en el sureste de México (Sierra de Chiapas), produjo las principales estructuras que formó las trampas que contienen hidrocarburos en la Sonda de Campeche, las cuales han sido influenciadas por el movimiento de las evaporitas del Jurásico.

Finalmente, la configuración tectónica de la cuenca termina con la instalación de un sistema extensional por gravedad y subsidencia por evacuación de sal, que se activó a partir de Mioceno Superior formando la Fosa de Macuspana y la Fosa de Comalcalco en el Plioceno-Holoceno.

Apertura del Golfo de México (Triásico Tardío-Jurásico Tardío): De acuerdo a los modelos del origen del Golfo de México (Pindell, 1985; Ross y Scotesse, 1988; y Sawyer et al., 1991) la apertura de la cuenca del Golfo de México se llevo á cabo en las siguientes etapas: Una fase de “rifting” temprana del Triásico Tardío-Jurásico Temprano.

La propagación de la apertura del Atlántico Central hacia la futura localización del Golfo de México, produjo por extensión intracontinental grandes y pequeños medios “grabens” limitados por fallas normales lístricas (Figura 2.17), que fueron rellenados por sedimentos no marinos (lechos rojos) y volcánicos.

Una fase de “rifting” con adelgazamiento cortical en el Jurásico Medio produjo una amplia área de corteza transicional. Sawyer et al. (1991) con información sísmica de reflexión y refracción, gravimetría, magnetometría y técnicas de subsidencia definieron que hacia la periferia de la cuenca, la corteza continental solo tuvo un adelgazamiento moderado, la cual denominaron corteza transicional gruesa, mientras que en el centro de la cuenca, el adelgazamiento litosférico y la subsidencia tectónica formó un área de corteza transicional delgada.

Las invasiones periódicas de agua marina procedentes del Pacífico (Salvador, 1987; Gutiérrez, 1993) sujetas a altos rangos de evaporación y precipitación compensada





por la subsidencia de la cuenca, permitieron el depósito de un grueso espesor de sal sobre la corteza transicional delgada sobre rocas sedimentarias marinas de probable edad Paleozoica.

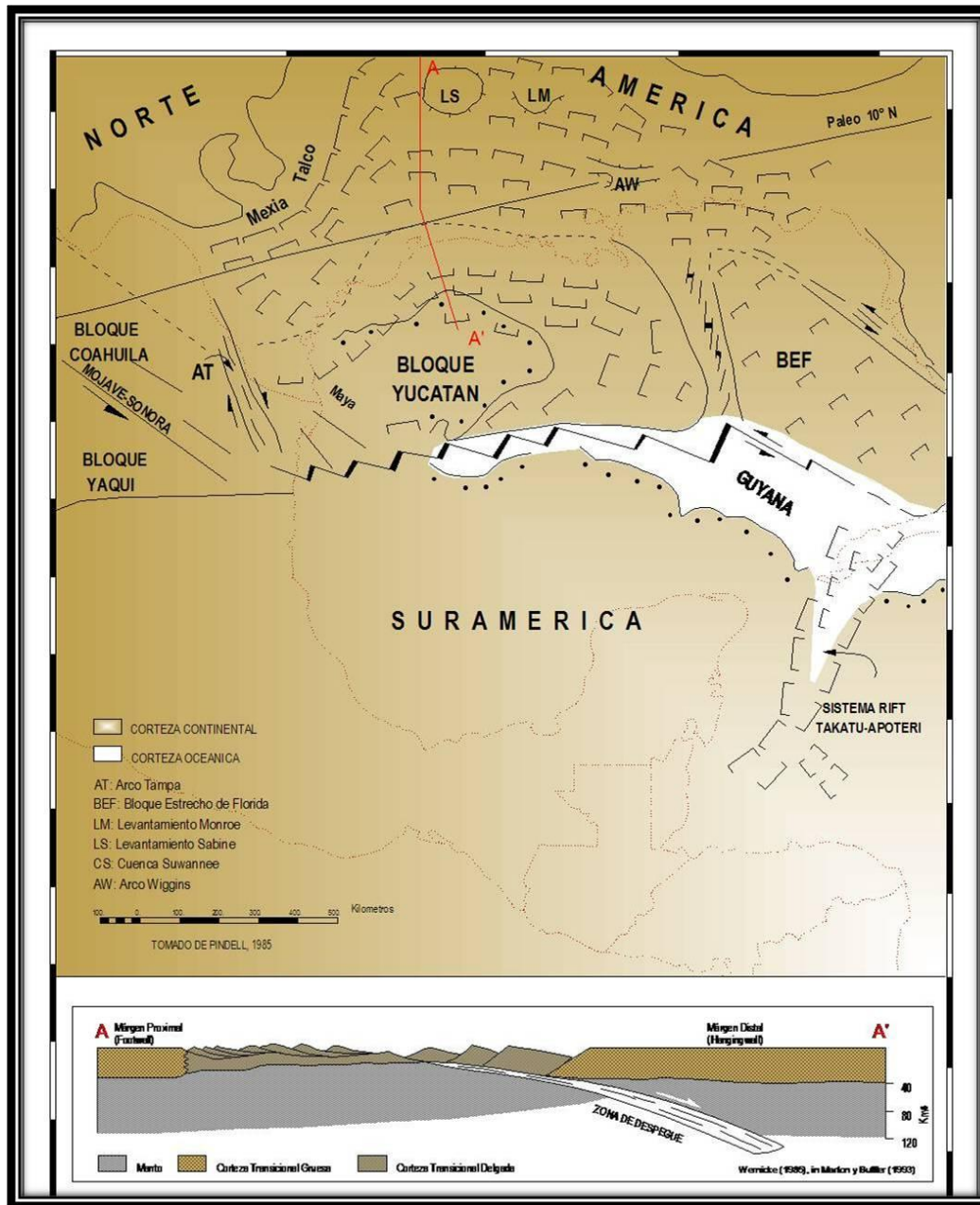


Figura 2.17 Reconstrucción Tectónica del Golfo de México para el Jurásico Temprano (Tomado de Pimienta y Robles 1995).





De acuerdo a lo anterior y como lo infiere Chevron Overseas Petroleum, Inc. (1993), los depósitos gruesos de sal en la Sonda de Campeche están sobre una corteza transicional delgada. Por otra parte, la reconstrucción tectónica de la separación de la cuenca salina del Golfo de México, sugiere que a principios del Oxfordiano, el bloque Yucatán inicia su movimiento rotacional hacia el sureste a través de una falla de desplazamiento lateral derecha definida por Pindell (op. cit.) como Tamaulipas-Faja de oro-Chiapas (Figura 2.18).

En tanto que al oeste del golfo, fragmentos continentales tienen movimiento al sureste por fallas laterales izquierdas, la más importante de ellas es la megacizalla Mojave-Sonora que tuvo un desplazamiento aproximado de 100 km (Pindell, 1985).

Un período de formación de corteza oceánica (por expansión de una dorsal), durante el Jurásico Tardío. La instalación de una dorsal en la porción central del Golfo de México, separó la cuenca salina.

La sal Luoann y la sal del Istmo-Sonda de Campeche. Esta última tuvo un comportamiento de una margen pasiva que estuvo sujeta a transgresiones marinas con cortos períodos regresivos, que permitió el depósito de un grueso espesor de evaporitas, terrígenos y rocas carbonatadas sobre rampas en tiempos del Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano principalmente.

De acuerdo con Salvador (1987) en Ross y Scotese (1988), al parecer el Golfo de México en el Jurásico Tardío continuó aislado del Océano Atlántico, y sólo mantenía una rampa en tiempos del Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano principalmente.

Según Salvador (1987) en Ross y Scotese (1988), al parecer el Golfo de México en el Jurásico Tardío continuó aislado del Océano Atlántico, y sólo mantenía una conexión intermitente con el Pacífico a través del suroeste de Yucatán, en tanto que Pindell (1985), considera que la mayor entrada de agua marina al Golfo de México durante este tiempo, se produjo entre Florida y Yucatán.



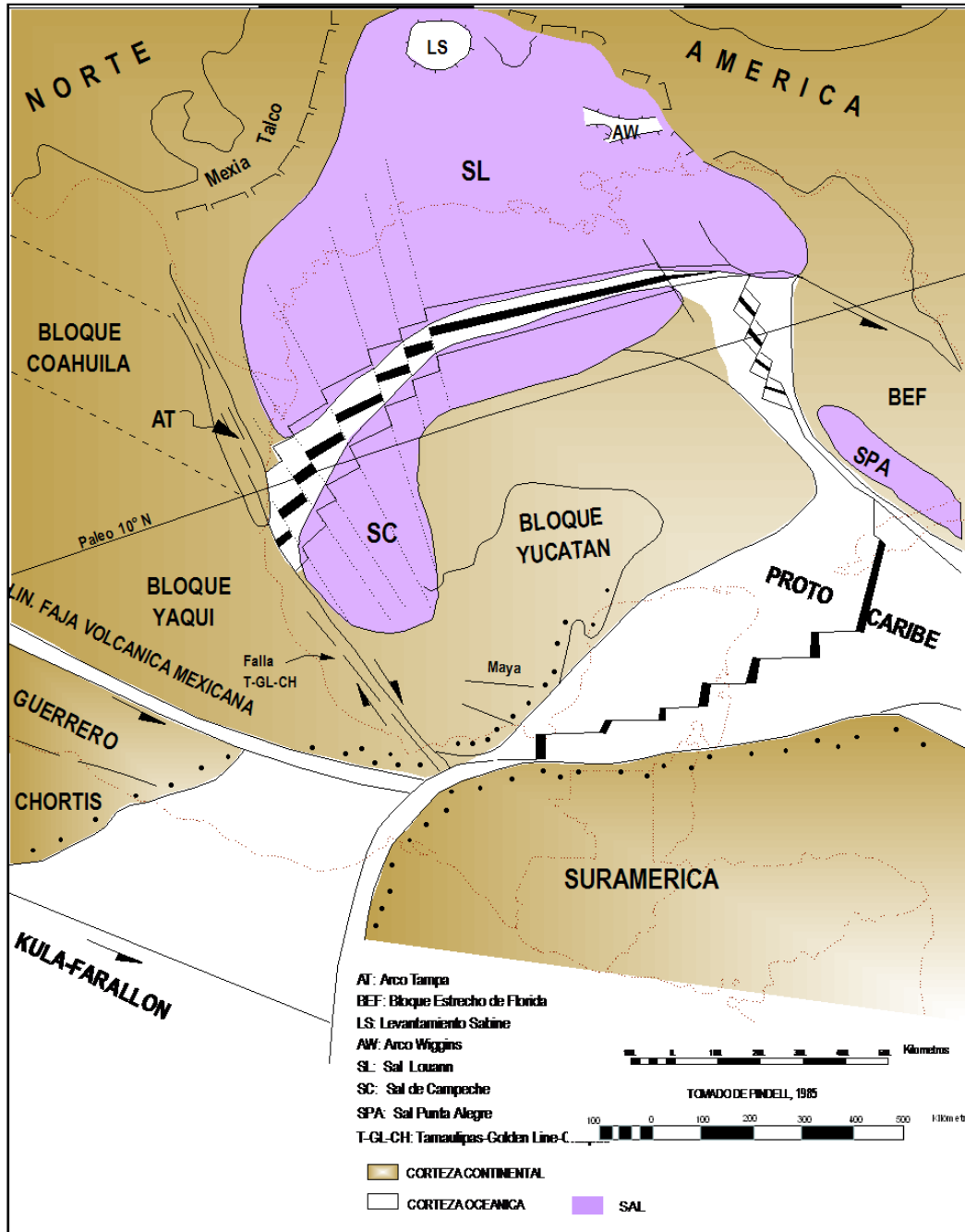


Figura 2.18 Reconstrucción Tectónica del Golfo de México para el Jurásico Superior Oxfordiano (Tomado de Pimienta y Robles 1995).

No obstante, cualquiera que haya sido la procedencia de entrada de agua marina que invadió completamente el Golfo de México, se ha establecido que en la Sonda de Campeche para el Tithoniano (Figura 2.19), se presentó una elevación del nivel del mar





que modificó las condiciones ambientales de rampa clástico-carbonatada a condiciones de mar abierto.

De acuerdo con Demaison y Moore (1980) probablemente adquirió las condiciones anóxicas (capas de oxígeno mínimo) como resultado de la demanda bioquímica de oxígeno propiciada por la alta productividad de la biota en la zona eufótica o de mezcla, y por debajo de ésta, la falta de circulación de agua en la zona profunda restringe el suministro de oxígeno, lo cual favoreció la preservación de la materia orgánica muerta; estos cambios son mejor desarrollados en tiempos de mayores calentamientos y transgresiones globales.

Contemporáneamente al evento anterior, en el área noreste de la Sonda de Campeche, se desarrolló un sistema de fallas normales lístricas que resbalan sobre promotorios de sal durante el Tithoniano-Cretácico Inferior; Este patrón de fallas normales, rotaron 20° aproximadamente las secuencias del Oxfordiano-Kimmeridgiano y produjeron el crecimiento de las facies del Tithoniano y Cretácico Temprano en el “hanginwall” o bloque de piso.

Este sistema extensional está asociado principalmente a la carga litostática y al deslizamiento lateral por gravedad de la sal en respuesta a la subsidencia termal en el centro de la cuenca, constituyendo probablemente los últimos efectos del mecanismo de la apertura del Golfo de México.

Una fase de subsidencia: al terminar la expansión del piso oceánico del Golfo de México el bloque Yucatán alcanzó su posición actual, la corteza transicional durante el Cretácico, estuvo sujeta a efectos de enfriamiento cortical, siendo los rangos de subsidencia mayor en la corteza oceánica, menor en la transicional delgada y mínimo en la corteza transicional gruesa (Sawyer et al., 1991).

Estos mismos autores, mencionan que la diferencia entre los rangos de subsidencia de los tipos de corteza, combinada con la gran transgresión marina del Cretácico proveniente del Atlántico Central que cubrió casi todo México, permitió el establecimiento de amplias plataformas carbonatadas con bordes pronunciados en las





zonas de charnelas tectónicas o de máxima pendiente entre las cortezas transicional delgada y la gruesa.

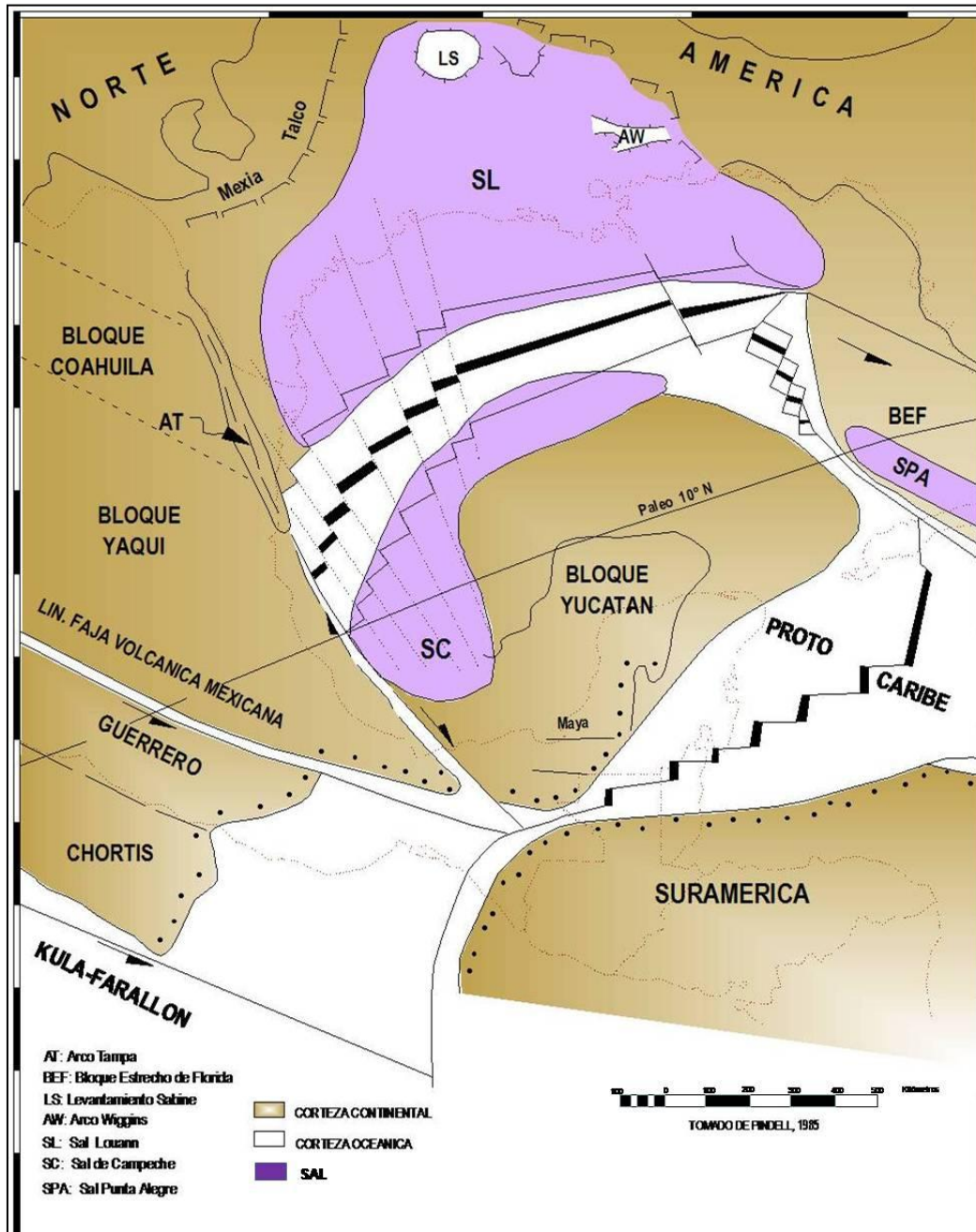


Figura 2.19 Reconstrucción Tectónica del Golfo de México para el Jurásico Superior Tithoniano (Tomado de Pimienta y Robles 1995).





En la Sonda de Campeche, la transgresión marina del Cretácico Temprano junto con la subsidencia diferencial de las cortezas, propició el depósito de rocas carbonatadas de aguas profundas, mientras que en la Península de Yucatán,

Para el Jurásico Tardío era un bloque de basamento emergido, se estableció una gran planicie evaporítica-carbonatada que mantuvo un equilibrio uniforme entre la tasa de sedimentación y el rango de subsidencia (Moreno, 1988).

Para el Albiano, Cenomaniano –Cretácico Tardío (Figura 2.20), además de las condiciones de subsidencia continua, la Región Marina de Campeche experimentó movimientos verticales de sal que condensó parte de la sección litoestratigráfica, principalmente en zonas de domos y diapiros.

En tanto que el borde de la plataforma de Yucatán, tuvo un comportamiento más bien agradacional con un relieve topográfico pronunciado (Winker y Buffler, 1988), que combinado probablemente con una caída del nivel del mar produjo el depósito de escombros y flujos turbidíticos en el talud continental (brechas terciario paleoceno-cretácico superior) de la Sonda de Campeche.

Influencia de los eventos tectónicos ocurridos durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano en el Sur-Occidente de México, sobre la margen pasiva de la Sonda de Campeche: durante el Cretácico, el Golfo de México entró en “estabilidad” tectónica, no así la margen occidental de México.

Al finalizar el Cretácico Tardío, la acreción de arcos volcánicos submarinos produjo la Orogenia Larámide que provocó un cambio en la sedimentación en el oriente de México (Coney, 1983), este evento tectónico alcanzó el área marina de Campeche modificando el régimen de sedimentación carbonatada a uno de tipo terrígeno principalmente.

El arco de las Grandes Antillas que según Coney (op. cit.) correspondía al cinturón de arcos que se formaron en el occidente de México.



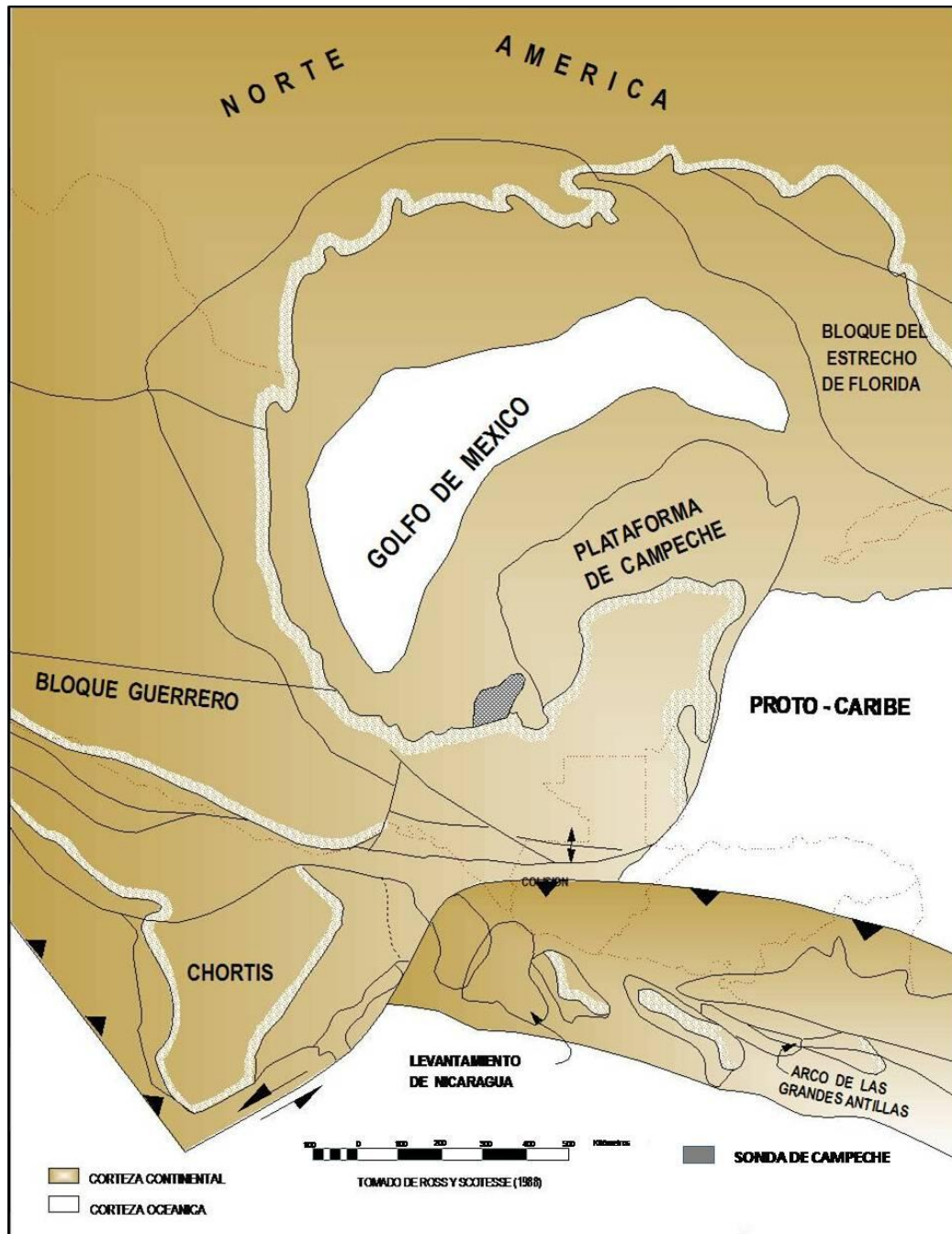


Figura 2 .20 Reconstrucción Tectónica del Golfo de México para el Cretácico Superior Campaniano (Tomado de Pimienta y Robles 1995).

En su movimiento al noreste debido a la compresión de la Placa Farallón, entró al Proto-Caribe colisionando su porción más occidental con el borde sur del bloque Yucatán



en el Campaniano .y después mediante una falla de desplazamiento lateral izquierda en el límite oriental de la península (Figura 2.21), por lo que terminó chocando con el gran Banco de Bahamas en el Paleoceno Tardío (Ross y Scotese, 1988).

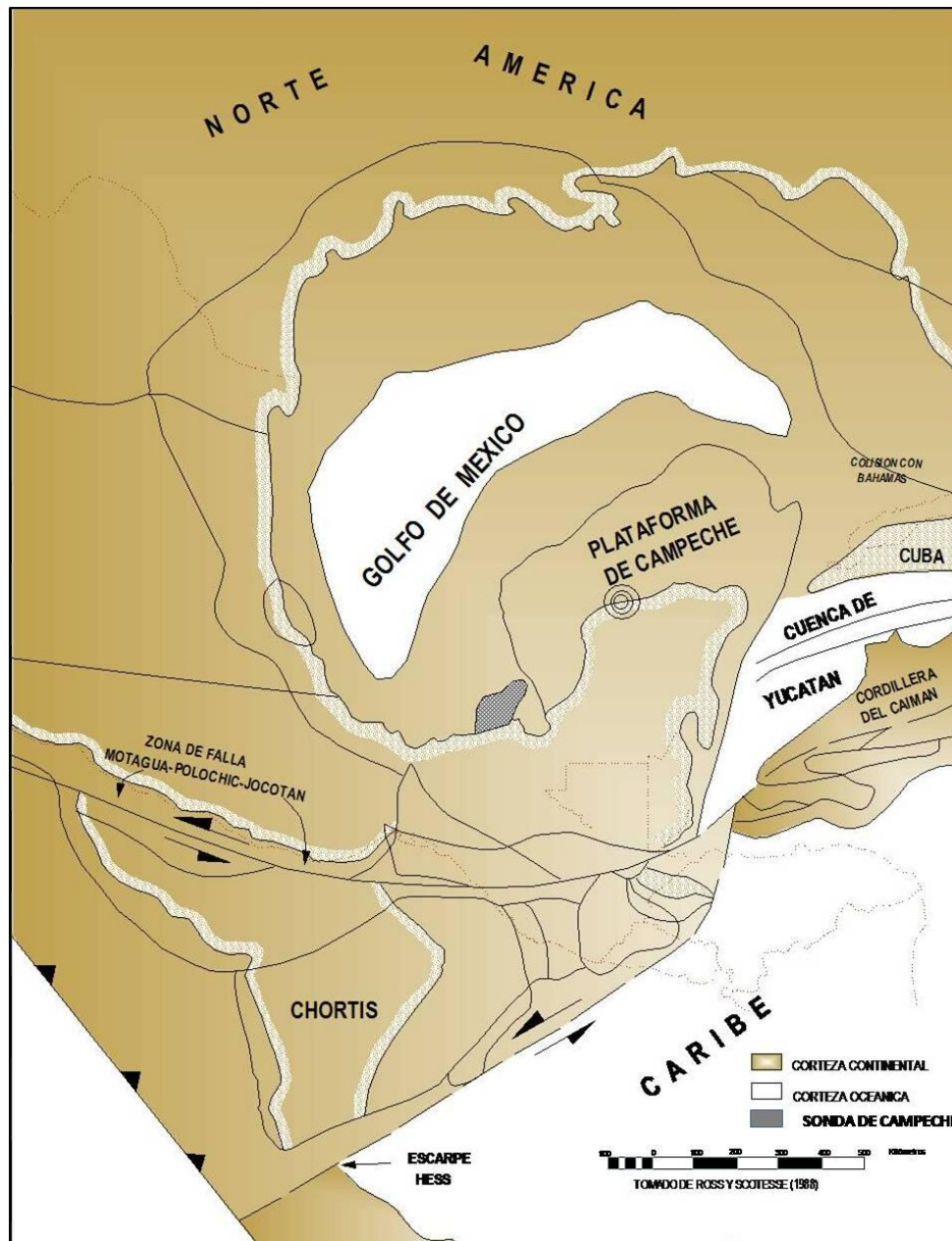


Figura 2.21 Reconstrucción Tectónica del Golfo de México para el Paleoceno Superior (Tomado de Pimienta y Robles, 1995).



Es probable que el magmatismo que produjo el Arco de las Grandes Antillas, aportó gran cantidad de material bentonítico a la secuencia del Paleógeno en la Sonda de Campeche. Durante el Terciario Temprano, la cuenca del Golfo de México debió experimentar una mayor subsidencia tectónica como respuesta isostática a los levantamientos ocurridos en el occidente de México, produciendo con ello mayor profundización de los ambientes de depósito en la Sonda de Campeche.

Por otro lado, se han atravesado con los pozos petroleros cuerpos alóctonos de sal en el límite Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano, que según Basurto (1992) en Ángeles et al. (1994), existen claras evidencias en perfiles sísmicos de que el movimiento de esta sal se inició en el Oligoceno y se detuvo a principios del Mioceno Temprano. Esta fase diapírica y posdiapírica produjo localmente la condensación o ausencia por erosión del registro sedimentológico para tiempos del Oligoceno Medio-Tardío principalmente en la Sonda de Campeche.

Evento Compresivo del Mioceno Medio: Como lo mencionan Ross y Scotese (1988), el bloque Chortis que se encontraba en el sur de México durante el Paleoceno Tardío; comenzó su movimiento hacia el oriente con la formación del sistema de fallas Polochic-Motagua-Jocotán de desplazamiento lateral izquierdo en el borde sur del bloque Yucatán a partir del Eoceno. El movimiento transpresivo del bloque Chortis asociado a la compresión en la parte NE de la placa Farallón. En el Mioceno produce el desplazamiento del Macizo de Chiapas hacia el noreste (Figura 2.22) formando un cinturón plegado y cabalgado (Sierra de Chiapas).

La presencia de un “despegue” en las evaporitas del Jurásico (sal y anhidrita) se manifestó hasta el área marina de Campeche, formando el alto estructural Reforma-Akal. En los perfiles sísmicos existen claras evidencias que la edad de este evento de deformación en la Sonda de Campeche, se sitúa en el Mioceno Medio principalmente.

Sistema Extensional del Plioceno Medio-Holoceno: al constituirse la Sierra de Chiapas como un elemento positivo, marcó el inicio de los grandes rangos de aporte de sedimentación terrígena a las cuencas del sureste de México (cuencas “antepaís”). La Sonda de Campeche que presentaba un relieve submarino de altos estructurales con pendientes suaves en sus lados, comenzó a recibir una alta tasa de sedimentación dando





una gruesa columna que por gravedad y subsidencia condicionaron la evacuación de sal, al mismo tiempo se activaron fallas normales lítricas de crecimiento que transfirieron su extensión a profundidad a un “despegue” en el límite Oligoceno - Mioceno.

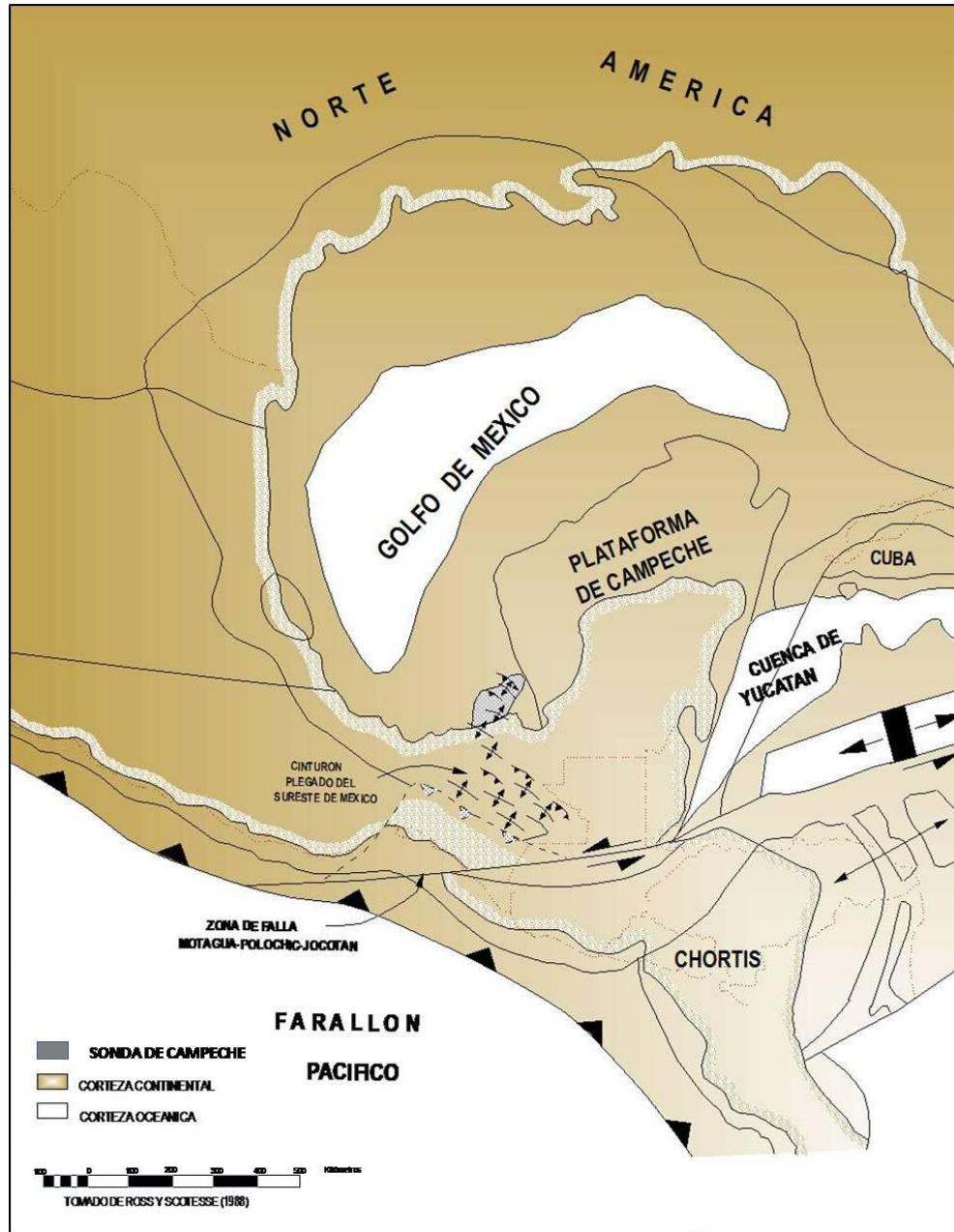


Figura 2.22 Reconstrucción Tectónica del Golfo de México para el Mioceno Superior (Tomado de Pimienta y Robles, 1995).

Debido a que la tasa de sedimentación rebasó el rango de la subsidencia, estas fallas se formaron en un sentido hacia el centro de la cuenca migrando en espacio y





tiempo. Por esta razón y por el control que ejercieron el borde de la plataforma cretácica y los altos estructurales, así como la subsidencia por evacuación de sal, se formaron las cuencas Macuspana y Comalcalco en el Plioceno Medio-Superior y Plioceno Superior-Holoceno (Figura 2.23).

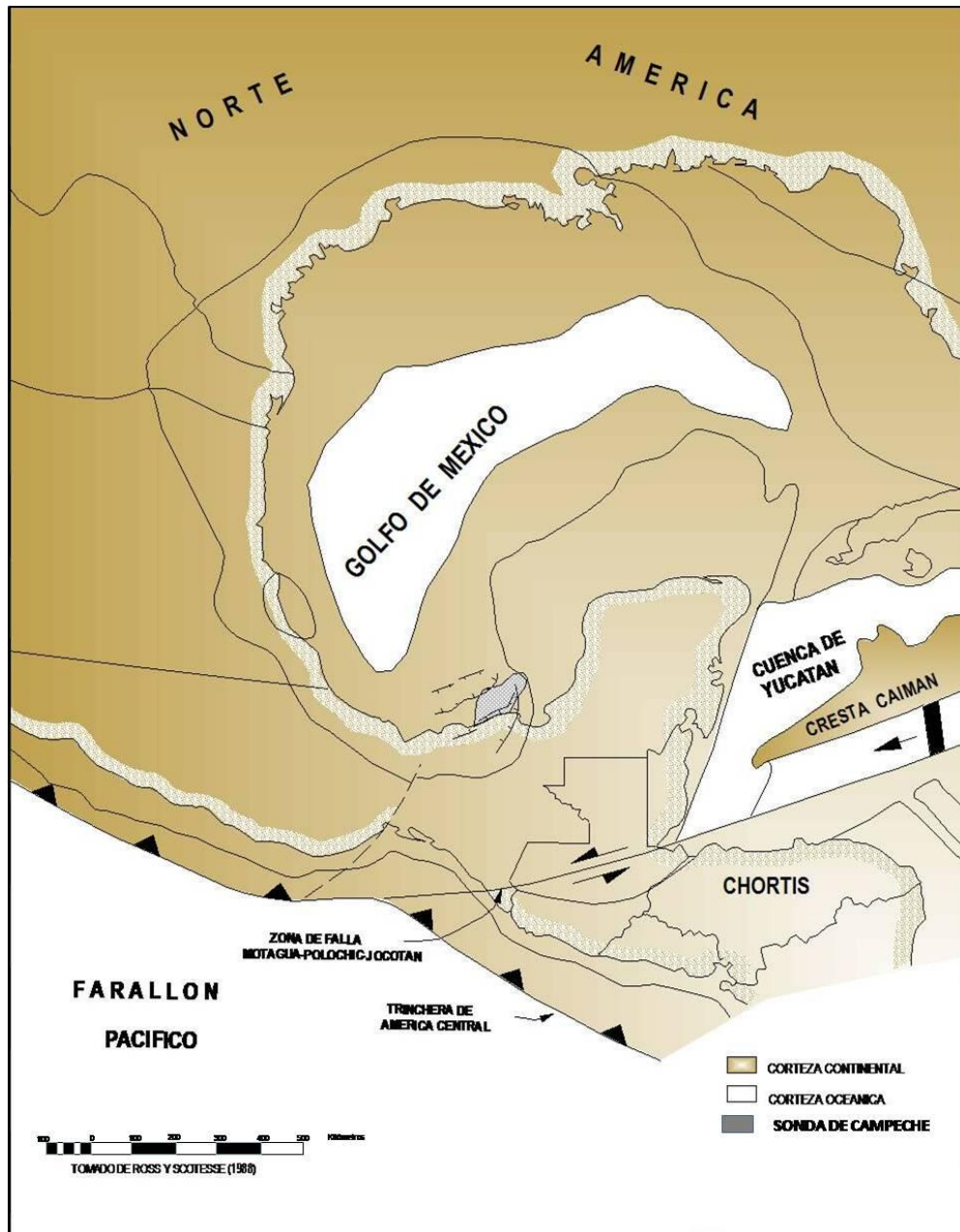


Figura 2.23 Configuración Tectónica del Golfo de México actual (Tomado de Pimienta y Robles, 1995).





2.5. Evolución Geológica

La evolución tectónica-sedimentaria de la porción estudiada, se discutirá a partir del Paleozoico Tardío dando énfasis a la evolución a partir del Calloviano, tiempo en el que se infiere el depósito de espesores considerables de sal y que constituye la base de la secuencia sedimentaria en la provincia productora marina de Campeche.

2.5.1. Paleozoico

Las rocas sedimentarias de edad Proterozoico tardío al Cámbrico solo se encuentran expuestas estrictamente al noroeste de México, en el terreno Chihuahua y en el terreno Caborca (Sánchez-Zavala et al., 1991).

Las exposiciones de rocas sedimentarias del Cámbrico-Ordovícico son raras en México. Se tienen algunos afloramientos de rocas del Ordovícico al Silúrico en el noroeste de México (Terreno Caborca), sedimentos del Cámbrico tardío al Ordovícico tardío en la margen del cratón Norteamericano (Terreno Chihuahua) y pequeños afloramientos de rocas del Tramadociano en la parte sur de México (sur de Oaxaquia) (Sánchez-Zavala et al., 1991).

La evolución geológica de México del Silúrico al Devónico es compleja. Las rocas sedimentarias del Silúrico-Devónico se encuentran expuestas en Chihuahua, Caborca, terreno Cortez y norte de Oaxaquia.

Las rocas del Carbonífero al Pérmico son las más abundantes de toda la secuencia Paleozoica de México. Sin embargo están expuestas de manera aislada en cada terreno y solo algunas sobreyacen contactos tectónicos mayores.

La primera etapa tectónica-sedimentaria, no reconocida en la porción estudiada, es la de rompimiento ("rift") ocurrida presumiblemente del Triásico Tardío al Jurásico Medio y es cuando ocurre la atenuación y estrechamiento de la corteza continental.





2.5.2. Jurásico Medio

Calloviano (157-152 M.a)

Se deposita sal sobre la corteza transicional delgada, en un mar epicontinental de extensión considerable. La extensión de este mar y la ausencia de rocas terrígenas gruesas y de volcánicos, refleja un período de estabilidad tectónica que coincide con la fase final de la etapa de rompimiento “rifting stage” en el Golfo de México. Continúa el movimiento de deriva del bloque Yucatán hacia el sureste a través de una “megacizalla”. Se infiere que las condiciones climatológicas propiciaron alta evaporación que aunadas a la cercanía relativa de un punto caliente (“hot spot”), crearon las condiciones idóneas para generar una cuenca evaporítica de grandes dimensiones en donde se acumularon espesores de más de 1000 m de sal en un intervalo de tiempo de 5 Ma. La velocidad de sedimentación calculada con un espesor de 1500 m es de 30 cm cada mil años.

Oxfordiano (152-145 M.a)

Se inició la etapa de deriva (“drifting stage”) en el Golfo de México (Winker y Buffler, 1988). Con este movimiento, comienza la separación de la cuenca salina (Sal Louan al norte y Sal de Campeche al sur), con lo que principia la generación de corteza oceánica en el centro del Golfo de México, y continúa el movimiento de deriva del bloque Yucatán.

El Oxfordiano “Inferior” (152-148.5 M.a), está constituido por rocas terrígenas del tipo arenisca, y ocasionalmente conglomerado con rocas evaporíticas, principalmente yeso y anhidrita, que indican que durante éste tiempo existieron condiciones que propiciaron la erosión por corrientes eólicas y fluviales de bloques emergidos en un clima árido a semiárido. Estas condiciones generaron diversos subambientes dentro de un ambiente transicional (playa) como son: zona (cordones) de dunas litorales, supramarea, intermarea (planicie de mareas), y submarea. La velocidad de sedimentación fue de aproximadamente 5.7 cm cada mil años, con un espesor de 200 m.

El Oxfordiano “Superior” (148.5-145 M.a), lo constituyen lutita y mudstone con protoglobigerínidos y amonítidos, lo que denota una invasión marina durante este tiempo





generando ambientes de plataforma terrígena con influencia carbonatada. Se considera una velocidad de sedimentación aproximada de 4.5 cm cada mil años con un espesor de 160 m.

Kimmeridgiano (145-140 M.a)

Continúa la apertura del Golfo de México generando corteza oceánica, asimismo, la sal se sigue separando y el bloque Yucatán prácticamente alcanza su posición actual, aunque Pindell (1985), propone que su movimiento cesó a principios del Cretácico Temprano.

El comportamiento de las facies sedimentarias, tanto en sentido horizontal como vertical, sugiere una transición desde condiciones de depósito netamente terrígenas en la base hasta carbonatadas en la cima. Estas constantes variaciones en el comportamiento sedimentológico bien pudieran estar asociadas a tres factores importantes: (1) fluctuaciones del nivel del mar; (2) inicio del movimiento de la sal buscando el equilibrio de densidades; y (3) la carga del relleno sedimentario propiciando esfuerzos tensionales. Como efecto de estos factores, se formaron desde bancos oolíticos potencialmente almacenadores hasta depresiones dentro de la plataforma con depósitos de baja energía.

En este lapso de tiempo se desarrolló una variedad considerable de organismos como son: diferentes especies de algas, foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas, crustáceos (por la abundancia de pellets), y seguramente animales nadadores, los que pudieron haber propiciado el inicio de condiciones anóxicas (desarrolladas totalmente en el Tithoniano) porque su demanda de oxígeno sobrepasaba al suministro. La velocidad de depósito fue variable, desde 9.7 a 20 cm por cada mil años, calculada con espesores de 485 y 1000 m respectivamente.

Tithoniano (140-133.7 M.a)

Se continúa desplazando el bloque Yucatán al sureste muy cercano a su posición actual. Durante este período, las condiciones de sedimentación se desarrollaron en ambientes anóxicos sobre una topografía relativamente irregular que facilitaron el





depósito y preservación de cantidades suficientes de materia orgánica capaz de generar hidrocarburos comercialmente explotables.

Según Demaison y Moore (1980), en el pasado geológico existieron cuatro ambientes anóxicos propicios para depositar sedimentos ricos en materia orgánica:

1) *Grandes lagos anóxicos:* son aquellos que no han estado sujetos a cambios estacionales drásticos, desarrollan una estratificación permanente del agua, promoviendo el desarrollo de fondos marinos anóxicos.

2) *Cuencas anóxicas cerradas (o con umbral):* dentro de estas, solo aquellas con un balance de agua positivo (mayor densidad y salinidad en el fondo que en aguas superficiales), desarrollan condiciones anóxicas.

3) *Capas anóxicas causadas por surgencias:* se desarrollan solo cuando el suministro ó abastecimiento de oxígeno en aguas profundas no puede igualar la demanda debida a la alta productividad biológica superficial.

4) *Capas anóxicas en océanos abiertos:* estas capas anóxicas se desarrollan en las zonas de oxígeno mínimo (menos de 0.5 ml de O₂/l). Se originan debido a una demanda bioquímica de oxígeno en donde juegan un importante papel los patrones de circulación profunda, que gobiernan su distribución y posición. De acuerdo con Stommel (1958), el efecto de la fuerza de coriolis es importante para explicar su distribución latitudinal desigual, pero con tendencia a estancarse hacia las porciones orientales de las cuencas oceánicas.

Pimienta et al (1995) proponen que durante los 6.3 M.a que duró la sedimentación en el Tithoniano, el ambiente anóxico predominante fue el del inciso (4); sin embargo, en algún momento pudieron haberse generado condiciones propicias para que se desarrollaran cualesquiera de los otros ambientes. Se propone además la posibilidad de la existencia de fallas de transurrencia (o fallas de desplazamiento lateral) que actuaron como umbrales que restringieron la circulación del agua ayudando a generar ambientes anóxicos. Considerando espesores de 50 m y 400 m, la velocidad de sedimentación osciló entre 0.8 y 6.3 cm cada mil años.





Cretácico Temprano (133.7 - 108 M.a)

Culmina la etapa de deriva del bloque Yucatán, alcanzando la posición relativa que actualmente presenta (Pindell, 1985). Se desarrolla la dorsal en el proto-Caribe. Después de que la expansión cesó, la cuenca continuó hundiéndose rápidamente por subsidencia térmica y carga de sedimentos. Se postula la presencia de un arco de islas en la región del Caribe (proto Grandes Antillas) y se comienzan a desarrollar las plataformas carbonatadas con sus ambientes de margen y talud asociados. La variación en espesores cortados por los pozos sugiere que la sal sufre desestabilización por diferencias de densidad, afectando la sedimentación. La velocidad de depósito es variable de acuerdo a la porción de la cuenca que se tome; con 850 m, 3.3 cm/mil años; con 500 m, 1.9 cm/mil años; con 250 m, 0.9 cm/mil años y con 100 m, 0.4 cm/mil años.

Cretácico “Medio” (108 - 92 M.a)

Se inicia el desplazamiento hacia el noreste de lo que serían las Grandes Antillas y parte de Centroamérica. Continúa el desarrollo de potentes espesores de sedimentos carbonatados-evaporíticos en la plataforma de Yucatán.

En la evolución en sección de la parte norte, aparentemente el basamento subsidie para dar cabida a los grandes espesores de rocas evaporíticas-carbonatadas, sin embargo, se considera que tal efecto estuvo acompañado por un ascenso del nivel del mar continuo y sostenido. La velocidad de sedimentación calculada para los diferentes espesores es la siguiente: con 1950 m (plataforma), 12.0 cm/mil años; con 200 m, 1.2 cm/mil años y con 130 m (cuenca), 0.8 cm/mil años.

Cretácico Tardío (92-66.5 M.a)

El inicio de este Período (Turoniano), está marcado por un cambio en las condiciones marinas con sedimentación de más oxigenadas a anóxicas, causado probablemente por la alta productividad bioquímica, heredada del Cretácico “Medio”, que ocasionó que la demanda de oxígeno excediera al suministro con la consecuente formación de capas de agua de oxígeno mínimo (menos de 0.5 g de O₂/l agua).





Posteriormente (Campaniano-Maastrichtiano), ocurrieron procesos geológicos mayores que se reflejaron principalmente en la sedimentación carbonatada tanto de la plataforma como de la cuenca. Estos procesos geológicos mayores son:

1) Colisión del levantamiento de Nicaragua y la porción occidental del Arco de las Grandes Antillas con la parte sur y este de la Península de Yucatán.

2) El paso transpresivo del Arco de las Grandes Antillas en su movimiento al norte, posiblemente pudo bascular el bloque Yucatán hacia el occidente del mismo, desestabilizando el borde de la Plataforma de Campeche y exponiendo a la erosión kárstica las planicies evaporíticas-carbonatadas de la Península de Yucatán.

3) La Orogenia Laramide en la parte occidental de Norteamérica y norcentral de México.

4) El probable impacto de un gran meteorito en la porción norte de la península de Yucatán (Chicxulub).

Los efectos que provocaron los procesos antes mencionados en el área estudiada: se relacionan con la formación de brechas calcáreas en el talud continental y el depósito de margas en la cuenca en el Campaniano-Maastrichtiano y un cambio de sedimentación carbonatada a terrígena en el Paleoceno. Se considera que los procesos de disolución que presentan los clastos de las brechas calcáreas, fueron inducidos durante la exposición a la que estuvieron sujetos los carbonatos en el área fuente.

Esta disolución y los procesos posteriores de dolomitización y fracturamiento de la brecha, le dio a esta unidad el carácter de roca almacén más importante en la Región Marina.

La velocidad de sedimentación en la plataforma fue mayor de 5.4 cm/mil años, considerando el espesor de 1400 m cortado por pozos terrestres que probablemente se encuentre erosionado. En la cuenca, con un espesor de 180 m la velocidad disminuyó a 0.7 cm/mil años.





Paleoceno (66.5-54 M.a)

Se inicia la formación de la cuenca de Yucatán y la Cordillera del Caimán, continúa la colisión con Bahamas. Inicia su movimiento el bloque Chortis a través del sistema de fallas Motagua-Polochic que proporcionaron depósitos de brechas en el talud provenientes de la erosión en la Plataforma de Yucatán. La sedimentación en la cuenca de Campeche es prácticamente de tipo terrígeno pero es importante hacer notar, que las rocas de esta edad presentan mayor contenido de bentonita (proveniente de arcos volcánicos), característica útil para distinguir entre la brecha del Paleoceno y la brecha del Cretácico Superior cuando éstas se encuentran dolomitizadas. La velocidad de sedimentación en la cuenca que se calcula con un espesor promedio de 200 m es de 1.6 cm/mil años.

Eoceno (54-36 M.a)

Continúa el movimiento del bloque Chortis a través de la falla Motagua-Polochic (de tipo rumbo deslizante izquierda). Se depositaron las calcarenitas productoras en los campos Zaap, Ku y Maloob. En la evolución tectónica-sedimentaria de la parte norte (Tunich-Colón) se infiere un depósito mayor al cortado por el pozo Colón-1, ya que a partir del Oligoceno. La porción en donde se localiza este pozo estuvo emergida y como consecuencia sujeta a erosión. La velocidad de sedimentación que se calcula con un espesor promedio de 350 m, es de 1.9 cm/mil años.

Oligoceno (36-25.2 M.a)

El movimiento de la placa oceánica del Caribe hacia el noreste, es bloqueado por la plataforma de Bahamas. Duncan y Hargraves (1984), mencionan que hace aproximadamente 25 Ma. la placa Farallón se rompió para dar lugar a las placas de Cocos y Nazca. En el Oligoceno Tardío, Vail (1989) ha reportado a nivel mundial un descenso del nivel del mar en sus interpretaciones de los cambios eustáticos globales; en la Plataforma de Campeche se ha reconocido una discordancia a nivel de Oligoceno Tardío, que puede estar asociada al descenso del nivel del mar antes citado.





Se considera que en ese tiempo ocurrió la dolomitización de los bancos oolíticos del Kimmeridgiano. Es probable el reacomodo de la sal buscando su equilibrio de densidad durante una etapa diapírica y postdiapírica al finalizar el Oligoceno. La velocidad de sedimentación en la cuenca varió de 0.3 a 4.2 cm/mil años considerando espesores de 30 y 450 m respectivamente.

Mioceno Temprano (25.2-16.2 M.a)

Se inicia el levantamiento y translación al noreste del “Macizo” de Chiapas por el paso transpresivo del bloque Chortis a través del sistema de fallas Motagua-Polochic (Orogenia Chiapaneca de acuerdo con Sánchez, 1986). Comienza la transgresión marina que cubre la Plataforma de Campeche. Esta edad marca el inicio del gran relleno de sedimentos terrígenos que ocurre en la cuenca durante el Neógeno, propiciando que la materia orgánica contenida en las rocas generadoras del Tithoniano empiece a entrar en la etapa catagenética de la ventana del petróleo. Probablemente continuó el movimiento de sal en una etapa posdiapírica con el emplazamiento de “canopies” de sal en la porción suroeste del área y fosa de Comalcalco.

Se consideraron velocidades de sedimentación entre 4.3 y 6.2 cm/mil años, con base a espesores de 350 y 500 m respectivamente.

Mioceno Medio (16.2-10.2 M.a)

Durante esta época, se infiere que ocurre el mayor desplazamiento del “Macizo” de Chiapas hacia el noreste, causando esfuerzos compresivos de dirección SW-NE con el consecuente efecto de la formación de trampas estructurales en la Sonda de Campeche.

Continúa el azolve de la cuenca con la progradación de la sedimentación terrígena. Por este tiempo, se postula que comienza la dolomitización de las brechas que junto con el fracturamiento originan porosidades y permeabilidades excelentes para el entrapamiento de hidrocarburos. Asimismo, las rocas generadoras alcanzan la etapa catagenética y se infiere que comienza una incipiente expulsión de hidrocarburos del Sistema Petrolífero Tithoniano.





La carga de los sedimentos sumada con los efectos de la deformación compresiva, probablemente que la sal, en su tendencia a equilibrar su densidad, se emplace dentro de la secuencia del Mioceno Inferior u otra más antigua.

En la sección de evolución tectónica-sedimentaria de la parte sur-central, se interpreta un gran bloque que corresponde al alineamiento estructural de carácter regional denominado “levantamiento Villahermosa-Akal”.

Este gran bloque tiene una arquitectura variable y está limitado al este y oeste por rampas laterales; su origen se debe precisamente al empuje que ejerció el “Macizo” de Chiapas al noreste.

La velocidad de sedimentación durante esta edad es variable: para la parte sur, 13 a 25 cm/mil años con espesores de 800 y 1500 m; para la parte norte disminuye a 6.3 cm/mil años con un espesor de 380 m.

Mioceno Tardío (10.2-5.2 M.a)

Cesa aparentemente el levantamiento y el movimiento de translación del “Macizo” de Chiapas, por lo que se desactiva el sistema compresivo para dar paso a uno extensional originado por la gran afluencia de sedimentos terrígenos provenientes de la erosión de las áreas levantadas en la región de Chiapas. Este sistema extensional origina fallas de crecimiento de tipo lítrico con sus secuencias “sindeformación” y “postdeformación”.

Este mecanismo genera una arquitectura de fosas y pilares. Como efecto del relleno sedimentario de la cuenca, probablemente se inicia la evacuación de los mantos de sal bajo la Fosa de Comalcalco y sector suroeste del área, ascendiendo a niveles superior de menor presión.

Se infiere que durante esta edad ocurre una importante migración de hidrocarburos a través de las fallas recién formadas, tanto del sistema compresional como extensional, cargando las trampas estructurales y estratigráficas recién formadas.





Plioceno-Holoceno (5.2-0 M.a)

Durante esta época es cuando ocurre una rápida y potente afluencia de sedimentos terrígenos hacia la cuenca, lo que da idea de la vertiginosa erosión a la que estuvieron sujetas las áreas continentales principalmente al sur del área estudiada (Sierra de Chiapas).

Debido a la carga de sedimentos, continúa el desarrollo de fosas por extensión a través de fallas normales lítricas y la evacuación de la sal que migra a niveles superiores asociadas con la formación de fallas normales lítricas contraregionales. Se infiere que durante estas épocas ocurre la mayor migración de hidrocarburos, cargando las estructuras, es decir, el punto crítico dentro del Sistema Petrolero del Tithoniano.

Al igual que en el Mioceno Tardío, durante estos 5.2 Ma. las velocidades de sedimentación variaron como consecuencia de la subsidencia de la cuenca, la actividad de las fallas de crecimiento y el aporte de sedimentos:

2.6. Modelos Análogos

Los modelos análogos son importantes para establecer comparaciones entre las características de los tipos de trampas, ambientes de depósito, geometrías de los yacimientos, características estructurales, edades, etc.; el análisis de estos ejemplos de yacimientos deben de influir para cambiar la perspectiva de la exploración de hidrocarburos en nuestro país, ya que los yacimientos subsalinos que se están explotando actualmente con objetivos Pre-salinos han comenzado a formar parte de las reservas de hidrocarburos a nivel internacional con excelentes resultados.

El desarrollo que tiene la industria petrolera hoy en día es muy grande y con nuevas tecnologías de exploración. México tiene que modificar su paradigma en la exploración de hidrocarburos, es el caso de la identificación de hidrocarburos Pre-salinos en 1983 se perforó el primer pozo sin éxito, y en 1999 se descubrió uno de los yacimientos más grandes del Golfo de México, con reservas estimadas de mil millones de barriles de petróleo crudo equivalente, para México esto no es un concepto nuevo, ya que





se han tenido experiencias durante la perforación de pozos en los estados de Chiapas y Tabasco.

En 1978 en Agua Dulce, Veracruz el pozo Rabasa-1 con 5185 m de profundidad se erigió como el primer pozo con producción sub-salina, en el mundo, al encontrar producción a 4886 m en un yacimiento de edad Mioceno Inferior que subyace a un paquete de 1220 m de Sal y Anhidrita; desafortunadamente, en 1979 la boyante explotación en el mar sufre un terrible revés al incendiarse el pozo Ixtoc-1 mientras perforaba a 3627 m, 7m adentro de las brechas productoras del KS, hecho que constituye el mayor accidente industrial y ambiental en toda la historia de PEMEX.

La exploración de yacimientos Pre-salinos es una excelente oportunidad para incorporar reservas y producir hidrocarburos, aprovechando las experiencias y las tecnologías disponibles que ya se han utilizado en otros países, a continuación se presentan ejemplos de casos exitosos y que comparten características bastantes similares a los objetivos Pre-salinos de este estudio.

Tradicionalmente se tenía el paradigma común que una vez que la sal alóctona fuera encontrada, el potencial para las acumulaciones más profundas de hidrocarburos ya no existía. Muchos pozos que perforaron bajo la sal eran penetraciones accidentales.

El primer pozo Pre-salino perforado en el Golfo de México en 1983, atravesó dos hojas finas de sal antes de ser taponado y abandonado al perforar el tercer cuerpo de sal. Un total de aproximadamente 90 metros de sedimentos Pre-salinos fue penetrado entre tres cuerpos de sal.

1- Thunder Horse, EUA

En 1999 las compañías BP y Exxon Mobil descubren los yacimientos Pre-salinos más grandes en el cañón de Mississippi, en el prospecto Thunder Horse (Figura 2.24), con un tirante de agua de aproximadamente de 1850 metros, es considerado como uno de los descubrimientos más grandes del Golfo de México profundo, con reservas estimadas de mil millones de barriles de petróleo crudo equivalente.





Un segundo descubrimiento en el mismo lugar, fue hecho en el año 2000 en un tirante de agua de aproximadamente 1710 metros. Los especialistas de estas empresas, divulgaron que las dos estructuras tenían reservas arriba de 1.5 mil millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Este campo inició su producción a finales del año 2005.

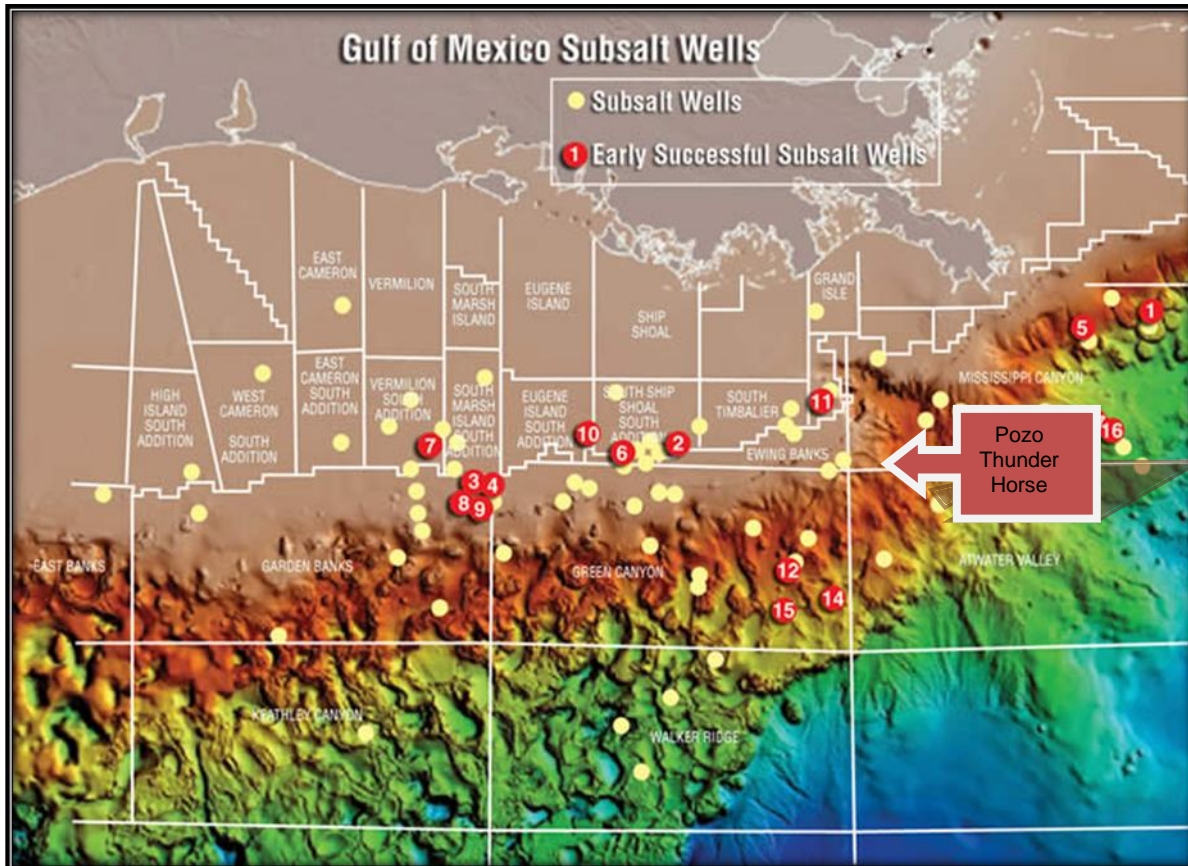


Figura 2.24 Pozos Pre-salinos ubicados costa afuera de Estados Unidos en tirantes de agua de más de 1500 metros, los círculos rojos representan los Pozos Pre-salinos exitosos (Tomado de Explorer, Marzo 2008).

Los espesores netos que pueden tener estos Plays Pre-salinos pueden llegar hasta los 3000 metros. En la figura 2.25 se muestran dos secciones esquemáticas que ilustran cómo son entrampados los hidrocarburos bajo estructuras salinas.

2- Cuenca Kwanza, África.

Otro de los ejemplos de Modelos Geológicos de Yacimientos Pre-salinos de importancia por la similitud en cuanto a estructuras salinas y las estructuras en el





Cretácico que presenta, se encuentra al suroeste de África, en las aguas profundas de la Cuenca de Kwanza, aproximadamente a 100 km al noreste de Luanda-Angola en el llamado bloque 19. El tirante de agua en este bloque va de 200 a 1500 metros.

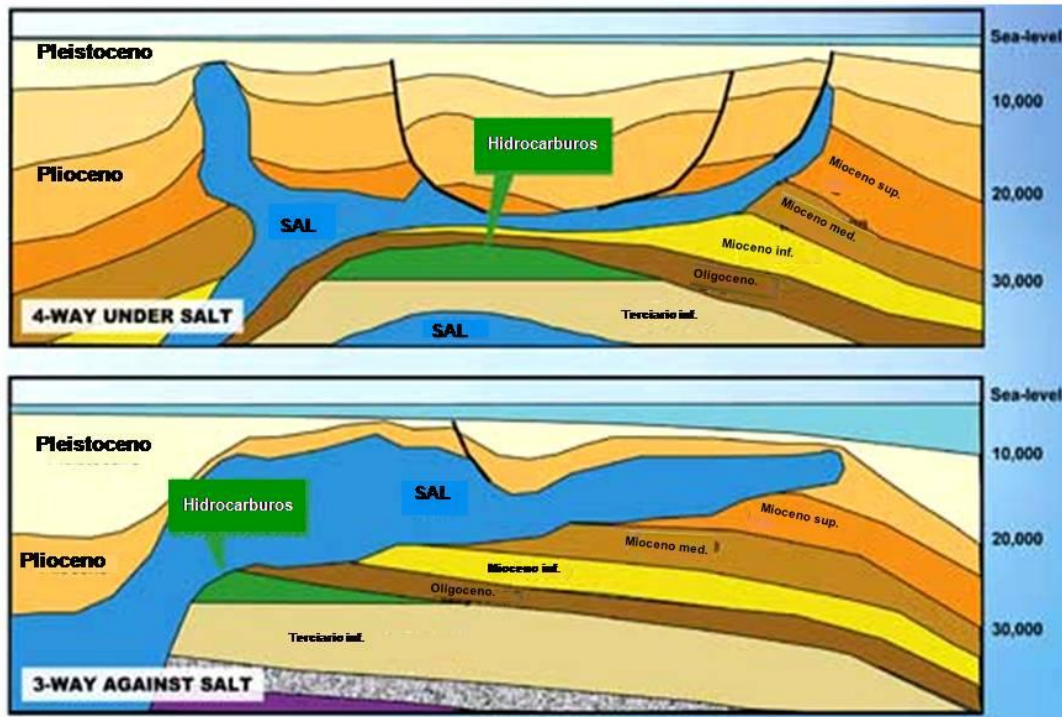


Figura 2.25 Secciones Esquemáticas de tipos de entrapamiento bajo estructuras de Sal, la figura no está a escala. (Tomado de JPT Online Vol.58 No 12 Diciembre 2006).

La Figura 2.26 ilustra las estructuras geológicas y la estratigrafía. El bloque está caracterizado por una sedimentación Cretácica tanto para los sedimentos lacustres Pre-salinos como para los sedimentos marinos Post-salinos.

Es importante resaltar la morfología que tienen los horizontes Pre-salinos y también el sistema de fallas Cretácicas descansando en la sal Aptiana, Muy similar a la que se tiene en la Sonda de Campeche.

La Sección de la Figura 2.2.27 es un perfil sísmico del noroeste al sureste del bloque 19, es posible identificar numerosas oportunidades en el Albiano y también en los niveles Pre-salinos.



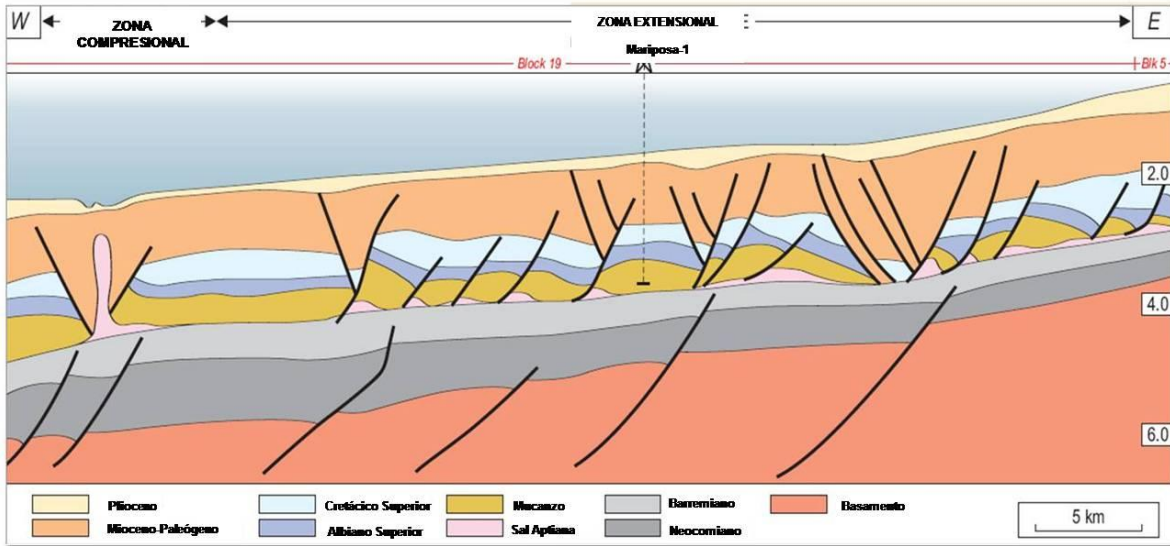


Figura 2.26. Sección estructural a lo largo del Bloque 19 en Angola. (Tomado de Angola Offshore Licensing Block 19 Sonagol, 2007).

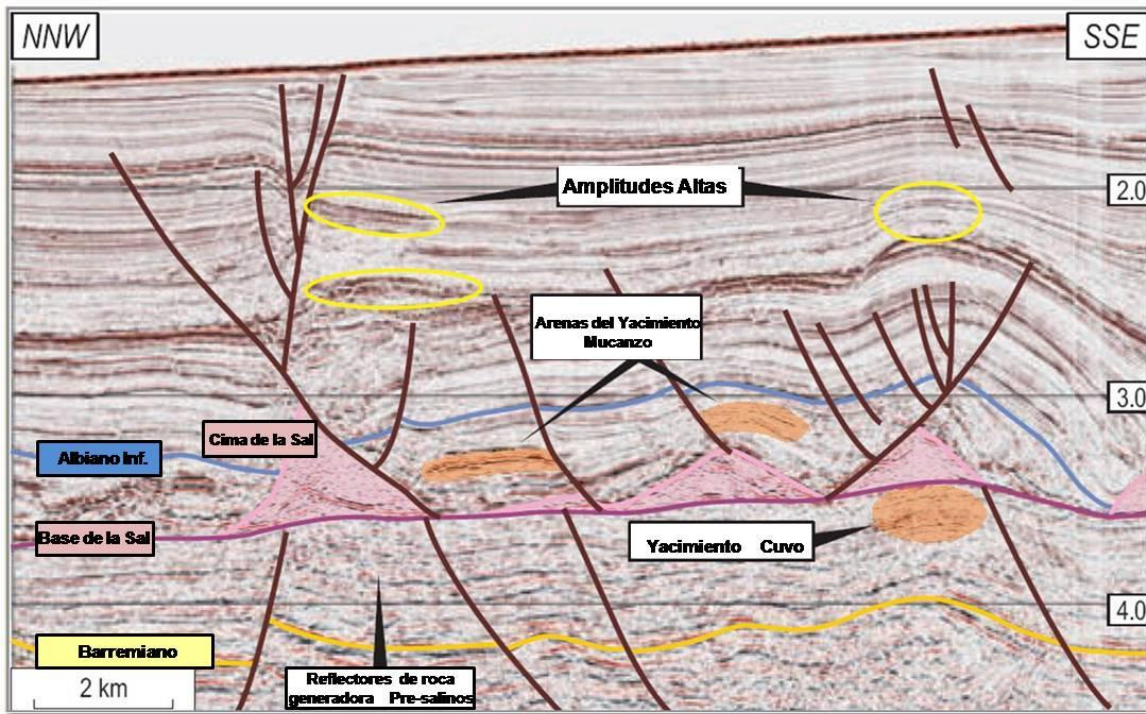


Figura 2.27. Perfil sísmico que muestra las arenas del Yacimiento Cuvo y reflectores Pre-salinos de la roca generadora. Modificado de Angola Offshore Licensing Block 19 Sonagol (2007).



En la Figura 2.28 se muestran trampas en bloques de techo rotados por debajo de la sal. Estas estructuras están localizadas favorablemente en relación a las rutas de migración de los hidrocarburos. Se observan los domos salinos que llegan a reflectores muy jóvenes, la posición estructural que tienen las arenas del yacimiento Mucanzo, y de manera importante se pueden identificar las amplitudes altas de los reflectores Pre-salinos, localizados en dirección de las rutas de migración.

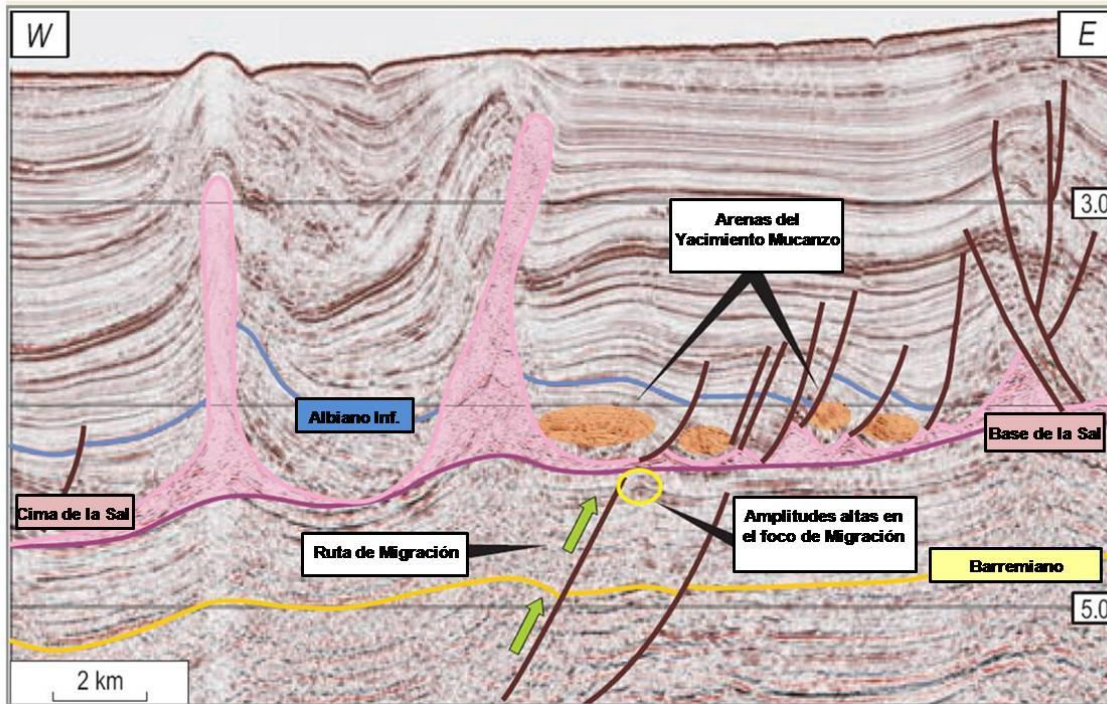


Figura 2.28. Sección sísmica W-E del yacimiento Mucanzo, Angola. Tomado de Angola Offshore Licensing Block 19 Sonagol (2007).

3- Cabinda South Block, Angola.

Se puede decir que en los últimos diez años África ha estado bajo los reflectores de la exploración de hidrocarburos, como se muestra en la Figura 2.29 este país tiene un desarrollo muy importante con sus yacimientos de hidrocarburos y perforación de pozos y es atractivo por: Buenas experiencias desde los descubrimientos en 1998, Globalmente tienen una provincia petrolífera significativa, soporte del Gobierno, atractivos términos fiscales, atractivos ambientes de negocios, bajo costo y poco riesgo en las inversiones.



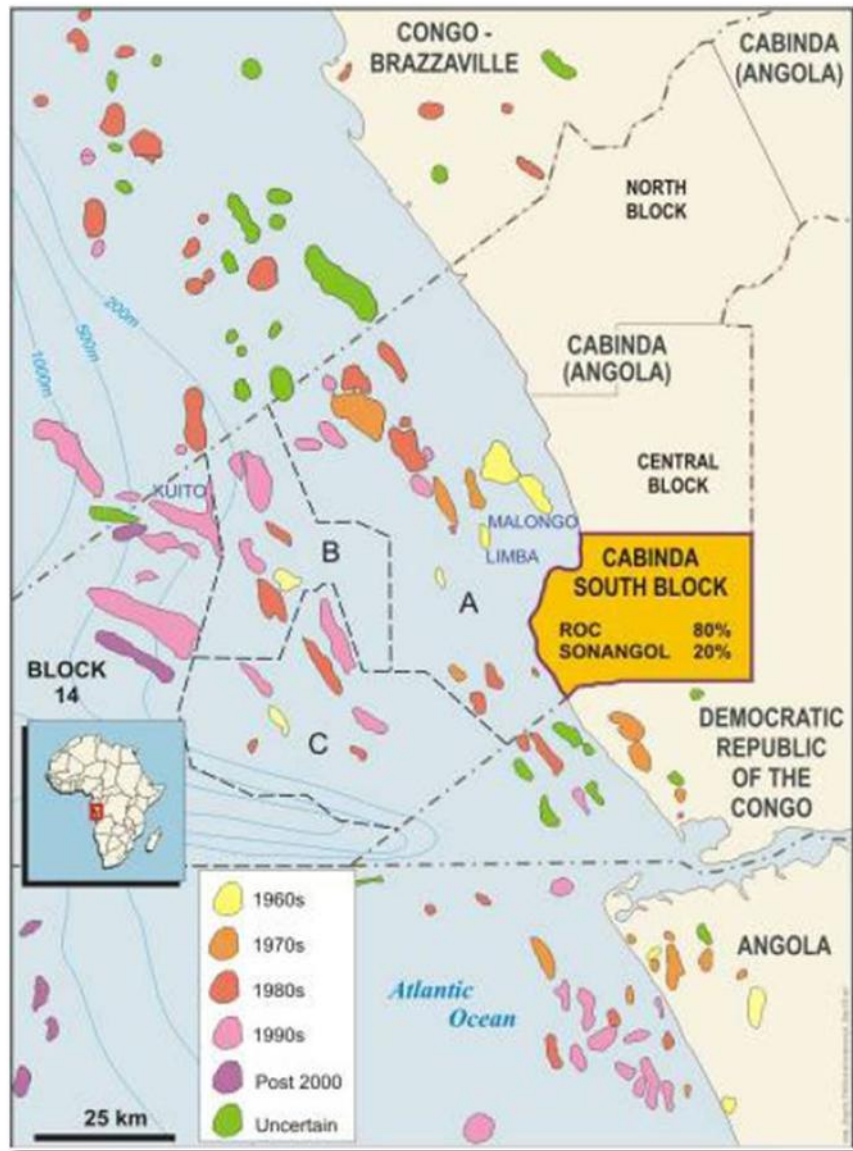


Figura 2.29. Ubicación de la Cuenca de Cabinda y los yacimientos de Hidrocarburos descubiertos costa afuera, en tirantes de agua de hasta 1000 metros. Tomado de AAPG Bulletin (1996).

Este modelo análogo ha sido documentado con oportunidades terrestres como se puede observar en la sección regional sísmica 3D de la figura 2.30.

El sistema de horts y grabens para el basamento, el adelgazamiento para el reflector Pre-salino hacia la parte este de la sección, lo hace atractivo para proponer oportunidades exploratorias y el espesor de la sal.

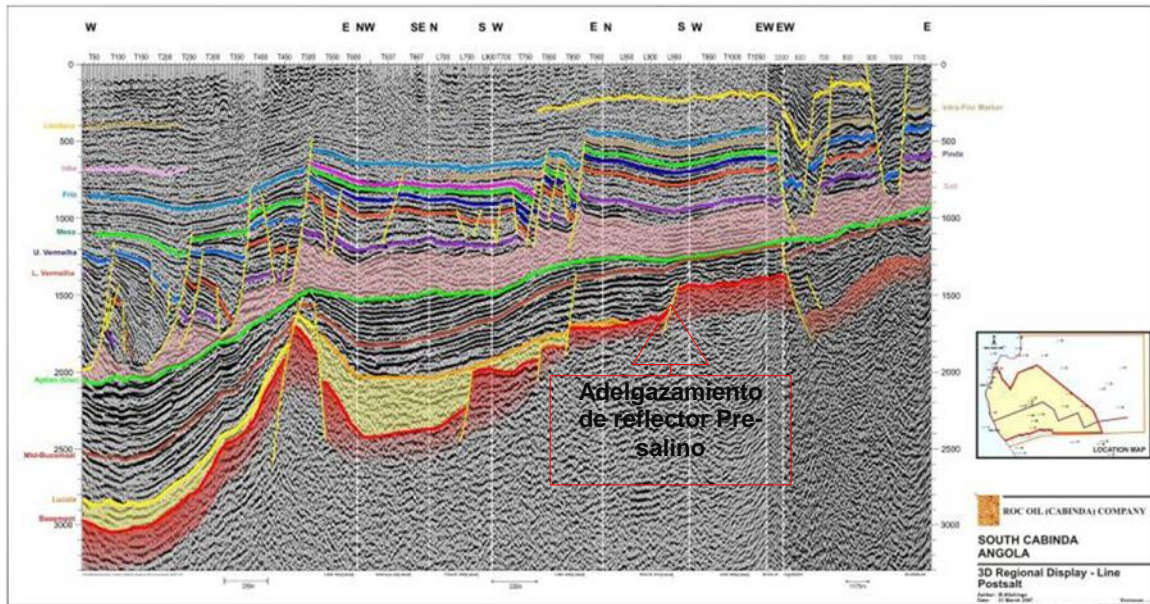


Figura 2.30. Sección sísmica que muestra el sistema estructural del Bloque Cabinda South, tiene gran similitud con el modelo análogo de Angola y con las hipótesis que se tienen para la Sonda de Campeche. (Tomado de Roc Oil Company Limited Investor Presentation, Mayo 2007).

Los conceptos de exploración para este Play Pre-salino que se tienen en Angola para el levantamiento sísmico pueden observarse en la Figura 2.31.

Se observa un basamento afectado por un sistema de fallas inversas y normales generando bloques de horts y grabens, provocando también altos estructurales que ponen en contacto con formaciones más jóvenes y a su vez generando trampas para los hidrocarburos.

La secuencia de areniscas de la formación Lacula tiene migración a través de las fallas y en la Formación Bucomazi es donde se está generando los hidrocarburos, por lo que la capa de sal actuó como sello.

Posteriormente se tiene toda la sedimentación Post-salina, en donde los círculos verdes indican los plays que ya están siendo explotados y los círculos en rojo son las oportunidades exploratorias que todavía se están estudiando y documentando.

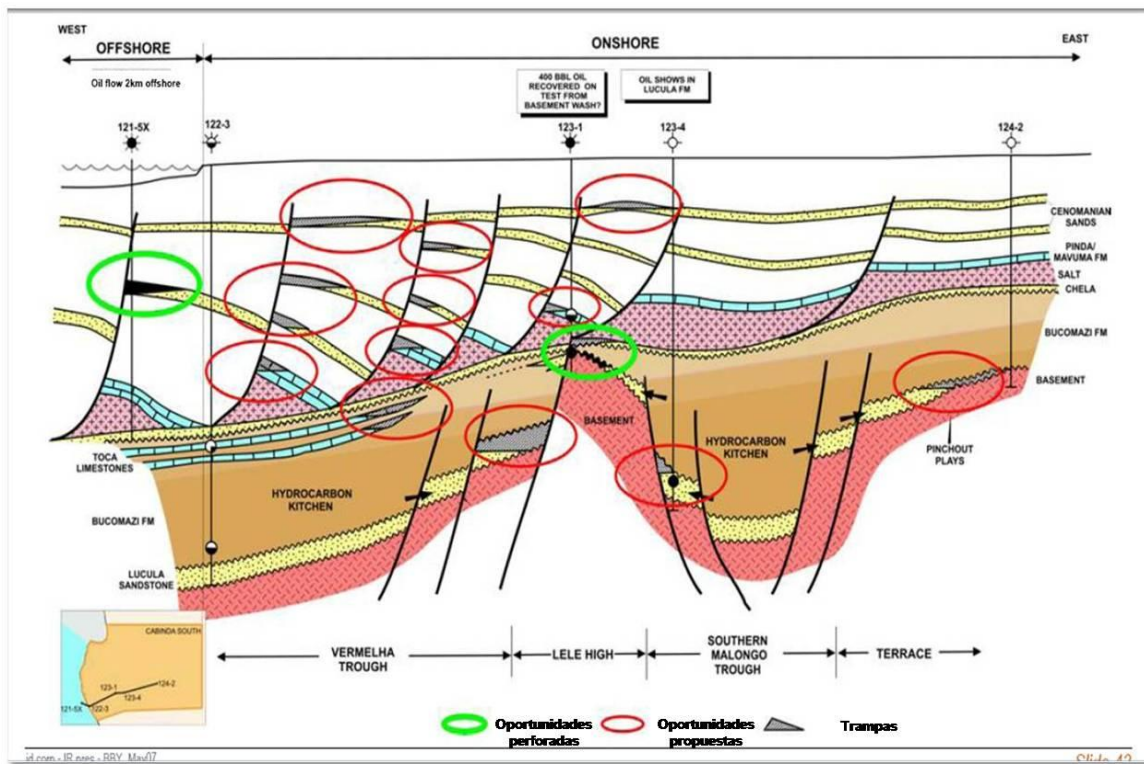


Figura 2.31. Conceptualización de Plays Pre-salinos, Post-salinos. Tomado de AAPG Bulletin (1996).

4- Espírito Santo, Campos y Santos, Brasil.

Sus descubrimientos han tenido un impacto muy importante en la industria de la exploración de Hidrocarburos Pre-salinos y es uno de los yacimientos más importantes hoy en día.

El descubrimiento de la mayor provincia petrolera de Brasil costa afuera de su historia, tiene más de 800 kilómetros de extensión y 200 kilómetros de ancho en tirantes de agua ultraprofundas de 2000 a 3000 metros a lo largo de las cuencas marinas de Espírito Santo, Campos y Santos.

El volumen descubierto, tan sólo en el yacimiento Tupi (Figura 2.32) aumenta en más de 50 % las reservas de crudo y gas de Brasil. Se estima que las reservas



recuperables de crudo y gas de Tupi serán entre 5 y 8 mil millones de barriles de petróleo crudo ligero de 28 ° API sin azufre.

Tiene cerca del doble de tamaño de Roncador, el mayor hallazgo anterior, ubicado en la Cuenca de Campos, que contiene 3000 millones de barriles de reservas recuperables de crudo pesado.

También lo colocan en el segundo lugar entre los más grandes campos del mundo descubiertos en los últimos 20 años, superado sólo por el de Kashagan, en Kazajistán, descubierto en el año 2000 y que tiene reservas de 12,900 millones de barriles.

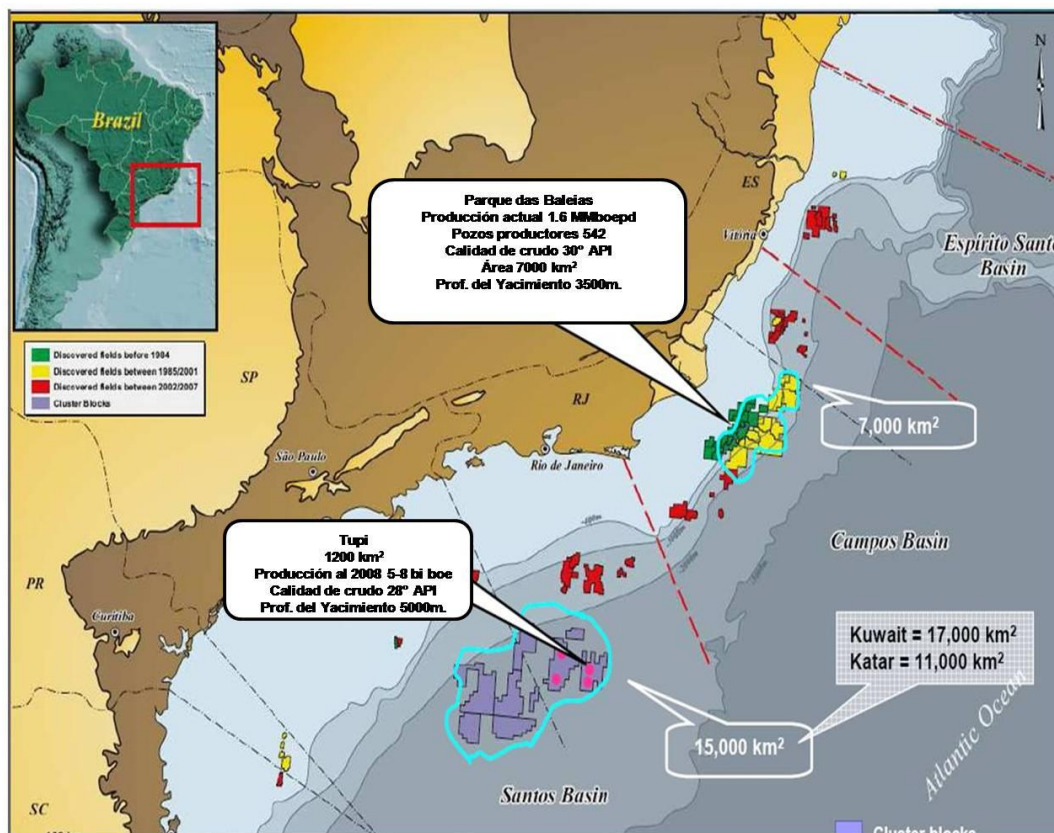


Figura 2.32. Ubicación del yacimiento Tupi y las Cuencas Marinas Campos y Espírito Santo. (Modificado de Santos Basin Pre-Salt Cluster, Petrobras Diciembre 2008).

Esta provincia petrolera se encuentra en un área nueva de exploración, donde por primera vez se ha alcanzado los reflectores ultra profundos de sal (Figura 2.33).



El pozo descubridor fue perforado en un tirante de agua de 2126 metros, en una sección nueva de la Cuenca de Santos. Se perforó a una profundidad vertical de 5998 metros, penetrando una secuencia evaporítica de sal con más de 2000 metros de espesor.

El pozo produjo 4900 barriles por día de crudo con 30° API y 4.3 millones de pies cúbicos diarios de gas con estrangulador de 5/8 pulgadas. El pozo delimitador fue perforado a una distancia de 9.5 kilómetros al sureste del descubridor, en un tirante de agua de 2166 metros y con pruebas de producción aportaron flujos de 2000 barriles por día de petróleo y 2.30 millones de pies cúbicos diarios de gas natural.

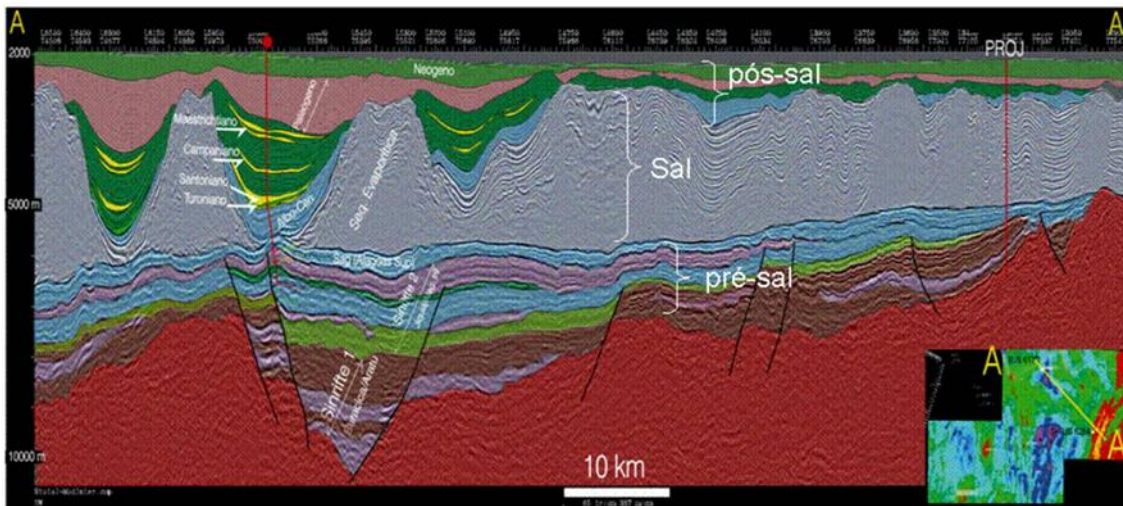


Figura 2.33. Sección sísmica se muestran los reflectores sísmicos Pre-salinos. Tomado de Santos Basin Pre-Salt Cluster, Petrobras (Diciembre 2008).

En tres años más Tupi podría estar produciendo del orden de 100 mil barriles por día más con las posibilidades de aumentar gradualmente su producción a 400 mil barriles por día para el 2015. Se estima que para desarrollar el campo, se perforarían 100 pozos con un costo entre 50 y 100 mil millones de dólares.

La perforación del primer pozo en este hallazgo llevó más de un año, a un costo de 240 millones de dólares.

Uno de los retos será navegar no solo en aguas ultra profundas sino también desconocidas en cuanto a desafíos técnicos y de costos para desarrollar sus nuevas y



gigantescas reservas de crudo. Geólogos y expertos dicen que antes de producir bajo los horizontes de sal, con un promedio de 6000 metros de tirante de agua, se deberán recabar muchos datos sobre el flujo del yacimiento, el cual es clave y todavía incierto.

A esta profundidad la sal se convierte en una masa plástica que se mueve tratando de cerrar el pozo, entonces la perforación se enfrentará al problema combinado de alta presión y baja temperatura del crudo y la estabilización de la tubería de revestimiento será un desafío, lo mismo que la dureza de la roca.

5- Cuenca Canning, Australia.

El Play Pre-salino que se desarrolla es de edad del Ordovícico, se ubica en la parte noroeste de Australia, en una Cuenca Paleozoica terrestre llamada Canning (Figura 2.2.34), la cual en los últimos años se ha incrementado el interés por las actividades recientes de compañías Australianas y canadienses en la exploración de hidrocarburos.

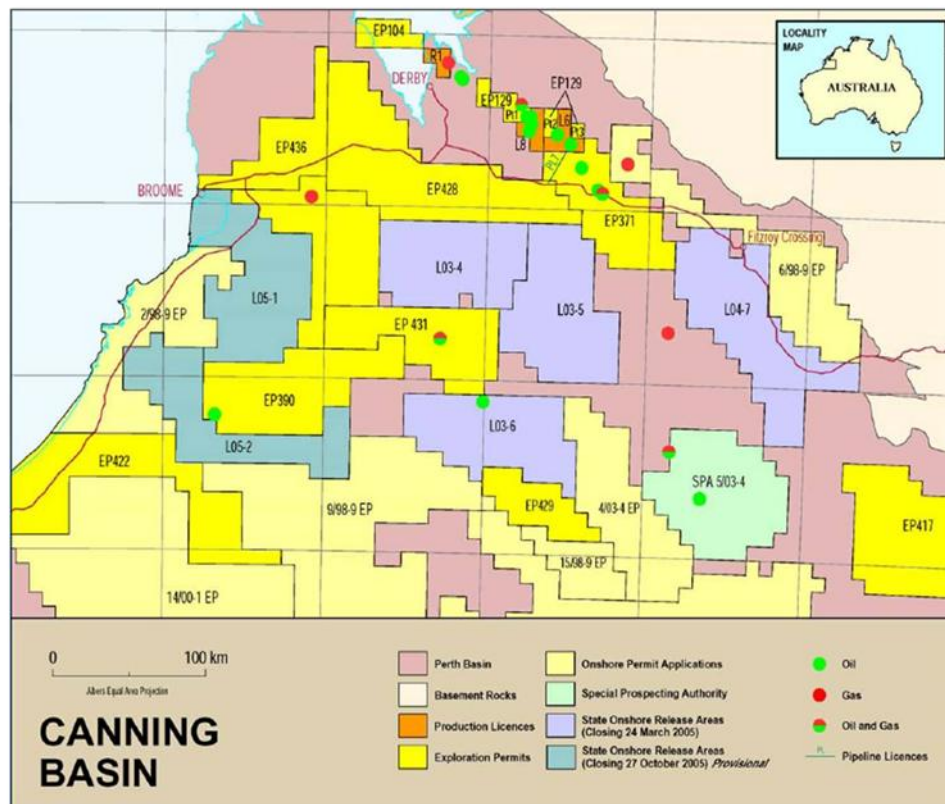


Figura 2.34. Ubicación de la Cuenca Canning, levantamientos sísmicos, así como los pozos productores de aceite y gas. Tomado de The National Newsletter of the Petroleum Exploration Society Of Australia Issue Number 82 (Junio/Julio 2006).





Este Play Pre-salino está caracterizado por un paquete grueso de sal que cubre yacimientos del Ordovícico con frecuentes ocurrencias de hidrocarburos, que a su vez cubren excelentes rocas generadoras. Los riesgos que se tienen identificados para este Play son:

- La carga de los sedimentos Pre-salinos.
- La profundidad de los Objetivos Pre-salinos.
- La ruta de migración e integridad de la trampa de hidrocarburos.
- La ventana de generación de hidrocarburos en relación a la formación de la trampa (generalmente durante eventos tectónicos).
- La falta de conocimiento de la geometría de la Cuenca. Adrian, Williams (2006).





Capítulo 3 INTERPRETACIÓN SÍSMICA EN TIEMPO

La interpretación sísmica se ha convertido una gran herramienta debido al, importante rol en la exploración de hidrocarburos y en la investigación científica. Mediante el procesamiento de datos adquiridos con sísmica es posible visualizar en el subsuelo estructuras geológicas, cuyo propósito de obtener una imagen del subsuelo es realizar mapas estructurales donde se caracterizan las fases de deformación con fallas, pliegues, fracturas, y límites litológicos que más tarde pueden ser interpretados y usados para la exploración y explotación de hidrocarburos.

La secuencia convencional de procesado de datos es importante desde el momento en que los datos de campo (registros sísmicos) son introducidos en una estación de trabajo donde la secuencia de procesado comienza su desarrollo. Según Yilmaz (Figura 3.1), hay tres etapas en el procesado de datos: 1) La etapa de pre-apilamiento (pre-stack); en donde una de las operaciones más significativas es la deconvolución. 2) La etapa de apilamiento (stack); con el análisis de velocidad como punto fundamental, y 3) la etapa de post-apilamiento (post-stack); siendo la migración uno de los algoritmos finales que se aplican. En cada una de estas etapas intervienen una serie de procesamientos fijos, mientras que hay otros algoritmos que se pueden aplicar en cualquier momento del procesado (filtrado, escalado de amplitud, etc.).

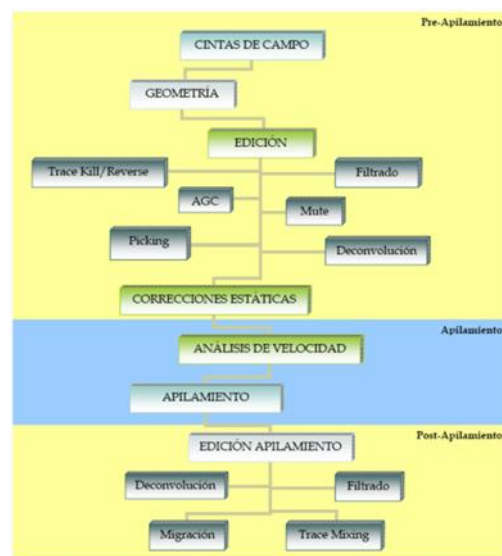


Figura 3.1 Diagrama de Flujo de procesamiento de datos Sísmicos (Tomado de Quilen, 2006).





Los pasos usados en el procesamiento de datos sísmicos dependen de las condiciones de exploración, es decir, en qué ambiente fue realizada la adquisición. Sin embargo, los parámetros usados generalmente tienen el mismo objetivo, que es, mejorar la imagen sísmica, que permita correlacionar lateralmente los reflectores sísmicos.

En general se presentan dificultades considerables para los intérpretes cuando tratan de representar con imágenes las estructuras profundas que yacen por debajo de cuerpos de sal de forma irregular. En la sal, los reflectores sísmicos pueden alcanzar velocidades que oscilan entre 4400 y 4600 m/s. Este contraste de velocidad produce problemas de generación de imágenes geofísicas que pueden enmascarar las estructuras y secuencias infrayacentes. No obstante, los avances que se tienen actualmente en la técnicas de adquisición y procesamiento de datos sísmicos están ayudando a la industria petrolera a resolver problemas que impedían la obtención de imágenes de estructuras subsalinas. Un ejemplo de este tipo de adquisición, son los levantamientos sísmicos en círculos (Figura 3.2), que rompen con el esquema tradicional en la adquisición de datos sísmicos marinos.



Figura 3.2 Esquema de levantamiento sísmico vertical (Tomado de Buia, 2006).

El levantamiento sísmico en círculos permite registrar los datos sísmicos en círculos vinculados continuamente, con poco o ningún tiempo no productivo. Esto da como resultado datos de alta calidad, que contienen información de las reflexiones en todos los azimuts.

Los resultados de las pruebas indican que esta técnica será de utilidad para mejorar la obtención de imágenes sísmicas en diversos ambientes geológicos complejos.





3.1. Estratigrafía.

El modelo geológico estructural propuesto en este estudio es un modelo por debajo de la sal de edad Calloviano, la cual corresponde a la secuencia más antigua conocida por pozos en la región marina, por lo que para establecer la edad y tipo de rocas para esta secuencia subsalina fue necesario realizar una compilación bibliográfica de afloramientos y pozos en la cuencas que bordean el Golfo de México.

De manera breve se hará una descripción regional de la estratigrafía para cada uno de los afloramientos y pozos considerados en este estudio.

Basamento

En el **Anticlinorio Huizachal-Peregrina** en el estado de Tamaulipas, el basamento está representado por gneises que afloran en los cañones del Novillo, de la Peregrina, de Caballeros y en el Cañón de Lungarda.

En el Cañón del Novillo, los gneises son granitíferos, bandeados en ocasiones con estructuras en forma de ojos, estos se encuentran intrusionados por diques de rocas ígneas básicas de color gris oscuro, negro y gris verdoso el contacto es por falla mientras que en el Cañón de Peregrina afloran gneises con bandas de espesores muy variados de color gris verdoso y gris oscuro a negro, las bandas oscuras contienen abundante hornblenda, biotita y granates, puede tener zonas de epidotas.

Su contacto con los esquistos que afloran al W y SW es por falla. Los Esquistos Granjeno se hallan expuestos en los cañones Novillo, Peregrina, Caballeros, Arroyo seco, Santa Lungarda y Olmo, los esquistos son de textura fina, formados por sericita, clorita, cuarzo y feldespatos.

En la Sierra de Juárez, en los Estados de Oaxaca, Puebla y Veracruz, se tienen afloramientos de rocas generadas por metamorfismo regional, las cuales están separadas en dos unidades (Vázquez et al, 1989) una de esquistos de muscovita-granate y metasamitas, y otra de filitas de sericita-clorita, ambas conteniendo unidades metavolcánicas.





Los primeros son rocas con esquistocidad bien desarrollada, las que se constituyen a base de bandas de cristales de muscovita y clorita; en algunas zonas se encuentran granates y cloritoides diseminados. Las metasamitas están formadas por capas delgadas de cuarzo microcristalino y escasos cristales de moscovita (Figura 3.3).

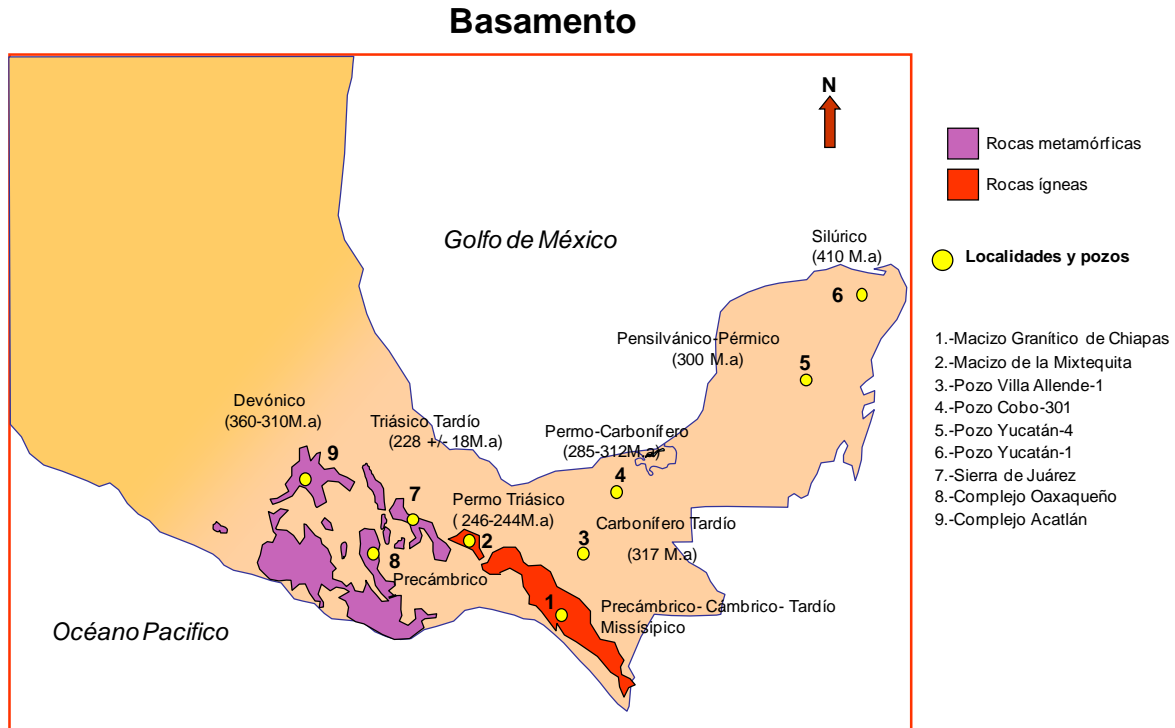


Figura 3.3 Mapa con los principales localidades y pozos tipo para el basamento (Tomado de AREM, 2006).

La unidad de filitas de sericita-clorita son rocas bien foliadas, con pequeños lentes de cuarzo, consisten de sericita, clorita y escasa sílice criptocristalina. Las metavolcánicas están formadas por capas delgadas de cuarzo microcristalino y escasos cristales de muscovita. Para esta región se tienen reportadas edades (Murillo y Torres, 1987) de 228 ± 18 M.a. (Triásico Tardío) y 202 ± 6 M.a. (Jurásico Temprano).

Esta franja metamórfica se extiende hacia el noroeste (región de Tomellín- Valle Nacional) fuera del área donde se reportan edades para varias muestras que fluctúan del Devónico Temprano-Cretácico Tardío.





Complejo Oaxaqueño.- Son rocas metamórficas de alto grado (gneises de facies de granulita) afloran en los alrededores del Batolito de la Mixtequita, en el Estado de Oaxaca, estos incluyen una parte basal de ortogneis anortosítico gabroide y una parte superior de paragneises calcáreos, filíticos y cuarzo-feldespáticos con varios intervalos de charnoquita, los estudios radiométricos de estas rocas los ubican en el Precámbrico Tardío (Figura 3.3).

El **Batolito de la Mixtequita** se localiza en la porción central del Istmo de Tehuantepec, en la zona centro-oriente del Estado de Oaxaca. González (1978) colectó muestras de un cuerpo ígneo cuyos estudios reportaron granodioritas, tonalitas y dioritas de textura holocristalina-hipidiomórfica, con una edad de $235 \pm 6\text{Ma}$ (Pérmico Tardío) para una granodiorita de hornblenda de $198 \pm 7\text{M.a}$ (Triásico Tardío) en una tonalita de biotita (Figura 3.3).

El **Macizo de Chiapas** está representado por un complejo de rocas ígneas y metamórficas que corre paralelo a las costas del Océano Pacífico, prolongándose hacia el sureste hasta Guatemala. El rango de edades es muy variado sin embargo, se han identificado dos eventos magmáticos principales, uno perteneciente al Precámbrico y otro que va del Silúrico al Jurásico Medio (Sánchez, 1979). Las rocas ígneas se encuentran constituidas principalmente por leucogranitos y tonalitas, los primeros afloran en las partes noroccidental y suroriental del poblado de Cintalapa y las tonalitas afloran en las zonas de Pueblo Viejo, Río Chiquito y en el poblado de Cintalapa.

Petrográficamente Mújica, 1987, los leucogranitos presentan una textura holocristalina de grano grueso inequigranulares, compuestas principalmente por microclina, plagioclasa sódica y cuarzo; las tonalitas presentan una textura también holocristalina de grano grueso compuesta a base de plagioclasa sódica, cuarzo, biotita y otros minerales accesorios. Este mismo autor determina una edad Permo-Triásica por el método K-Ar, los intervalos de tiempo son 246-244M.a., 271-221M.a., 257 y 229M.a.

Las rocas metamórficas están representadas por esquistos, gneises y ortogneiss a las que se les supone una génesis y evolución compleja, autores como Sánchez (1979) y Meneses (1987) resaltan la ausencia de actividad magmática durante los intervalos que van del Cámbrico al Ordovícico; del Cretácico Tardío al Eoceno y durante el Mioceno.





Afloran en la parte suroriental del batolito de edad Cámbrico Tardío- Missisípico Tardío, como colgantes dentro del Macizo de Chiapas, sobre la margen transformante Motagua-Polochic y en la región al NE de Cintalapa, en este último se dataron con una edad de 606 ± 30 M.a. (Precámbrico Tardío).

Los esquistos están formados de capas alternantes de biotita, muscovita, cuarzo y plagioclasa y se clasifican como esquistos de biotita muscovita correspondiente a las facies de esquistos verdes de metamorfismo regional de bajo grado. La edad reportada para estas rocas determinadas por el método de K-Ar es Cámbrico Tardío-Missisípico Tardío.

Un pozo ubicado al SW de Tuxtla Gutiérrez, se reportó una edad para los esquistos del Missisípico-Pensilvánico (317 ± 8 M.a.) a una profundidad de más de 4000 m (Figura 3.3.).

En la **Plataforma de Yucatán** el pozo Y-1 cortó un pórfido de cuarzo metamorfizado y cloritizado de 410 M.a. (Silúrico) mientras que en el Pozo Y-4 tocó un esquistos de cuarzo cloritizado al cual se le asignó una edad de 300 M.a. (Pensilvánico-Pérmico).

Paleozoico.

En el Anticlinorio de Huizachal Peregrina (Figura 3.4) el Paleozoico sedimentario está representado por las siguientes formaciones:

Cuarcitas La Presa (Carrillo, 1959) que corresponde con una unidad de más de 100 m de cuarcitas y calizas silíceas que afloran en el Cañón de la Peregrina, aproximadamente a 300 m al Oeste del rancho Vicente Guerrero.

Las cuarcitas son de color blanco ligeramente amarillento, en capas de espesor medio que en ocasiones alternan con delgadas capas de calizas silíceas de color blanco y amarillo crema



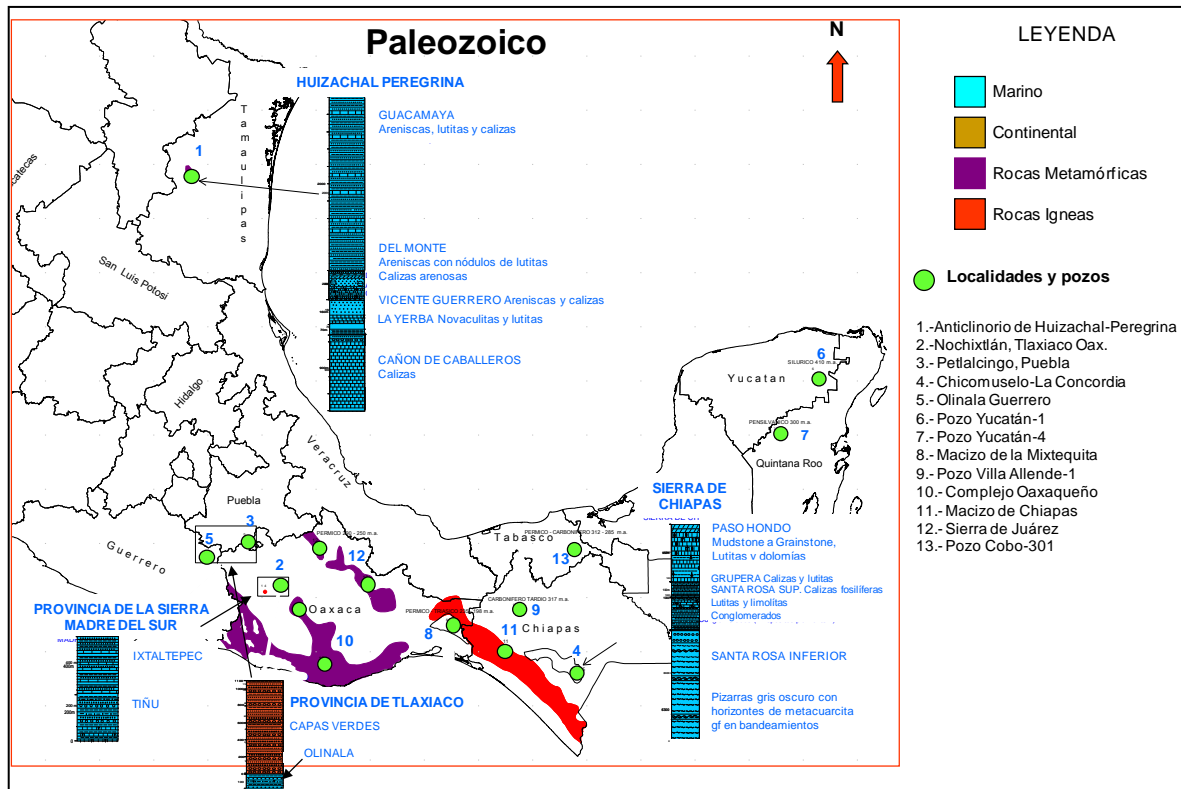


Figura 3.4 Mapa con los principales localidades tipo para el Paleozoico (Tomado de AREM, 2006).

Conglomerado Naranjal. Carrillo (1959), le asignó este nombre a un cuerpo de conglomerados de 30-40 m de espesor que subyace a sedimentos Silúrico-Ordovícico y cubre en aparente discordancia a las cuarcitas La Presa, la localidad tipo se encuentra a 500 m al NE del rancho el Naranjal, en el Cañón de Caballeros. Está constituido por fragmentos redondeados y subredondeados de gneiss y cuarcitas similares a las cuarcitas sobre las cuales descansa, el tamaño de los fragmentos es variable y se hallan en matriz rica en sílice; las capas son de espesor mediano y grueso.

Calizas Victoria.- Se le había asignado este nombre a un pequeño afloramiento de rocas calcáreas con fósiles que se halla en la cuchilla de la Yerba a 1.5 Km. al NW del Rancho Vicente Guerrero (Cañón de la Peregrina), se había considerado de probable edad Ordovícica, sin embargo, en recientes fechas se ha comprobado la edad Silúrica de las rocas que afloran. Se encuentran subyaciendo en aparente concordancia a sedimentos silúricos.





Las calizas son parcialmente recristalizadas de color rosado que intemperizan a café rojizo, en capas de espesor medio ligeramente ondulantes, algunas de estas capas contienen abundantes braquiópodos y algunos corales.

Formación Cañón de Caballeros se le ha asignado el nombre al conjunto de \pm 90 m de espesor de calizas de color gris, negro y lutitas de color gris verdoso y negro con abundante fauna silúrica que aflora en la región de Cd. Victoria, Tamaulipas en el Cañón de Caballeros, la Cuchilla de la Yerba y del Monte a aproximadamente 1.5 Km al NW del rancho Vicente Guerrero. De la base a la cima esta constituido por 30 m de calizas de color gris, gris oscuro a negro, en capas de espesor medio que alternan con capas delgadas de lutitas color negro; sobre ellas descansan 15 m de calizas de color gris oscuro a negro que alternan con delgadas capas de areniscas cuarcíferas, cubriendo el cuerpo de calizas antes descrito se hallan 20 m de lutitas y lutitas arenosas de color gris verdoso y gris oscuro, el cuerpo de calizas contiene abundantes trilobites, braquiópodos y algunos corales, en las lutitas también hay abundantes braquiópodos.

La sección expuesta en el Cañón de Caballeros entre los ranchos Aserradero y el Naranjal, únicamente muestra parte de la Formación del mismo nombre, de la porción más baja a la mas alta esta constituida por 2 m de calizas y calizas arenosas muy fosilíferas en capas de 10 a 20 m de espesor que alternan con algunos estratos delgados de areniscas cuarcíferas y lutitas negras, sobre ellas descansan 50 m de estratos de lutitas y lutitas arenosas de color gris oscuro a negro y gris verdoso, ligeramente esquistosas. En la porción de este cuerpo lutítico se observa un horizonte fosilífero con abundante *Rhynchotreta* Sp. Los dos metros de calizas mencionadas al principio del párrafo, corresponden a la parte alta del cuerpo calcáreo de cerca de 30m que se halla en la porción inferior de la formación, en la Cuchilla de la Yerba. Esta formación descansa en aparente concordancia sobre las calizas Victoria, y subyace también en aparente concordancia a los sedimentos silicios de edad Silúrico Superior-Devónico Inferior de la Formación la Yerba (Bravo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991).

Formación La Yerba. Se ha dado este nombre al conjunto de rocas de sílice (Novaculita y pedernal) lutitas de color negro y gris verdoso, areniscas de color gris verdoso y algunas calizas parcialmente dolomitizada. Su localidad tipo, es la cuchilla de la Yerba, localizada en Ciudad Victoria, Tamaulipas, constituida de la base a la cima por: \pm





20 m de sedimentos síliceos (novaculita: Roca de sílice criptocristalina, densa, homogénea, clara, constituida esencialmente por microcuarzo) de color blanco y pedernal blanco y amarillo \pm 40 m de lutitas de color gris oscuro a negro, gris verdoso, alternan con capas gruesas de areniscas de grano fino a medio, de color gris verdoso y gris oscuro (Figura 3.4).

Al sur del rancho aserradero (Cañón de Caballeros), la formación La Yerba de la base a la cima esta representada por mas de 40 m de sedimentos síliceos de color blanco, en capas de 2 a 40 m de espesor suprayaciendo a estas rocas se observan mas de 30 m de lutitas color negro y gris verdoso que alternan con areniscas arcillosas de color gris verdoso; en las areniscas arcillosas se encuentran ejemplares braquiópodos (*chonetes*) Figura 3.5.

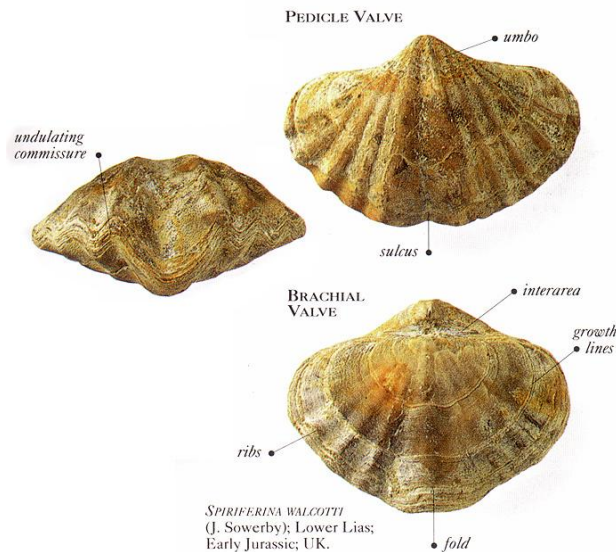


Figura 3.5 Braquiópodos *Chonetes* sp. (Tomado de Invertebrate Paleontology Laboratory 2006).

En la margen derecha del Cañón de Caballeros hay un pequeño afloramiento de lutitas de color negro en capas delgadas a medias, alternan con areniscas de color gris oscuro, que presenta escasas y delgadas capas de bentonita de color amarillo; también se observan capas de calizas parcialmente dolomitizadas que alternan con delgados estratos de lutitas de color gris, en las capas de las lutitas se colectaron fragmentos de fósiles.



En la cuchilla la Yerba esta unidad se encuentra concordante sobre sedimentos silúricos y esta cubierta por sedimentos del Missisípico inferior.

Entre los ranchos el Aserradero y el Naranjal, las rocas de probable edad Devónica descansan concordantemente sobre sedimentos silúricos, y están subyaciendo en discordancia angular a calizas del Pensilvánico Inferior.

Formación Vicente Guerrero.- Es un conjunto de más de 160 m de espesor de areniscas de color gris oscuro y lutitas negras con fauna del Missisípico Inferior, que afloran en el rancho Vicente Guerrero, localizado en la margen derecha del Cañón de la Peregrina; las areniscas son cuarcíferas, de grano medio a grueso, con lentes conglomeráticos de color gris, oscuro en capas que varían de 20 cm. a varios metros de espesor, alternan con lutitas de color gris oscuro a negro, en la parte alta de la formación aumentan un poco las lutitas en toda la secuencia hay abundante microfauna.

A 300 m del rancho Vicente Guerrero, las rocas missisípicas descansan en aparente concordancia sobre rocas de muy probable edad devónica; en el Cañón de la Peregrina a 500 m al W del rancho La Peregrina, esta formación subyace en discordancia angular a la Formación del Monte de edad Pensilvánico Inferior (Figura 3.4).

Formación del Monte.- Se ha designado al conjunto de más de 200 m de calizas, calizas arenosas, areniscas de color gris oscuro, lutitas de color gris verdoso y gris oscuro de edad Pensilvánico que afloran en el anticlinal de Huizachal-Peregrina (Figura 3.6).

La localidad tipo se encuentra en la cuchilla del Monte a 600 m al W del rancho la Peregrina. En el Cañón de la Peregrina afloran mas de 200 m, de la base a la cima esta constituida por 4 m de conglomerado formado por cantos subredondeados de diferentes tamaños de areniscas y lutitas de clastos las formaciones subyacentes, cementados por material arcillo calcáreo, sobre este, se hallan calizas bioclásticas de color gris oscuro a negro, con abundantes corales y crinoides en capas de 5 a 60 cm. de espesor.

Suprayaciendo se presentan calizas arenosas de color gris oscuro, en capas que varían de 20 a 60 cm, las cuales al agruparse forman bancos de más de 2 m de potencia; el cuerpo calcáreo tiene un espesor de 30 m. Sobre las calizas mencionadas se





encuentran areniscas de grano medio a grueso con fragmentos de lutitas negras, ambas rocas se observan en capas de espesor medio a grueso, sobre los sedimentos descritos hay lutitas de color gris verdoso que alternan con capas de areniscas de color gris.

En el Cañón de Caballeros afloran mas de 150 m mientras que en el Cañón de la Boca, aflora una sección de mas de 200m de espesor donde se encuentra microfauna del Pensilvánico Superior. En la localidad tipo contiene corales y foraminíferos.

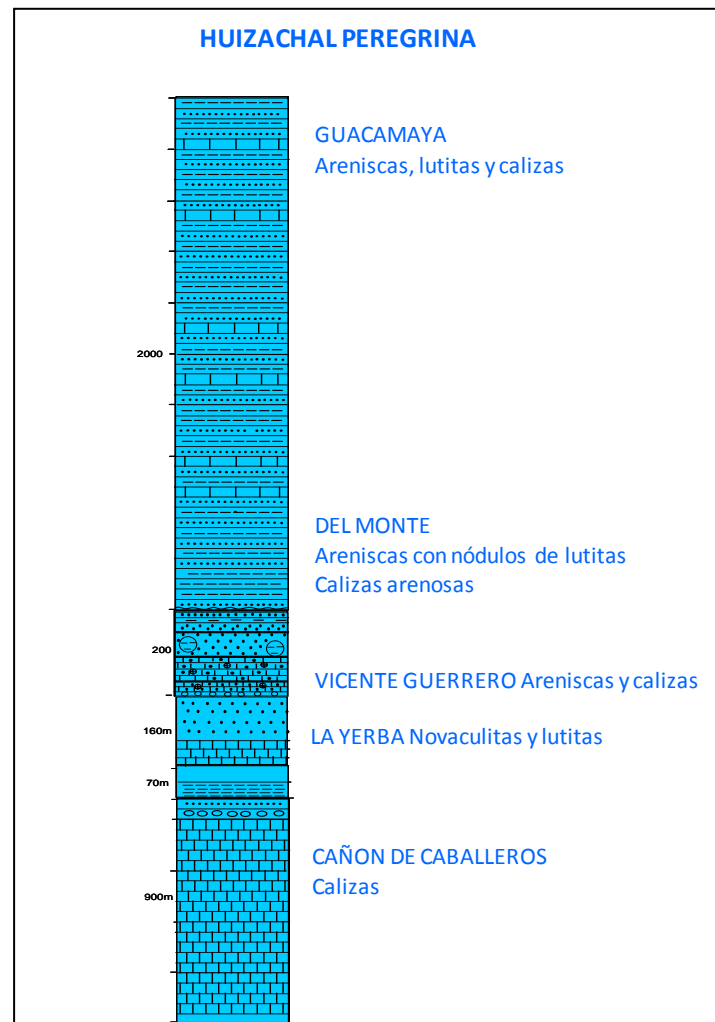


Figura 3.6 Columna tipo con las principales formaciones de la localidad Huizachal Peregrina, Bravo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991.



Descansa en discordancia angular sobre la formación Vicente Guerrero y en el Cañón de Caballeros encuentra descansando en discordancia angular sobre las rocas silúricas.

Formación Guacamaya. Corresponde con una potente sección de sedimentos de edad Leonardiano y Wolfcampiano, constituida por una secuencia rítmica de areniscas, conglomerados y lutitas de color gris oscuro, negro y verdoso que afloran en el anticlinal de Huizachal-Peregrina. La localidad tipo se halla en el rancho la Guacamaya y el rancho la Peregrina en el Cañón de la Peregrina o de la Presa; esta expuesta en los siguientes cañones: Peregrina, Caballeros, Arroyo Seco, Santa Lungarda, la Boca y el Olmo.

Está representado por una sección de más de 150 m de lutitas y areniscas de color gris verdoso, en capas de espesor medio, entre las cuales se hallan cuerpos de 1 a 4 m de espesor de calizas con fusulínidos de color gris blanquecino.

Sobre dicha secuencia se halla un cuerpo de 8 m de espesor de calizas de color gris oscuro a negro, con abundantes fusulínidos, en capas de 30 cm de espesor. Sobreyaciendo en discordancia angular a las calizas mencionadas, se observa un conglomerado de 10 m de espesor, constituido por fragmentos de calizas con fusulínidos y de lutitas negras arcillo calcáreas.

Sobreyaciendo el conglomerado se hallan areniscas de color gris verdoso en capas de 40 cm a 1 m de espesor y descansando en las arenitas, lutitas y areniscas de color negro en capas delgadas. (Barvo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991).

En el Cañón de la Peregrina de la base a la cima, contiene areniscas y areniscas arcillosas de grano medio, de color gris oscuro y negro, alternan con lutitas negras en estratos de 5 cm a 1 m de espesor, 100 m de areniscas arcillosas de grano medio a grueso, en capas que varían de 1 a 10 cm de espesor, alternan con lutitas de color negro en capas de potencia parecida, 35 m de areniscas de grano grueso y conglomerados constituidos por fragmentos de cuarzo y lutitas negras en capas de 30 cm a 2 m de espesor, alternan con cuerpos de más o menos el mismo espesor de areniscas y lutitas negras en capas delgadas; 60 m de areniscas y lutitas de color negro, en capas que varían de 30 a 20 cm de espesor, 75 m de areniscas de grano grueso a conglomerático





de color gris acero que intemperizan en gris ligeramente café, con fragmentos de crinoides, en bancos de 1,5 m de espesor que alternan con areniscas y lutitas negras en capas de 2 a 20 cm de espesor.

En la parte superior de la unidad, se observan fragmentos de tallos de plantas, 100 m de arenisca de grano fino, de color gris, en capas de 2 a 30 cm de espesor; alternan con estratos de igual potencia de lutitas negras.

En la parte media de la unidad se halla una capa de caliza de aproximadamente 80 cm de espesor, la caliza es clástica con abundantes crinoides, fusulínidos y algunos amonoideos; 50 m de lutitas negras en capas de 5 a 20 cm. de espesor, alternan con capas de 2 a 3 cm de lutitas arenosas y areniscas de color gris; 150 m areniscas de grano grueso a conglomerático de color gris que intemperizan en café grisáceo, en capas de 60 cm a más de 1 m de espesor que alterna con lutitas bandeadas en capas de 10 a 30 cm de espesor; 25 m de areniscas de grano medio a grueso de color gris oscuro que intemperizan en gris, en bancos de 1.5 a 2 m, con abundantes fragmentos angulosos de lutitas negras.

Subyace discordantemente a los lechos rojos de la Formación la Joya y su porción mas baja estratigráficamente, se halla en contacto por falla con las formaciones Del Monte y Vicente Guerrero.

Provincia de Tlaxiaco, Oaxaca.

Formación Olinalá, su nombre fue propuesto por Flores de Dios G.A. y Buitrón B.E. (1982) para una secuencia de calizas y lutitas del Pensilvánico-Pérmico, su localidad tipo se encuentra en Olinalá, Guerrero.

Litológicamente esta constituida por areniscas, lutitas y limolitas con crinoides y braquiópodos con espesor de 80 m, su ambiente es de plataforma cercano a la costa.

Formación Capas Verdes.- López Ticha (en Ortega y Lambarria, 1991), describe areniscas, conglomerados y conglomerados de cuarzo con intercalaciones de lutitas carbonosas y cita como localidad tipo el NW del homoclinal de Petlalcingo, al SW de la





Colonia Ibarra Ramos, Oax. Litológicamente está constituido por una secuencia de areniscas color rojizo de grano medio a grano grueso con estratos medianos de conglomerados y areniscas conglomeráticas de fragmentos de cuarzo, esquistos y granito; el espesor reportado en la localidad tipo es de 1100 a 1400m.

Su edad es del Paleozoico Superior, en esta formación se conservan tallos y restos de hojas de planta. Se infiere que estos sedimentos se depositaron en un medio continental fluvial con variaciones paludales (Figura 3.4).

Provincia de la Sierra Madre del Sur.

Formación Tiñú.- Nombre propuesto por Pantoja en 1970 (en Ortega y Lambarria, 1991), para rocas marinas de edad Cámbrico- Ordovícico que consiste en calizas, lutitas, limolitas y areniscas; se divide en dos miembros uno inferior calcáreo y otro superior lutítico, basándose en su composición litológica. La localidad tipo es en Nochixtlán, Oaxaca (Figura 3.4).

Litológicamente está constituida de la base a la cima por una secuencia alternante de calizas negras fosilíferas y lutitas; en las calizas se han reportado 21 géneros y 18 especies de trilobites, así como abundantes braquiópodos, conodontos, moluscos, esponjas y ostrácodos. La parte superior se compone de una alternancia de lutitas, areniscas, conglomerados de clastos pequeños y limolitas con abundante microfauna, su espesor mínimo es de 23-50 m, mientras que en la localidad tipo es de 200 m. La litología y fauna descrita indica que se depositaron en un ambiente de Plataforma.

Formación Ixtaltepec (Missisípico Pérmico), fue propuesto por González, 1970 (en Ortega y Lambarria, 1991), para una secuencia sedimentaria de lutitas, filitas, areniscas y calizas que afloran en el Barranco Santiago Ixtaltepec. Pantoja Alor (1970) dividió a esta unidad en tres formaciones Formación Santiago, Ixtaltepec y Yodoñe; se encuentra distribuida al NW de Nochixtlán, Oax..

Se constituye por una alternancia rítmica entre lutitas apizarradas de color verde, filitas gris verdoso con nódulos de óxidos de fierro, areniscas de grano fino micáceas, y capas de calizas; todo se encuentra estratificado en capas delgadas, la parte inferior





contiene briozoarios, braquiópodos, y tallos de crinoides, y su espesor promedio es de 400 m en la sección tipo en los alrededores de Santiago Ixtaltepec. El ambiente de depósito es marino con aporte de material terrígeno derivado de áreas positivas, los depósitos son de turbiditas.

Sierra de Chiapas

El Paleozoico sedimentario se encuentra aflorando en la región de Chicomuselo-La Concordia, la columna esta formada de la base a la cima por la **Formación Santa Rosa** redefinida por Vinson, (1962), la cual reporta en la Cuenca de Chapayal donde considera que los sedimentos más antiguos allí presentes corresponden a capas argiláceas parcialmente o sin metamorfismo, de probable edad Pensilvánico o Pérmico Temprano. Hernández, (1970) divide esta formación en dos miembros: Santa Rosa inferior y Santa Rosa Superior, siendo la primera un paquete de pizarras de color gris oscuro con algunas intercalaciones de metacuarcita de grano muy fino, su espesor máximo medido es de 4,000 m; el grado de metamorfismo aumenta a medida que se descende en la columna.

Es considerada de edad Pensilvánico y depositada en ambientes lagunares de baja energía con avenidas ocasionales y está cubierta de modo discordante por la Santa Rosa Superior que se compone por lutitas y limolitas de color rojizo, ligeramente calcáreas, arcillosas y arenosas, estos sedimentos tienen un alto contenido de matriz arcillosa terrígena y granos de cuarzo mal clasificados y angulares, sin fauna en los sedimentos terrígenos inferiores de la columna; el contenido orgánico se incrementa hacia la cima de la unidad, la cual incluye estratos de calizas fosilíferas (wackestone-packstone).

Su contenido faunístico lo constituyen los crinoides, briozoarios, fenestélidos, braquiópodos, ostrácodos y gasterópodos. Los microfósiles más característicos observados son *omia* sp.; *estromatoporido* generalmente presente en las capas de caliza, que caracteriza el Pensilvánico Medio y Superior (Damionesiano-Virgiliano); también contiene algas rodofíceas *cuneiphyucus* sp. y *Foliophycus* sp.; el foraminífero *Tetrataxis* sp. y menos frecuentemente *incertae sedis Tubiphytes* sp.





Para esta formación el ambiente de depósito es una plataforma continental de aguas someras, salobres, durante una máxima transgresión y el comienzo de un estado regresivo señalado por los carbonatos de la cima de la unidad, los sedimentos se acumularon probablemente en una laguna marginal, donde estuvieron sujetos a la acción de corrientes débiles.

Los estratos de calizas fosilíferas de la parte superior, indican aguas someras claras, bien aireadas que permitieron la existencia de abundante fauna y principalmente flora (en Malpica, 1977).

Formación Grupera (Pérmico Inf.-Wolfcampiano). Consiste de 410 m de espesor de lutitas que alternan con horizontes calcáreos fosilíferos, observándose un predominio arcilloso en las secciones más al sur y un incremento en carbonatos en las secciones estudiadas en el norte del área; la parte baja de esta unidad corresponde a una caliza crinoidal (mudstone fosilífero) que gradualmente continúa hacia arriba con una secuencia de limolitas calcáreas, posteriormente en la cima de la formación se observan estratos predominantemente calcáreos (wackestone-packstone y grainstone) con cambios laterales ligeramente dolomíticos.

Los carbonatos exhiben numerosas vetillas de calcita y algunas muestras se encuentran recristalizadas. Esta formación es muy fosilífera y destacan principalmente los crinoides, espículas de esponja, trilobites, gasterópodos, algas, conchas, espinas de braquiópodos, ostrácodos y briozoarios fenestélidos, que forman un constituyente importante en muchos estratos de calizas y lutitas. El conjunto biótico característico lo forman el fusulinido *Schwagerina gruperaensis*, el paleotextularido *Climacammina* sp., *incertae sedis Tubiphytes* sp.

El depósito de carbonatos de la Formación Grupera, parece haberse efectuado en un ambiente marino somero de moderada a baja energía, representado por las facies con alto contenido de lodo y fango calcáreo (mudstone y lutita), no obstante, las facies de capas detríticas con bajo o ningún contenido de fango calcáreo (wackestone-packstone y grainstone) representan condiciones de aguas someras pero de alta energía, donde la luz y la oxigenación en exceso dieron origen a la abundante flora y fauna que se desarrollaron en este medio, posiblemente formado en un ambiente de plataforma donde





la acción de las fuertes corrientes de marea limpió prácticamente el lodo calcáreo acumulado y originó las calizas bioclásticas con grandes porciones de cemento espático.

La sedimentación fue probablemente uniforme por largos períodos de tiempo con pequeñas afluencias de sedimentos clásticos, representado por las facies de limolitas calcáreas, pequeños horizontes de areniscas de grano muy fino dentro de las lutitas, fueron quizás producidos por una actividad tectónica local o posibles variaciones temporales del nivel de energía, ya que el contenido biógeno es similar en casi todas las rocas de la formación.

La abundante presencia de algas, crinoides, fusulinidos y otros foraminíferos y organismos sugieren que la profundidad del agua no sobrepasó los 30 m.

Formación Paso Hondo.- Son aproximadamente 850 m de carbonatos de edad Pérmico (Wolfcampaniano Tardío-Leonardiano), esta formación se localiza en la parte sur del Estado de Chiapas, aunque tiene su mayor desarrollo hacia la República de Guatemala; litológicamente consiste de calizas que varían de color gris oscuro a café claro y dolomías principalmente observadas en la cima de la unidad, intercaladas entre las calizas hay horizontes de arcilla, limolita, arenisca y lutita de color oscuro con ocasionales manchones de carbón (Hernández 1973). Los carbonatos presentan algunos nódulos y bandas de pedernal. También se encuentran en la parte superior algunos cuerpos brechoides.

Petrográficamente hay gran diferenciación de tipos de caliza, observándose mudstone, wackestone, packstone y grainstone muy fosilíferos y bien estratificados en capas de 20 a 80 cm de espesor.

Las calizas y dolomías comúnmente se presentan muy fracturadas y con numerosas vetillas de calcita; lo cual puede deberse al intenso fallamiento en la región, que también produjo recristalización de las calizas.

En la parte superior, estas dolomías presentan grandes posibilidades como rocas almacenadoras con alta porosidad y permeabilidad, debido al gran fracturamiento; Algunos tipos de caliza observados en la Formación Paso Hondo tienen un fuerte olor





fétido y son principalmente calizas negras, cuya coloración sea de naturaleza carbonosa. Dicho pigmento está uniformemente repartido en la matriz micrítica en forma de una película muy fina.

Las muestras con características brechoides observadas en las secciones Río Comalapa, Lajerío - Bellavista y Chicomuselo-Corralito están integradas por clástos de forma angulosa a subredondeada, que miden entre 3,000 y 5,000 micras de ancho.

Algunos fragmentos corresponden a porciones de micrita sin fósiles; otros forman un fango calcáreo con abundantes pellas, algas y otros restos biogénos; otras fracciones rudáceas están compuestas por dolomías y micritas ligeramente dolomitizadas con restos de fusulínidos y equinodermos.

Los fragmentos están incluidos en una matriz limofangosa calcárea, ligeramente arcillosa o en cemento de calcita espática. Los clástos en algunas ocasiones están separados por una superficie estilolítica que muestra alta porosidad. Los aloquímicos presentes son algas, fusulínidos, crinoides, briozoarios, corales, braquiópodos, ostrácodos, trilobites y diversas especies de foraminíferos además de algunas pellas y plantas fósiles.

Los sedimentos calcáreos fueron probablemente depositados en un ambiente de plataforma somera bajo situaciones similares a los depósitos de la Formación Gruperá. La asociación faunística de algas, fusulínidos, corales, crinoides, braquiópodos, briozoarios, ostrácodos y otros organismos sugieren un medioambiente sublitoral con profundidades entre 28 y 50 m y el alto contenido de lodo y fango calcáreo hace pensar en condiciones en algunos casos de baja energía. (Barvo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991).

El Paleozoico contiene volúmenes importantes de sedimentos distribuidos en las localidades: Anticlinorio de Huizachal Peregrina Ciudad Victoria, Tamaulipas, Provincia de Tlaxiaco, Oaxaca, Provincia de la Sierra Madre del Sur, Sierra de Chiapas (Figura 3.7)





UBICACIÓN DE FORMACIONES PALEOZOICAS EN TIEMPO									
	SERIE	PISO	Fm. Cuarcitas La Presa	Fm. Calizas Victoria	Fm. Cañón de Caballeros	Fm. La Yerba	Fm. Tiñú	Fm. Santa Rosa	Fm. Paso Honda
MESOZOICO	JURASICO	SUPERIOR	Tithoniano						
			Kimmeridgiano						
			Oxfordiano						
		MEDIO	Calloviano						
			Bathoniano						
			Bajociano						
	INF.	Liasico							
	TRIASICO	SUP.	Retico						
			Nordico						
			Carnico						
		MED.	Ladiniano						
			Anisiano						
		INF.	Bocitano						
PALEOZOICO		Pérmico							
		Carbonífero							
		Devónico							
		Silúrico		CALIZAS RECRISTALIZADAS	90 M DE ESPESOR DE CALIZAS Y LUTITAS	NOVACULITA Y PEDERNAL		PIZARRA CON INTERCALACIONES DE METACUARCITA	850 M DE CARBONATOS
		Ordovícico					CALIZAS, LUTITAS, LIMOLITAS Y ARENISCAS		
		Cámbrico							
		Precámbrico	100 m DE CUARCITAS, CALIZAS SUCCAS						

Figura 3.7 Desarrollo en Tiempo de las Formaciones Paleozoicas.

Triásico

Formación Huizachal (Carrillo, 1961), es una secuencia de mas de 2,000 m de espesor de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados de color rojo, verde y gris verdoso, cuya localidad tipo se encuentra en el valle de Huizachal a 20 Km al SW de Cd Victoria, Tamaulipas, sin embargo puede apreciarse con mayor amplitud en el Cañón de la Boca a 27 Km. al NW de Cd. Victoria, Tamaulipas (Figura 3.8).

Se halla expuesta en el Valle de Huizachal, en la cuchilla del Burro, en los cañones de la Peregrina, Caballeros, Arroyo Seco, Santa Lungarda, La Boca, La Esperanza, El Olmo, el Rosario, Guayabas y Río Purificación, en Matehuala, San Luis Potosí, en el Cañón Alamar y al SE de Galeana NL.

Al sur del rancho de Huizachal, la formación tiene mas de 350 m de espesor y de la base a la cima se encuentra integrado por 20 m de lutitas arenosas de color rojo oscuro, en capas que varían de 30 a 80cm de espesor, sobreyaciendo hay capas de conglomerados constituidos por fragmentos subredondeados de 20 a 30 cm. de diámetro de rocas ígneas de color oscuro y verde, 10 m de areniscas de grano fino a medio, bien





cementadas por material arcilloso de color rojo, en capas de 2 a 10 cm. de espesor alternan con delgados estratos de lutitas de color rojo, con fragmentos de tallos de plantas.

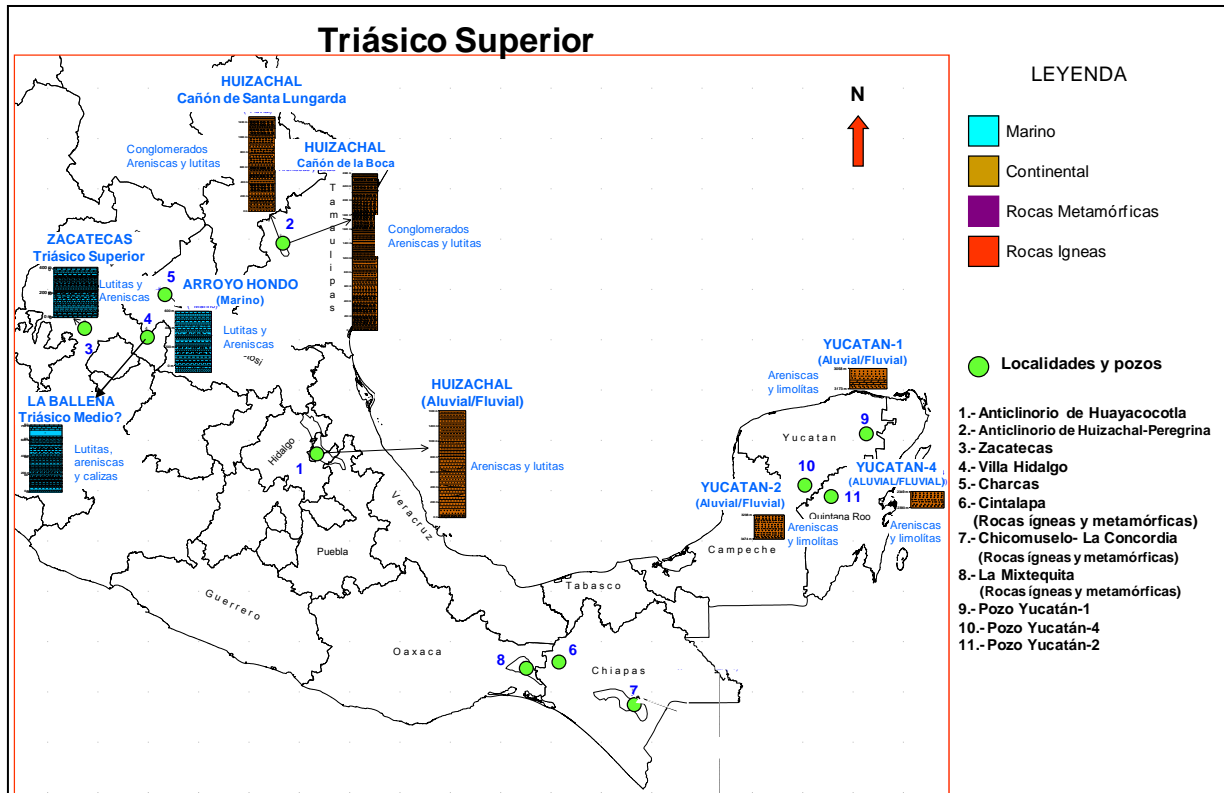


Figura 3.8 Mapa con las principales localidades para el Triásico Superior (Tomado de AREM, 2006).

Por encima de estas, 22 m de lutitas ligeramente arenosas de color rojo, cementadas por material margoso del mismo color; las capas varían de 5 a 60 cm de espesor, alternan con areniscas de grano fino a medio, cementadas por material margoso de color rojo.

Sobreyaciendo hay 20 m de areniscas de grano fino de color rojo, cementadas por material margoso del mismo color; las capas varían de 10 a 80 cm. y alternan con lutitas de color rojo, en estratos de 10 cm. a más de 1 m de espesor y 2 m de lutitas y lutitas arenosas de color rojo en capas que varían de 10 a 80 cm, 12 m de areniscas arcillosas de color rojo, de grano medio en capas de 20 cm a más de 2 m de espesor que alternan con lutitas rojas en capas de 20 a 80 cm, 108 m lutitas arenosas de color rojo, en capas





de 2 cm a más de 1 m de espesor de areniscas arcillosas de grano medio, de color rojo, en estratos de 10 a 80 cm, 1.5 m de capas de conglomerado mal cementado por arcilla roja, constituido por fragmentos de arenisca de los mismos lechos rojos y de rocas ígneas básicas, los fragmentos son subangulosos y varían de 0.5 a 20 cm de diámetro, 36 m de lutitas y lutitas arenosas en lechos de 2 a 3 cm de espesor.

Se agrupan en bancos de más 1 m de espesor; se presentan algunos fragmentos de tallos de plantas, 26 m de areniscas de grano grueso a conglomerático, de color rojo y verde grisáceo, en capas de 40 cm a 1.5 m de grosor, alternan con las lutitas rojas en lechos de 10 a 40 cm. de espesor, 10 m lutitas y lutitas arenosas de color rojo, en capas de 10 cm a 1 m de espesor, alternan con algunos estratos de arenisca arcillosa de grano medio a grueso de 10 cm a cerca de 1 m de espesor.

En el Cañón de Santa Lungarda (Figura 3.9), se han agrupado 5 cuerpos, los cuales de la base a la cima son: 256 m de lutitas arenosas y areniscas de grano grueso, de color rojo en capas de espesor medio a grueso, 128 m de conglomerados en bancos con espesores potentes (cerca de 8 m) los conglomerados están constituidos por fragmentos de gneisses de cuarzo y pocas rocas ígneas negras, el tamaño de los fragmentos varía de 0.5 a 20 cm; 256 m de lutitas verdes, areniscas y conglomerados de color gris verdoso, en capas gruesas, en la porción basal de este cuerpo hay abundantes troncos de árboles fósiles.

Los fragmentos de troncos en algunas ocasiones tienen más de 4 m de largo y cerca de 80 cm de diámetro, 384 m de lutitas arenosas de color rojo, en capas muy potentes, algunas veces tales capas alternan con estratos de areniscas arcillosas de color rojo; 256 m de conglomerados cuarcíferos, con matriz arenosa de color rojo y gris verdoso, en bancos que varían de 80 cm. a más de 4 m de espesor, ocasionalmente dichos bancos alternan con delgados estratos de lutitas de color rojo y verde.

En el Cañón de la Boca aflora una de las secciones más completas con 1780 m de espesor. El Triásico en el Cañón de la Peregrina en algunos sitios se encuentra subyaciendo en discordancia angular a la Formación Zuloaga y en otros lugares esta cubierto por la Formación la Joya; cerca del nacimiento del Cañón de Caballeros, la Formación Huizachal es cubierta en fuerte discordancia angular a la Formación Zuloaga y





la parte inferior de la sección aflorante, esta en contacto por falla con los esquistos Granjeno.

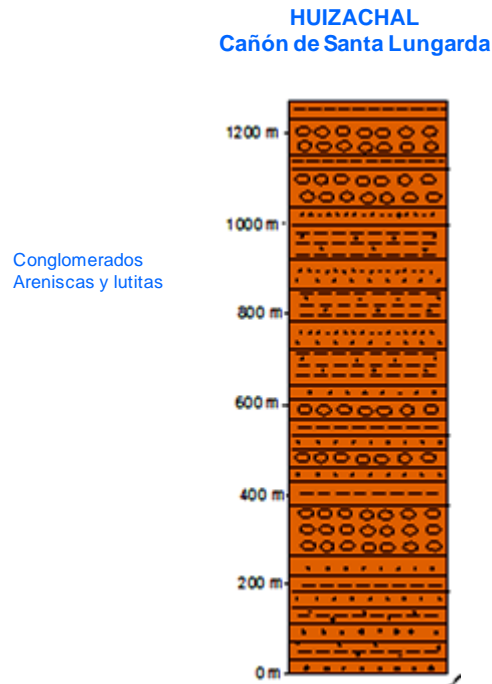


Figura 3.9 Columna Tipo de la localidad Huizachal “Cañón de Santa Lungarda” Bravo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991.

En México, el Triásico marino (Craniano) está representado por un afloramiento en Zacatecas (Figura 4) a 1,300 km al SE de Antimonio, en Zacatecas, su fauna ha sido descrita por Burckhardt y Frech (en Gallo, Gómez et al, 1993); los fósiles que predominan son los bivalvos que son retrabajados del Paleozoico; solo unos pocos fragmentos de amonitas fueron encontrados.

El Triásico de Zacatecas consiste también de lutitas y areniscas. Otro rasgo similar entre estas formaciones es que el Triásico Superior marca una transgresión sobre capas más antiguas (esquistos sercíticos, tal vez de edad paleozoica), es asignado por Burckhardt al subpiso Juliano del Craniano, Smith lo considera como equivalente a su subunidad *Trachyceras* (Figura 3.10).

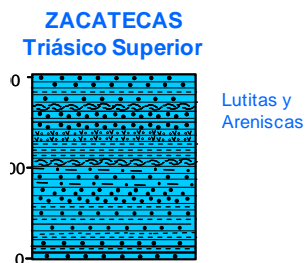


Figura 3.10 Columna Tipo de la localidad Zacatecas Bravo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991.

Jurásico Inferior

Formación Huayacocotla.- Fue nombrada por Imlay en 1948, está constituida por lutitas y limolitas de color de color gris claro, estratificadas en capas de 2 a 50 cm de espesor, con intercalaciones de arenisca cuarzosa de grano medio a grueso, matriz arcillosa en capas de 30 a 60 cm de espesor con escasas interestratificaciones de bentonita y tobas de color gris y escasos lechos de lutita negra, en el área de referencia se han medido un espesor de 950 m. Esta formación se depositó en un ambiente de alta energía, predominantemente marino (Figura 4.1).

La edad de esta formación es del Sinemuriano-Pleinsbachiano, aflora en las proximidades de la hacienda Cahuascal y ha sido cortada por algunos pozos de la Cuenca de Tampico-Misantla. Se han identificado los fósiles *Verniceras*, *Echioceras* y dentro de los amonites, *arnioceras*

Formación Rosario.- La formación Rosario fue nombrada por Revén en 1936, su localidad tipo se encuentra en el Estado de Oaxaca. Esta formada por litarenitas de grano fino a medio, limolitas cafés y lutitas negras carbonosas, localmente se observan conglomerados que según Revén podrían provenir del Complejo Acatlán y de los demás estratos inferiores de esta unidad, sin embargo de acuerdo a Ochotorena (1981).

Estos conglomerados están compuestos de rocas volcánicas, cuarcita y lutita, lo cual podría indicar que las rocas extrusivas subyacentes también constituyeron una fuente importante de aporte.





El espesor máximo de esta formación es de 280 m (Petlalcingo) y el mínimo de 50 m (Tezoatlán). El tamaño general de los granos en la Formación Rosario y la ausencia de volcánicos podría indicar una disminución en la tectónica del área. Como consecuencia de las corrientes fluviales que acarrearón suficiente cantidad de arena y limo.

De esta manera, planicies de inundación se pudieron haber formado a un lado de los canales activos o abandonados, produciéndose y preservándose en ellas la materia orgánica, en un clima probablemente húmedo (Figura 3.11).

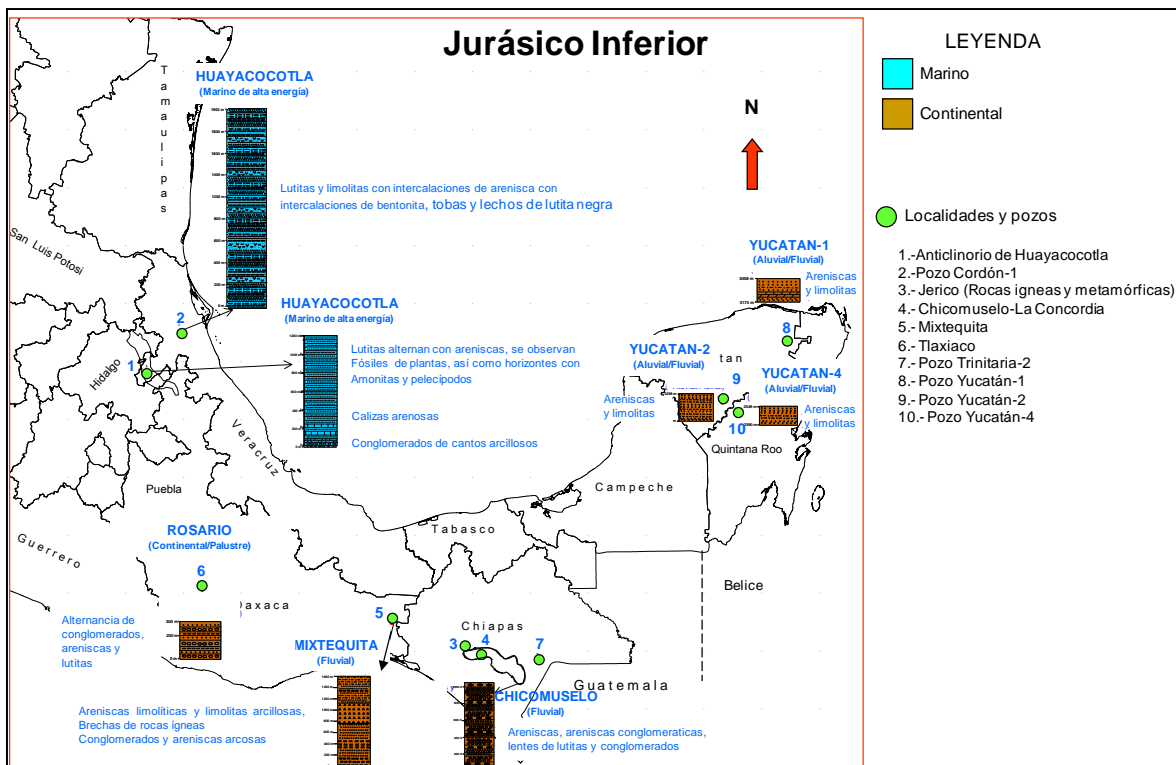


Figura 3.11 Mapa con las principales localidades tipo para el Jurásico Inferior (Tomado de AREM, 2006).

Formación Todos Santos. Su nombre fue establecido por Sapper (1894) para una secuencia de sedimentos terrígenos constituidos litológicamente por conglomerados, areniscas y limolitas de color rojizo que afloran en la Villa de Todos Santos, Guatemala.

Chávez, (1997) reporta que descansando discordantemente sobre rocas plegadas del Paleozoico o directamente sobre gneiss y subyaciendo concordantemente a calizas





del Cretácico inferior; su litología incluye areniscas, margas, lutitas, pizarras arenosas y conglomerados, cuyos colores varían de rojo a café claro. En el occidente de Guatemala y oriente de Chiapas contiene detritos de rocas ígneas y metamórficas, capas de caliza, yeso y posiblemente sal.

Richards (1962, en Chávez, 1987) describe dos formaciones de la sección clástica basal del Mesozoico en el Sureste de México y en Guatemala, la inferior es Todos Santos (miembro inferior conglomerático) y la superior a la que se denomina San Ricardo compuesta por lutitas, limolitas y areniscas con un paquete intermedio de caliza (110 m) y eventuales capas de yeso.

De acuerdo con Blair 1981 (en Chávez, 1987), esta unidad se acumuló en un ambiente de abanicos aluviales en regiones áridas y se reconocen sus tres diferentes facies: abanico proximal, medio y distal; por su composición propone que las rocas madres de esta unidad son las del basamento.

Esta formación presenta espesores muy variables en distancias muy cortas, como ocurre en Río Negro (1365 m), en la sección Santa María (400 m) y en Francisco I. Madero (200 m) (Herrera et al, 1991). Con base en la diferencia tan grande de espesores en distancias muy cortas, podemos suponer que existía en el continente una serie de fosas y pilares que nos condicionaron la sedimentación Pre-Jurásico Superior (Mandujano et al, 1992).

En la sección Río Negro, esta formación presenta dos unidades completamente diferentes, la inferior constituida por limolitas, en las cuales se observan clastos redondeados de calizas con ostrácodos de probable edad paleozoica, en ocasiones formando partes conglomeráticas deformadas; esta unidad se encuentra alterada hidrotermalmente y en ocasiones intrusionada por diques andesíticos.

En la unidad superior no existe gran deformación, excepto en la parte superior, la cual se observa con plegamiento suave.

Jurásico Medio.





Formación Rosario.- En el área de la Región de Tampico- Misantla, consiste en una alternancia de lutitas y limolitas de color gris y café rojizo, interestratificadas con areniscas del mismo color, en ocasiones conglomeráticas, el espesor de esta formación varía entre 89 y 1095 m. En la localidad tipo esta formación es continental; pero en otras localidades se depositó en ambientes marino somero y continental, la edad de esta formación varía del Toarciense al Aaleniano, se supone que se encuentra distribuida en gran parte del área estudiada, siendo su límite oriental una línea sinuosa (Figura 3.12).

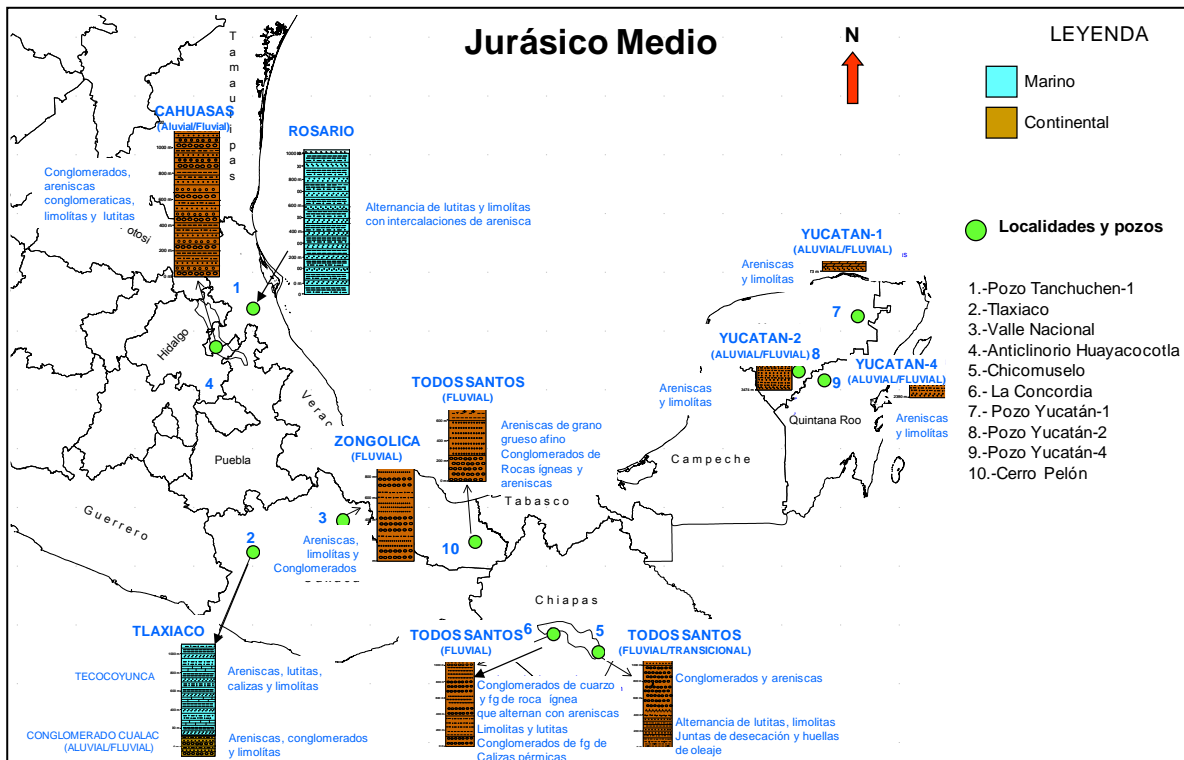


Figura 3.12 Mapa con las principales localidades y pozos tipo para el Jurásico Medio (Tomado de AREM, 2006).

Formación Cahuasa.- Fue nombrada por Carrillo Bravo en 1961, la localidad tipo se encuentra sobre el Río Amajac, a 40 km al N de Molango, Hgo. Litológicamente se compone de una alternancia de lutitas y limolitas café rojizo, areniscas grises y café estratificadas en capas de 20-90 cm de espesor; presenta algunos cuerpos de areniscas conglomeráticas en capas de 30-50 cm de espesor, esta formación tiene un espesor entre 700 y 1300 m, se considera típicamente continental de ambiente fluvial, su edad es del Bajociano-Batoniano, sin embargo en el área de Poza Rica, Rueda por datos





palinológicos la ubica del Toarciano al Calloviano, aflora en la porción central de la Sierra Madre Oriental (Figura 3.13).

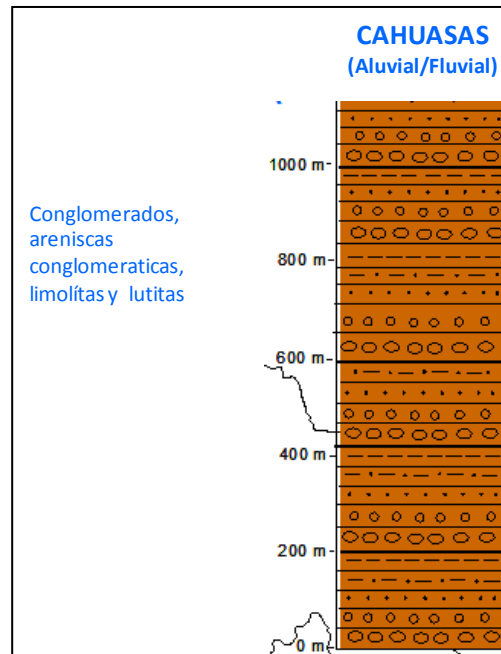


Figura 3.13 Columna Tipo de la localidad Cahuasas Bravo, 1961, 1965, Paez, 1955; Gotte, 1991.

3.2. Geología Estructural.

El estilo estructural de la Sonda de Campeche es muy complejo, debido a las diferentes etapas de deformación que han afectado a las rocas desde el Paleozoico hasta el reciente. De acuerdo con el mapa tectónico estructural para la Sonda de Campeche, el área de estudio abarca las provincias tectónicas: Cinturón Plegado Chuktah-Tamil, la Cuenca de Le-Acach y el Cinturón plegado Akal, las cuales se indican en la figura 4.4.

Hacia la porción central de la Cuenca de Le-Acach y de la zona de estudio, el nivel de despegue de la falla contraregional se ubica en la base de los sedimentos evaporíticos autóctonos del Jurásico.

En estos casos, la evacuación casi total de la sal autóctona ha provocado que se forme una “soldadura”, la cual ocasiona que sedimentos subsalinos estén en contacto con





potentes paquetes de sedimentos neógenos. En este caso, podemos inferir que las secuencias correspondientes al Jurásico, Cretácico y la parte inferior del Terciario han sido desplazadas, por lo que en la actualidad se encuentran ausentes.

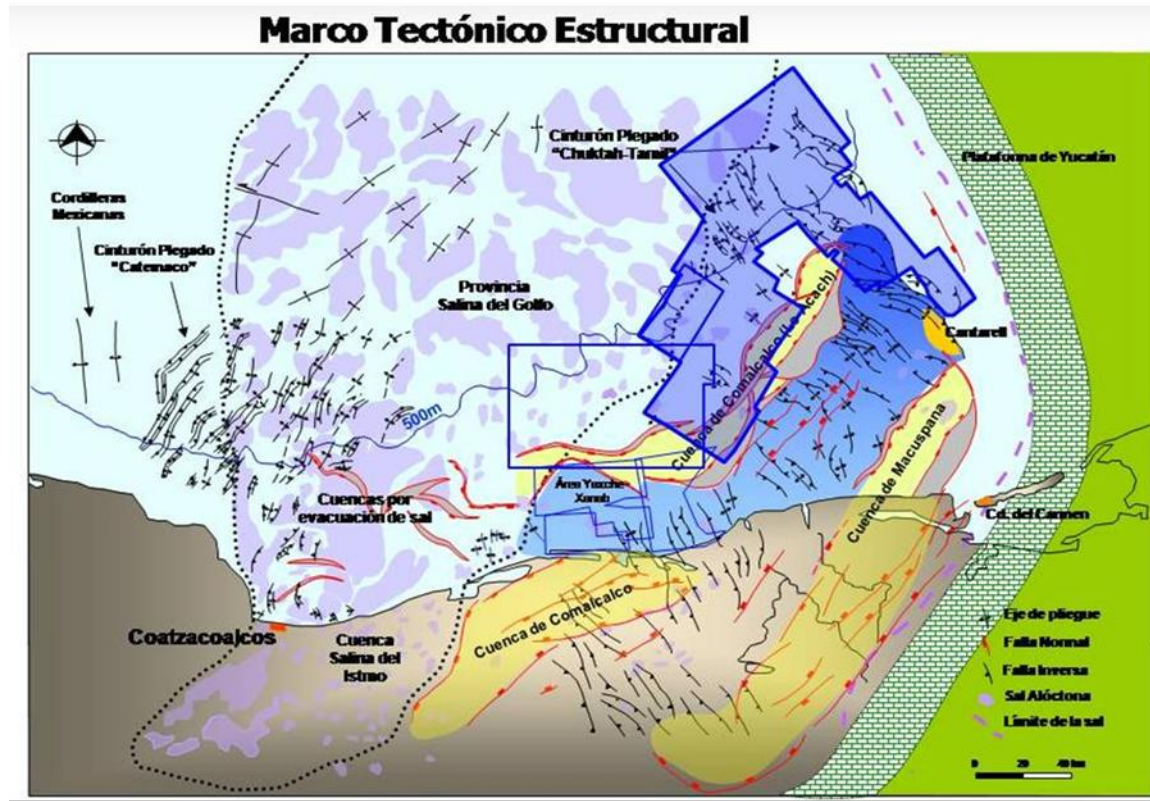


Figura 3.14 Mapa con Provincias Tectónicas de la Región Marina, (Modificado de CPE, 2008).

Para ilustrar los estilos estructurales en el área de estudio, se utilizara la sección aleatoria de la figura 3.15., que abarca varios cubos sísmicos.

Hacia él SE de la sección arbitraria (Figura 4.5) se tienen los reflectores subsalinos en una posición más somera (entre 4.6 y 5.1 s), mientras que en la parte NW de la sección, estos mismos reflectores subsalinos se encuentran en una posición más profunda (entre 6.2 y 7.3 s).

Estos reflectores profundos corresponden a un grupo de eventos paralelos claramente visibles hacia la parte central de la sección, particularmente donde se han formado "soldaduras" por el efecto de la evacuación de los niveles evaporíticos



autóctonos. Este grupo de eventos delimitan secuencias isópacas plegadas en estructuras paralelas, relativamente simétricas.

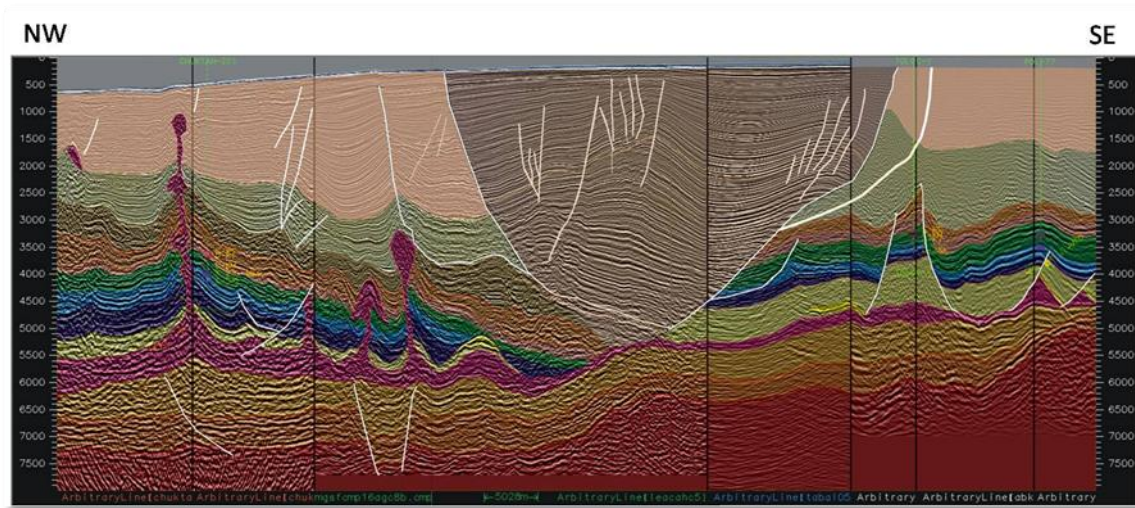


Figura 3.15 Sección sísmica arbitraria con interpretación (Tomado de CPE, 2008).

Hacia la porción central y SE de la sección la secuencia evaporítica por encima del grupo de reflectores mencionado, se observan marcadas variaciones de espesor como resultado de la influencia de la tectónica salina, generando diapiros de sal; estas estructuras están afectando a reflectores tanto del Jurásico Superior, Cretácico y del Terciario.

Tres de los cuatro diapiros de sal presentan soldaduras, tanto en niveles Jurásicos, como en reflectores del Terciario, las soldaduras presentes a diferentes niveles de estas estructuras sugiere que el estilo estructural contraccional estuvo presente tanto en el Jurásico como en el Terciario, así como el suministro de sal.

El evento de deformación más joven reconocido en la sección corresponde al sistema de fallas normales que permitieron el “rifting” del bloque estructural que aún conserva unidades mesozoicas y paleógenas.

La falla normal con echado hacia el noroeste define el límite de la Cuenca de Comalcalco en la sección, la estructura en consecuencia, corresponde a una falla contra-regional.



Hacia la porción sureste de la sección, se encuentra el pozo T, este pozo fue productor en el Cretácico Inferior y en el BTPKS (Brecha-Paleoceno-Cretácico Superior). Dicho pozo quedó ubicado en la culminación de una estructura anticlinal limitada por fallas inversas, conformando un bloque levantado.

La secuencia evaporítica presenta un espesor constante, las variaciones que se observan en la porción sureste de la sección, son producto de estructuras dómicas; en una de estas estructuras se encuentra ubicado el pozo P, en la culminación de la antes mencionada estructura dómica, además se encuentra afectada por fallas inversas locales.

En la porción de la cuenca de Comalcalco mostrada en la parte central de la sección, la interpretación sugiere que la evacuación de las evaporitas autóctonas ha sido parcial, permitiendo que los sedimentos del Neógeno descansen directamente sobre una soldadura que los pone en contacto con los reflectores pre-evaporíticos profundos. En el mismo sector se observa que la superficie de soldadura se encuentra plegada.

3.3. Ambientes de depósito.

Del análisis de la compilación bibliográfica de afloramientos y por la información de los pozos en las cuencas mexicanas que bordean el Golfo de México, con el fin de establecer la posible edad y tipo de roca para los horizontes pre-salinos objetivo, se proponen tres posibles modelos Geológicos.

El primer modelo propone que la edad del objetivo sea Paleozoico (posiblemente de edad Pérmico), (Figura 3.16), su análogo geológico serían los afloramientos del Paleozoico que se tienen en la Región de Chicomuselo (Sierra de Chiapas); la roca generadora serían lutitas y calizas arcillosas con características similares a la Formación Grupera.

La roca almacén se hallaría en carbonatos de plataforma, calizas y dolomías, con características similares a las de la Formación Paso Hondo, el sello lo constituirían lutitas de probable edad Triásico-Jurásico Inferior.



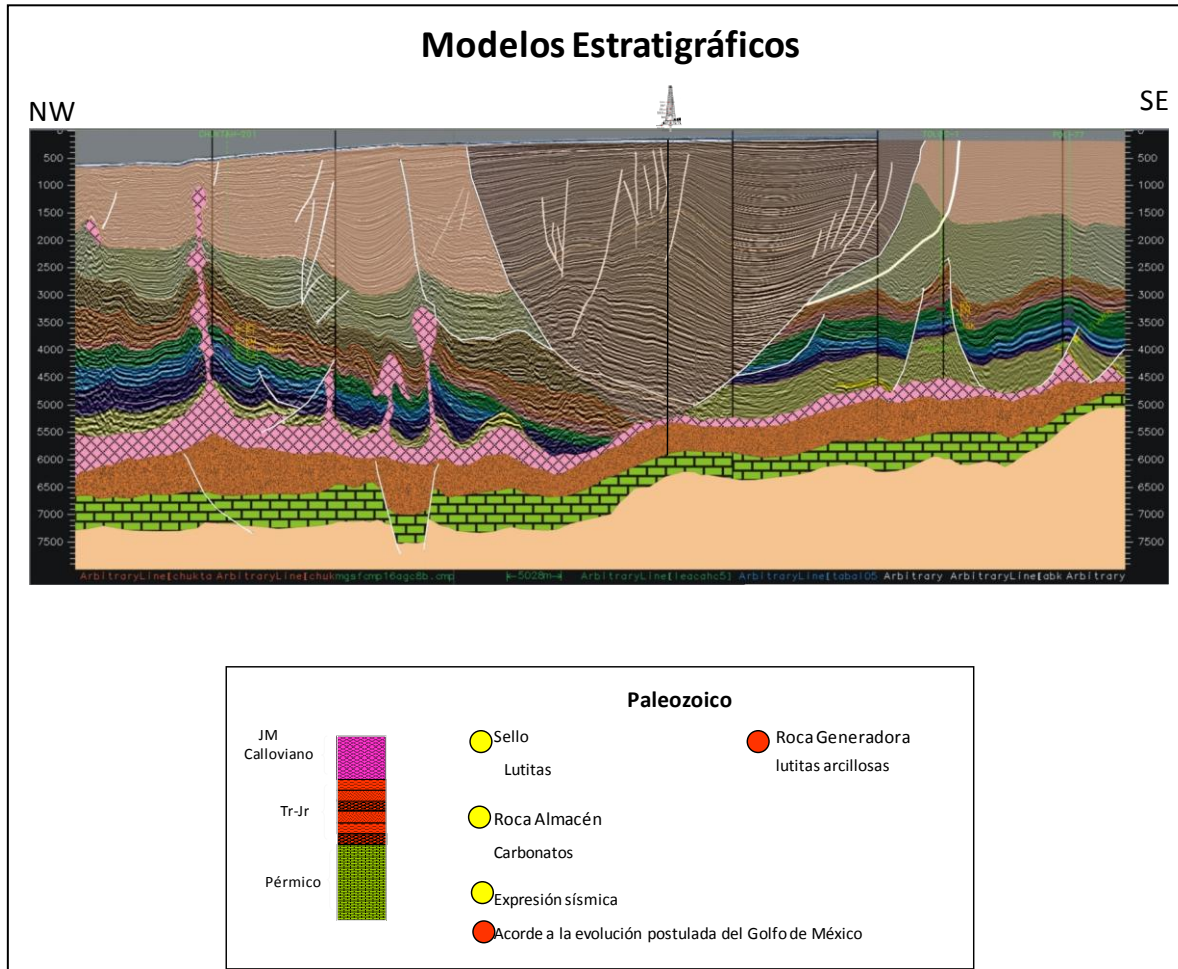


Figura 3.16. Modelo estratigráfico del Paleozoico propuesto.

Una de las características que le dan sustento es la respuesta sísmica la cual parece corresponder a carbonatos, sin embargo los reflectores en la sísmica son muy continuos y si se tratase de uno de edad paleozoico se verían más a manera de parches y no reflectores tan continuos.

Otro factor en contra que presenta este modelo, está relacionado con la posible roca generadora ya que a las altas temperaturas a las que se dió el “rift” del Golfo de México, la materia orgánica se tuvo que haber transformado. Un tercer factor crítico para este modelo, es que por la información de los afloramientos y pozos más cercanos al área, no existe una completa certeza de que existan rocas de edad paleozoica y si existen estas podrían ser tipo ígneo o metamórfico. Por lo que este modelo no es congruente con la evolución del Golfo de México, planteado anteriormente.





En el segundo modelo que se propone, la edad del objetivo sería Jurásico Medio (Aaleniano-Bajociano) marino (Figura 3.17), donde la roca generadora serían calizas arcillosas y lutitas de edad Jurásico Inferior (Liásico), la roca almacén serían carbonatos de plataforma (calizas y dolomías) y la roca sello lo constituiría la sal de edad Calloviano. El análogo geológico sería el pozo Minas Viejas-1 (Figura 3.18), el cual cortó depósitos de carbonatos por debajo de la sal de la Formación Novillo, la cual esta representada por anhidrita, yeso, calizas y lutitas de colores claros.

El punto que tiene más a favor este modelo es la expresión sísmica, la cual parece indicar que se trata de carbonatos, el modelo no es consistente si consideramos la hipótesis hasta ahora propuestas para la apertura del Golfo de México (Pindell, Amos, Buffler, 1987), donde establecen una corteza transicional por encima de la cual se depositarían en fosas y pilares los llamados lechos rojos. Sin embargo algunos autores (MacRae G., Watkins J.S., 1995), por el contrario interpretan en base a datos sísmicos de reflexión multicomponente (Multifold seismic reflection data) un complejo de medios grabens del Triásico Tardío-Jurásico Temprano bajo la Cuenca Salina del Cañón De Soto.

En la superficie por debajo de la sal o equivalente, reconocen una gran discordancia que separa la Sal Louann de una potente sección de estratos syn-rift depositados en medios grabens. Los medios grabens suprayacen probablemente rocas pre-rift metamórficas, ígneas y sedimentarias del Paleozoico. Los paquetes subsalinos, cercanos a la base de la sal autóctona, los interpretan como secuencias lacustres similares a los depósitos syn-rift que yacen bajo la sal aptiana en la margen de rift de la Costa Occidental de Africa.

Este modelo no es congruente con la evolución del Golfo de México, aunque el punto a favor que tiene es la expresión sísmica y la roca sello. Los pozos perforados recientemente en cuencas análogas (Cuencas de la Costa Occidental Africana y Cuenca de Santos en Brasil) comprobaron que, en márgenes tipo Rift.

Bajo la sal autóctona existe una zona transicional con sedimentos litorales y lacustres bastante prospectivos suprayaciendo los depósitos continentales similares a los lechos rojos.



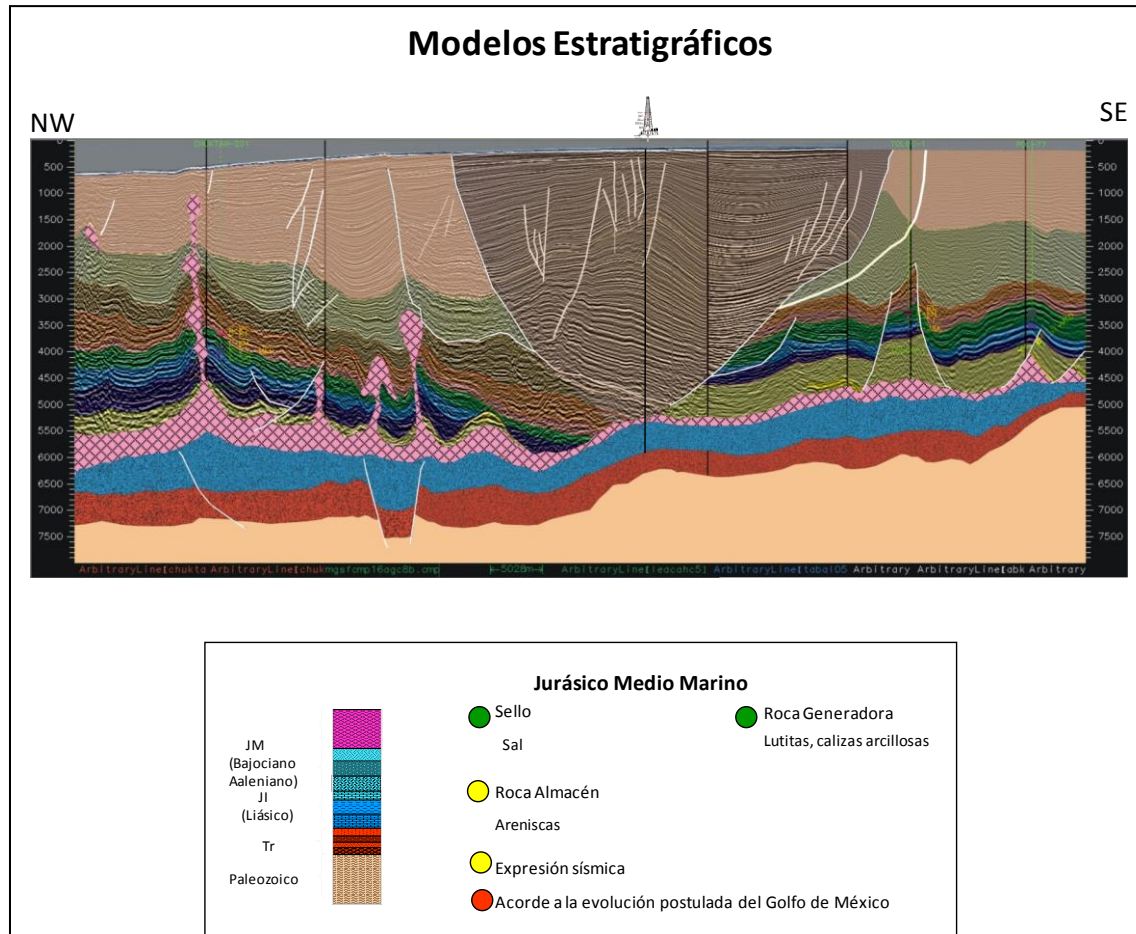


Figura 3.17. Modelo Estratigráfico propuesto para el Jurásico Medio.

El tercer y último modelo propuesto, es considerar también la edad del objetivo como probable Jurásico Medio (Figura 3.19), pero de tipo continental-transicional. Su análogo geológico serían los afloramientos de la Sierra de Chiapas, donde la roca generadora serían lutitas.

García (1978), en su trabajo de geología superficial encontró kerógeno tipo II en rocas de la base de la formación Todos Santos al que denominó Miembro II. Este autor menciona que estas rocas en condiciones favorables pueden generar hidrocarburos principalmente gas.

La roca almacén serían areniscas con características similares a las que presenta la Formación Todos Santos, aunque la calidad del sistema poroso es poco alentadora. El principal inconveniente que presenta este modelo es la expresión sísmica, que parece





corresponder a carbonatos. Sin embargo este modelo es el que ajusta más a la evolución hasta ahora postulada para el Golfo de México.

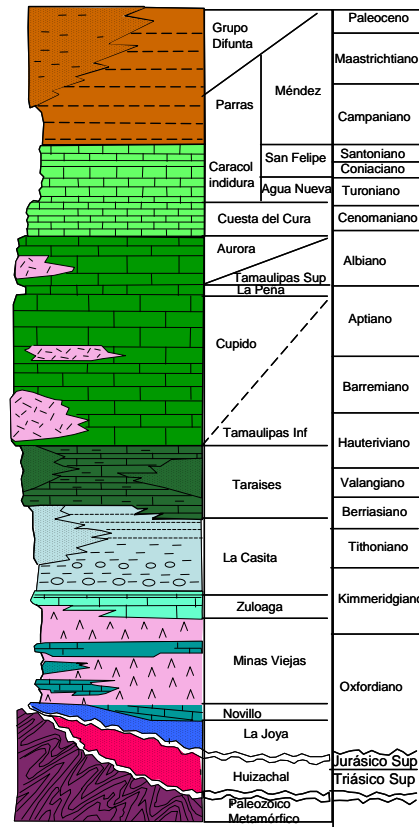


Figura 3.18 Columna Geológica del Pozo Minas Viejas-1 (Tomado de CPE 2008).

Del análisis anterior y tomando en cuenta las hipótesis acerca de la Evolución del Golfo de México, podemos considerar que en la Sonda de Campeche, bajo la sal autóctona, existen depósitos bastante prospectivos de ambientes litorales y lacustres.

Por otro lado mientras no se perfora un pozo que corte los horizontes pre-salinos, persistirá la incertidumbre en cuanto al ambiente de depósito y tipo de sedimentos que pudieran yacer por debajo de la sal autóctona.

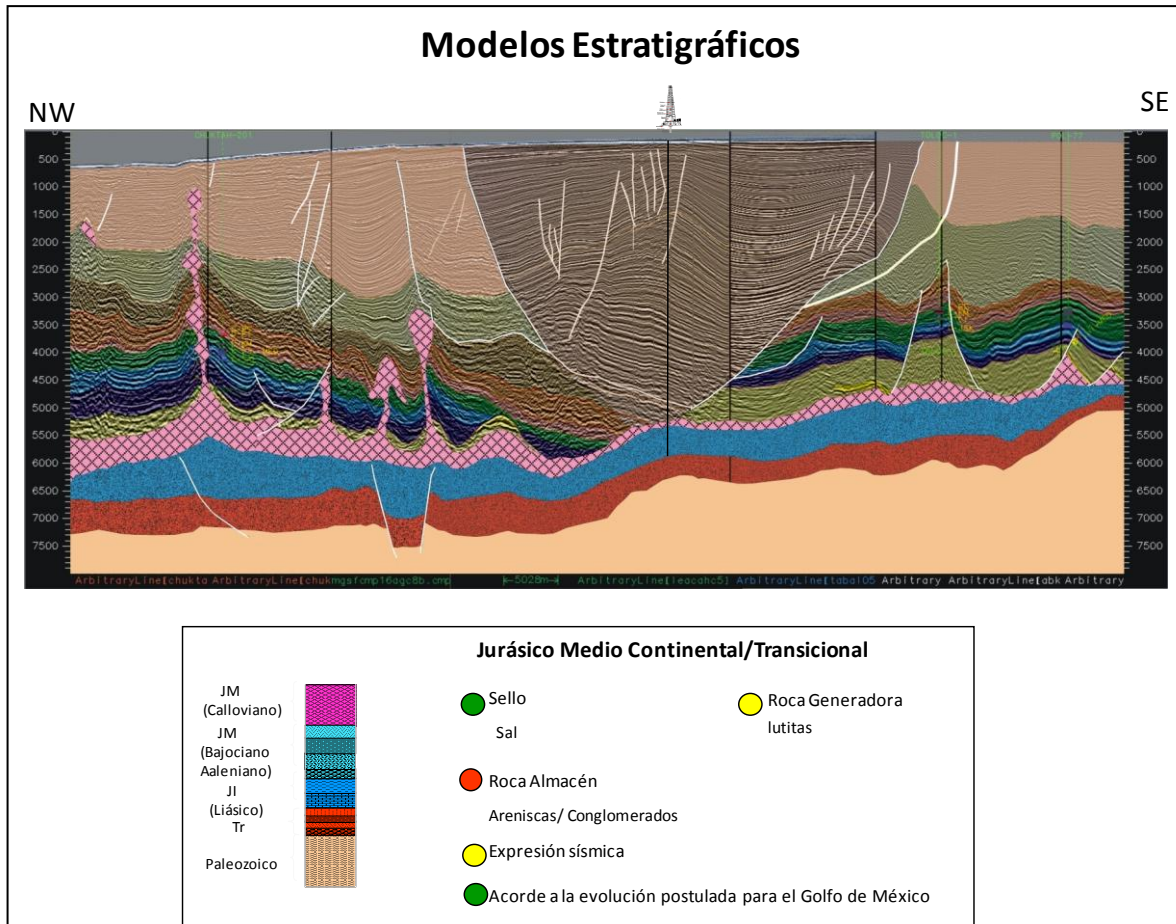


Figura 3.19. Modelo Estratigráfico la edad del objetivo propuesto sería Jurásico Medio Continental/Transicional.

3.4. Procesos Poststack.

Este proceso aplica donde la información sísmica tiene mala calidad, debido a que los reflectores sísmicos de interés están enmascarados por señales de muy alta frecuencia.

Para apoyar la interpretación sísmica, fue necesario aplicar procesos de filtrado a los volúmenes sísmicos, eliminando estas altas frecuencias, y de esta manera obtener imágenes sísmicas donde fuera posible observar la continuidad de los reflectores pre-salinos, facilitando el proceso de interpretación. Los procesos empleados durante esta etapa para la interpretación sísmica son:





Automatic Gain Control (AGC). Esta función es aplicada en sísmica con la finalidad de reescalar en tiempo las amplitudes para mejorar así la visibilidad de las últimas llegadas reflectivas en la cual la divergencia esférica y la atenuación han causado un decaimiento en la amplitud, de esta manera todos los eventos son visibles en la sección.

De hecho, el principal uso de AGC es como un pre-graficado (pre-plotting) de ayuda visual. Los parámetros empleados en este son RMS, que es el escalamiento de la inversa de la raíz cuadrada de las amplitudes de la ventana de escalamiento (*PostStack Family User Guide; Landmark*).

Bandpass (Ormsby). Generalmente este proceso es aplicado para atenuar frecuencias bajas y ruido alto. El proceso permite el ajuste tanto del espectro de fase como de amplitudes, aplicando un filtro de fase cero a todas las trazas. La metodología utilizada, considera un filtro Ormsby definido por un trapecoide, en donde cada esquina está definida por una frecuencia, la cual puede ser modificada para definir el suavizamiento de filtrado (*PostStack Family User Guide; Landmark*).

Trace Mix. Este tipo de procesos se emplea para reducir la variación entre trazas, esto produce que los reflectores se vean mas suavizados y con mas continuidad. Trabaja con reflectores planos o casi planos, atenúa la energía profunda por una lateral sumando muestras para construir una muestra de salida. El número de trazas a mezclarse, varía entre 1-101. Se recomienda emplear peso triangular (*PostStack Family User Guide; Landmark*).

De los procesos de filtrado anteriormente descritos, se han aplicado a cada uno de los diez Cubos Sísmicos que integran esta estudio. Los parámetros utilizados para realizar el filtrado de los datos sísmicos se describe a continuación:

Filtrado.- Este proceso se aplica al volumen sísmico para obtener una mejor continuidad en los reflectores de interés para su interpretación (Figura 3.20). Para la realización de este proceso se siguen 4 pasos y cada uno de ellos se tiene: Filtrado Pasa Bandas, con frecuencias de corte $F1=2$; $F2=4$; $F3=8$; $F4=16$; En algunos casos se utilizaron también los siguientes parámetros $F1=2$; $F2=4$; $F3=8$; $F4=32$.





Para el proceso de Control de Ganancia Automática se consideró una normalización del valor medio, con una longitud de la ventana fue de 1500 ms; finalmente para el proceso de Mezclado de trazas se consideró un peso de tipo triangular, considerando 9 trazas.

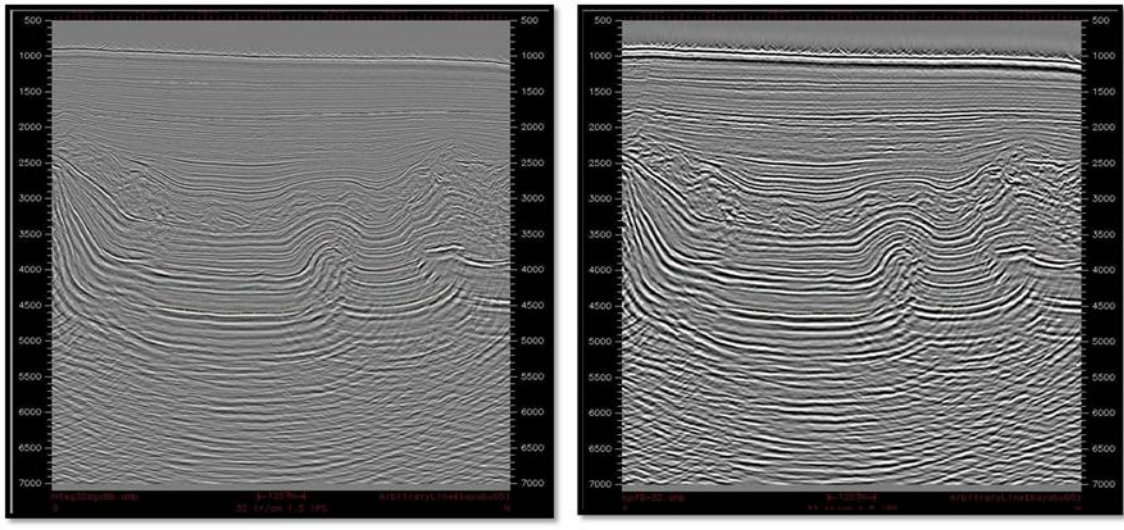


Figura 3.20 Ejemplo de los procesos de filtrado aplicados para mejorar la imagen sísmica, del lado izquierdo se tiene la sísmica original que se cargo en la base de datos del Proyecto y del lado derecho la imagen con los procesos Poststack ya aplicados en la versión sísmica.

Para llevar a cabo la correlación de los Horizontes Profundos Pre-salinos se utilizó la base de datos de Openworks de la plataforma de Landmark, de la Coordinación de Pemex Exploración y Producción. Se trabajó en un proyecto sísmico (3D3D) de Seisworks, en este proyecto se integraron en un “merge” los diez cubos sísmicos estudiados.

Para lograr el objetivo de este estudio en la interpretación de los horizontes Pre-salinos, se determinó la distribución regional que tienen estos horizontes en los diez cubos de la zona de estudio, por medio de secciones aleatorias donde fueran claros los reflectores Pre-salinos.

A partir del perfil sísmico que se presenta en la figura 3.21 es posible identificar los reflectores Pre-salinos por las amplitudes brillantes que presentan, hacia el centro de la





sección estas amplitudes pierden definición debido al efecto de migración por los estilos estructurales que están afectando a los horizontes mesozoicos (flecha en verde), representando al Cretácico, el espesor de los reflectores Pre-salinos se mantiene uniforme y bastante potente.

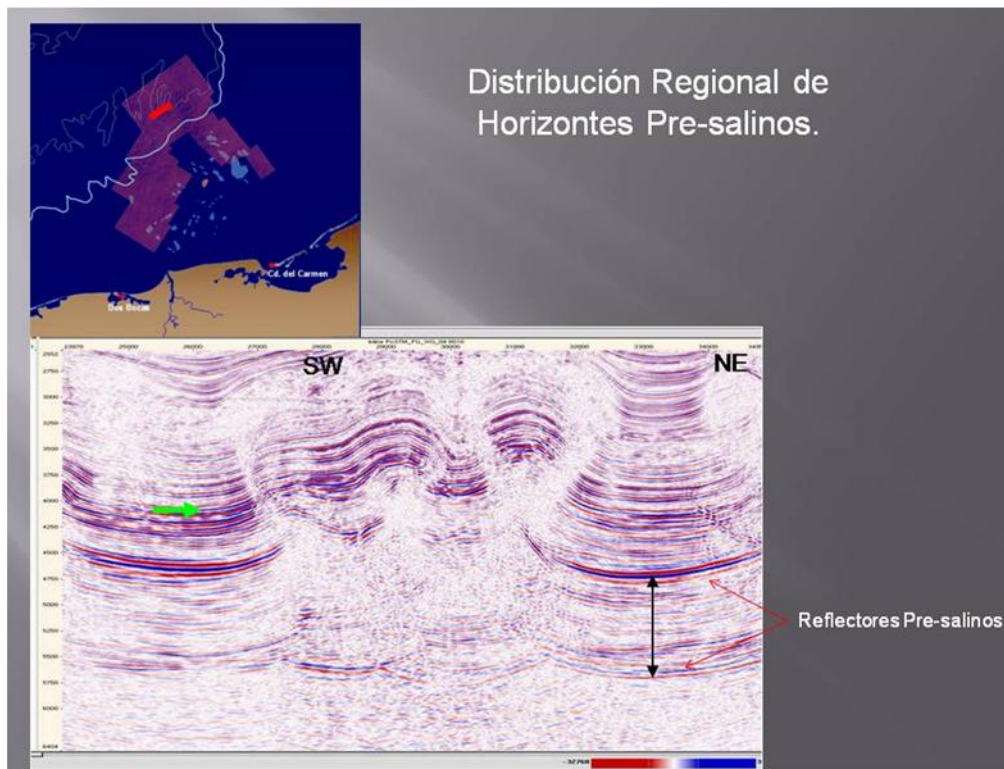


Figura 3.21 Distribución Regional de Horizontes Pre-salinos, sección sísmica ubicada hacia el norte del área de estudio en la porción más profunda.

Los Horizontes Pre-salinos interpretados en el área de estudio fueron tres, el primer horizonte “Regional Base sal”, puede ser reconocido sísmicamente por presentar una amplitud alta, y una continuidad lateral muy buena, su morfología interna es muy horizontal, estos factores hacen posible que se identifique de manera relativamente sencilla.

La sección que se presenta en la figura 3.22, se ubica en la porción noroeste de la zona de estudio, los reflectores Pre-salinos destacan por las amplitudes altas y por su morfología paralela a subparalela, hacia la parte central de la sección los horizontes Pre-salinos pierden definición por efecto de migración sísmica.



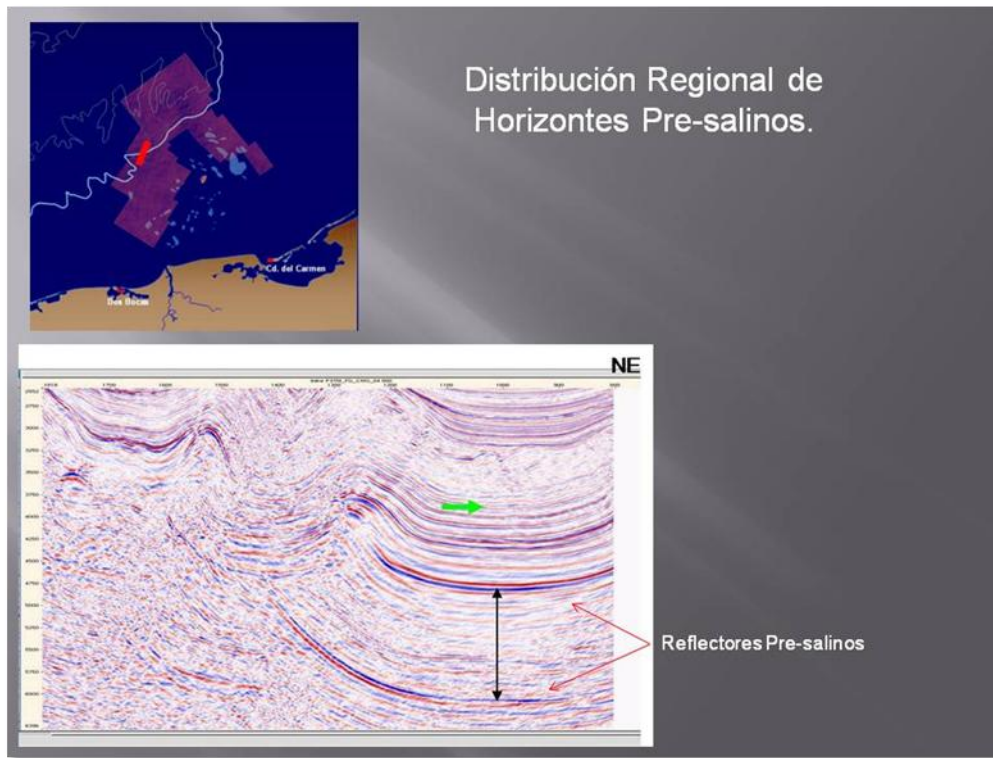


Figura 3.22 Distribución Regional de Horizontes Pre-salinos, esta sección se ubica sobre la isobata de 500 m.

Los otros dos horizontes interpretados fueron HP1 y HP2, (horizonte profundo uno y horizonte profundo dos respectivamente), el HP1 es considerado como cima del objetivo de las localizaciones propuestas en este estudio.

El carácter sísmico para este horizonte es moderadamente consistente en toda el área, sobre todo en las zonas donde se encuentra por debajo de los eventos jóvenes del Terciario.

El horizonte HP2 es considerado como el último reflector Pre-salino, se plantea la hipótesis de que este horizonte corresponde al basamento, debido a que el carácter sísmico es muy consistente, y presenta buena continuidad lateral.

En el perfil sísmico presentado en la Figura 5.3, los horizontes Pre-salinos tienen amplitudes altas, que se pueden identificar por ser más brillantes, se puede apreciar que



estos reflectores tienen el carácter sísmico muy similar a los reflectores mesozoicos, es decir, tienen casi la misma amplitud.

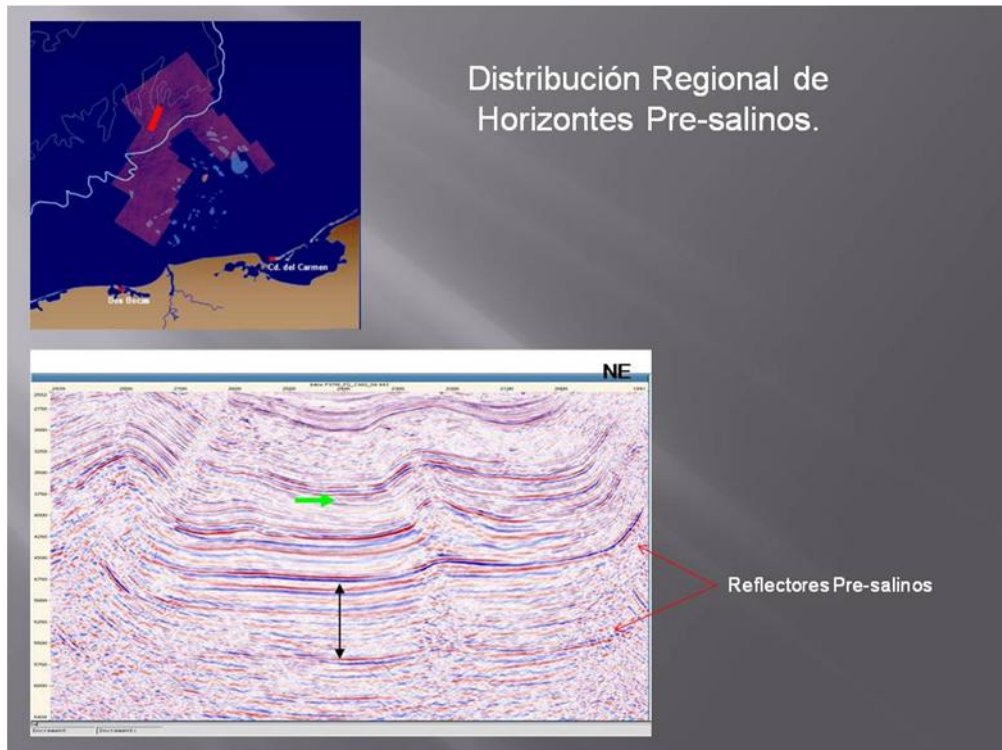


Figura 3.23 Distribución Regional de Horizontes Pre-salinos, esta sección se ubica hacia el NW en la parte más profunda, pasando la isobata de 500 m.

A continuación se describen las características generales observadas en los tres horizontes Pre-salinos, correlacionados lateralmente en este estudio. En todos los cubos sísmicos y para los tres horizontes de interés la densidad de la interpretación fue cada 50 líneas por 50 y trazas.

HORIZONTE: Regional Base Sal

El primer cubo interpretado para este horizonte fue el Cubo "A" (Figura 5.4), en la versión sísmica *mgsfcmp16agc86.cmp* (migración postack). Este proceso se realizó en un reflector sísmico de amplitud positiva, su correlación fue posible hacia la parte sur del Cubo y en la parte central.



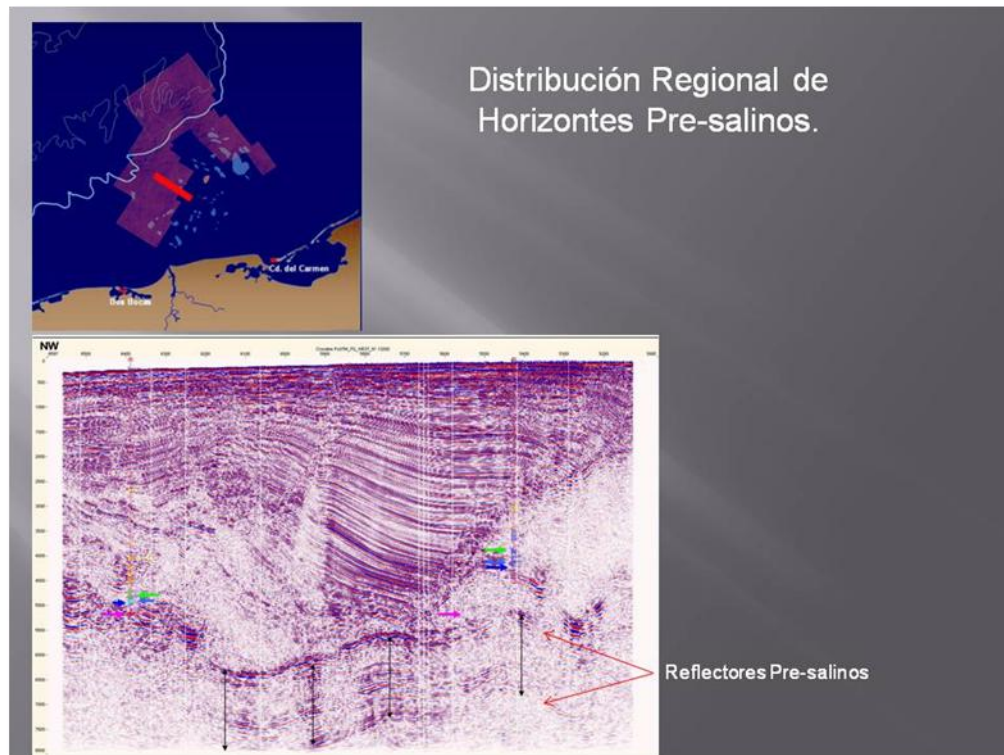


Figura 3.24. Sección sísmica con horizontes Pre-salinos en el Cubo Sísmico “A”, los reflectores Pre-salinos se pueden identificar por su amplitud.

Se puede identificar el horizonte Base Sal muy continuo, los horizontes mesozoicos están marcados por los dos pozos y a niveles del Cretácico (flechas verdes) y por la flecha azul del Jurásico posiblemente Kimmeridgiano (flecha azul); en la parte central de la sección se observa un evento tectónico muy importante, una fosa de edad terciaria, que influye en el carácter sísmico del horizonte objetivo ya que es posible apreciar moderadamente más consistente en la zona donde se encuentra por debajo del evento terciario.

La interpretación del cubo “A”, se llevó lateralmente al cubo sísmico “B”, para lograr una buena correlación entre ambos bloques, fue necesario correlacionar secciones arbitrarias entre los dos cubos, la versión sísmica empleada fue *mfcfe98.cmp* (migración postack). En este cubo se tienen amplitudes positivas de mediana intensidad para la base de la sal autóctona, lateralmente el horizonte no es muy continuo hacia la parte suroeste del cubo debido a la pobre calidad sísmica, por lo que solo fué posible correlacionar el



reflector en la parte central y hacia el norte del cubo. La morfología de este horizonte es de tipo monoclinial y en algunas zonas los reflectores sísmicos tienen morfologías cóncavas hacia arriba.

El bloque sísmico “D” es la unión de los cubos “C”, “B” y “A”, la versión sísmica trabajada es *ptsfg98_CMG.cmp* (migración prestack en tiempo), la correlación del reflector sísmico resultó compleja, debido a la calidad sísmica, ya que en toda el área se tienen estructuras salinas que provocan que las morfologías de los Horizontes Pre-salinos sean cóncavas hacia arriba.

En el cubo sísmico “E”, la versión sísmica empleada es *ptsf98.cmp* (migración prestack en tiempo), la calidad sísmica no es buena en este nivel, los reflectores son discontinuos y presentan una morfología cóncava hacia arriba, se presentan además estructuras salinas, que incluso llegan a niveles del fondo marino, alterando la topografía de las secuencias, por tal motivo, solo fue posible realizar la interpretación en la parte suroeste del cubo.

Por el lado oriental del estudio se encuentran los bloques sísmicos “F”, “G”, “H”, “I” y “J”. Para el cubo “F” la versión sísmica empleada fue *mtsg32agc8b* (migración prestack), en este cubo la sísmica para este nivel se considera de buena calidad. Para el bloque de “I”, la versión sísmica fue *ptsfsg98_CNPS.cmp* (migración prestack), con buena calidad sísmica, permitiendo realizar la correlación lateral en toda el área. Para los bloques de “G” (*chnixb.3dv*), la sísmica se considera de buena calidad, el horizonte interpretado tiene buena correlación. “H” tienen una migración postack, pero de baja calidad al noreste del cubo, teniendo una pobre correlación del reflector de la base de la sal, sin embargo en la porción sureste del cubo se logró correlacionar con menos problemas.

Finalmente el cubo “J”, donde se trabajó con la versión sísmica *mtfg08*, para este nivel la calidad no es la deseable.

La interpretación que se obtuvo en los bloques de “H”, “I” y “J”, representan la parte más somera del estudio. En la figura 3.25, se encuentra la configuración en tiempo de cada uno de los cubos mencionados anteriormente para el horizonte sísmico Regional Base Sal.



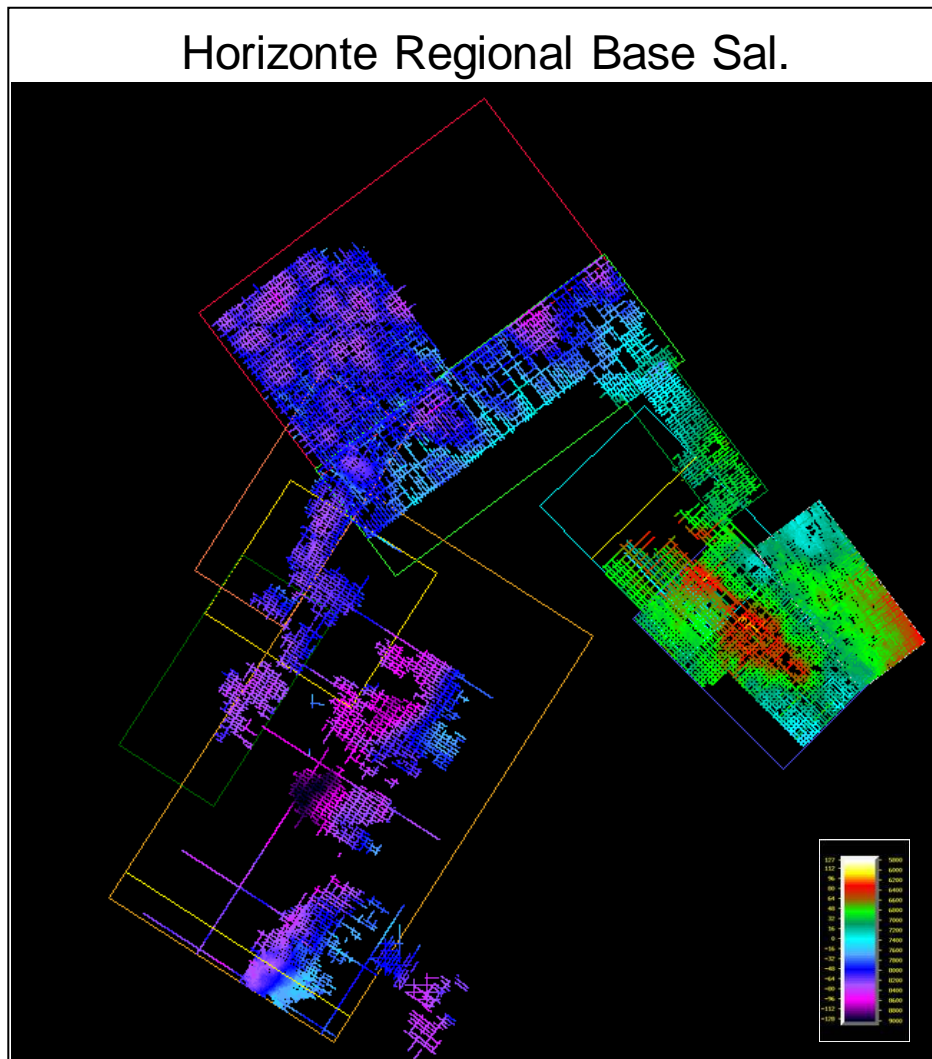


Figura 3.25 Configuración en tiempo del Horizonte Pre-salino Regional Base Sal, las zonas más someras están en color rojo y las zonas más profundas en color morado.

HORIZONTE: HP1

La mejor información se encuentra en la parte central del cubo de "A", se tienen reflectores sísmicos paralelos y subparalelos, hacia la parte suroeste los reflectores tienen una morfología caótica, dificultando su correlación lateral.

Para el bloque sísmico "B", la correlación lateral del horizonte *HP1* se interpretó en la parte central y la parte oriental de este cubo, hacia el suroeste se tienen reflectores





discontinuos, además la presencia de grandes estructuras salinas, que para niveles Mesozoicos y Terciarios están siendo estranguladas generando soldaduras por la evacuación de la sal. Estas estructuras salinas hacen que los reflectores Pre-salinos tengan una morfología cóncava hacia arriba.

En el cubo sísmico “D” no se cuenta con una buena calidad sísmica, solo se pudo correlacionar el reflector objetivo en la parte central del bloque, en algunas partes principalmente hacia el sur los reflectores tienen una morfología paralela y subparalelos predominando los reflectores caóticos, al igual que en el cubo “B”, están presentes estructuras salinas, que hacen que los reflectores tengan una morfología cóncava hacia arriba.

En el área de “E” la morfología de este reflector es cóncavo hacia arriba, debido a estas características de discontinuidad, solo fue posible interpretar la parte suroeste del cubo. En algunas partes del cubo el horizonte HP1 se adelgaza, principalmente hacia el SW, lo que podría representar atractivas oportunidades exploratorias.

En el cubo sísmico “F” el reflector interpretado es discontinuo con morfología cóncava hacia arriba, en la parte central se tiene la información de mejor calidad para su interpretación. El horizonte resultante, se extrapoló hacia el cubo “G” con secciones arbitrarias entre los dos cubos, en donde la información sísmica presenta discontinuidad. El horizonte se acuña hacia el este de la zona, en donde se vuelve más somero.

Para los bloques sísmicos “H”, “I” y “J”, se tiene la parte más somera para el horizonte HP1 (Figura 3.26). En el cubo “H”, los reflectores tienen morfologías muy caóticas, en algunas partes se iluminan zonas con reflectores paralelos y monticulares, principalmente en la parte central del cubo y hacia la parte noreste se pierden los reflectores impidiendo su correlación lateral, en general los reflectores sísmicos tienen una morfología cóncava hacia arriba.

Este horizonte se interpretó en todo el cubo “I”, es un reflector discontinuo con morfologías paralelas y monticulares. En el bloque “J”, los reflectores son rugosos, tienen una tendencia paralela a subparalela, dentro de esta secuencia se observan reflectores monticulares, hacia la parte este el horizonte es más somero y tiende a acuñarse.



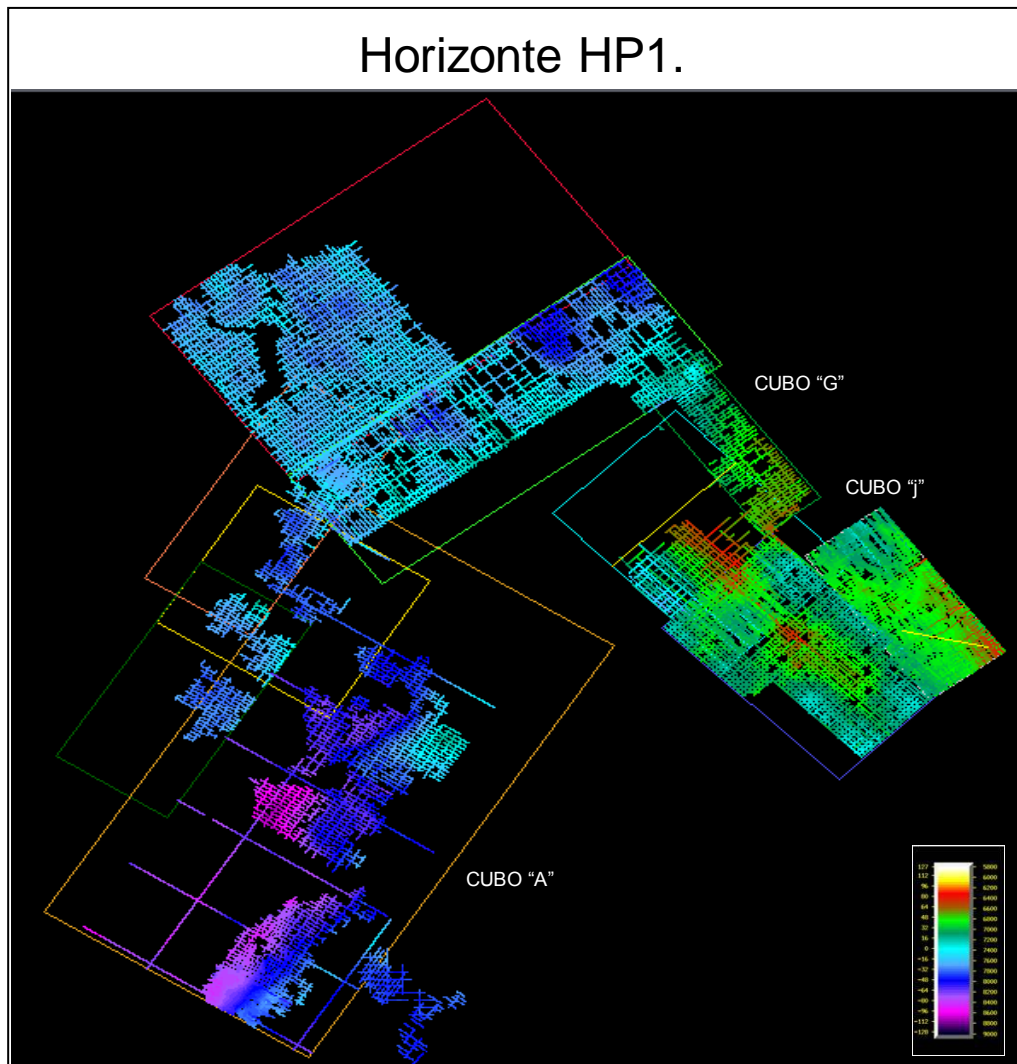


Figura 3.26 Configuración en tiempo del Horizonte Pre-salino HP1, las zonas más someras están en color rojo y las zonas más profundas en color morado.

HORIZONTE: HP2

Este horizonte está interpretado en los bloques, "A", "B", "D", "C", "E", "G", "H" y "J". En todos se interpretó sobre un reflector de amplitud positiva, en los bloques "F" y "I", la sísmica no alcanza estos niveles por lo que no fue posible su correlación en estas zonas (Figura 5.7).

En el cubo "A" el reflector utilizado para correlacionar este horizonte es de amplitud positiva, es discontinuo para el objetivo de interés, se observan reflectores paralelos y





subparalelos bien definidos, aunque solo se pudo correlacionar en la parte sur y central del cubo siendo la parte más somera, es decir, asciende de manera suave hacia el norte y siguiendo más hacia el norte vuelve a descender.

En el cubo sísmico “B” se tiene una mala calidad sísmica, la interpretación se realizó en la parte central del cubo hacia el norte, donde se tiene la zona más profunda para este nivel. En el bloque “D” la calidad sísmica no es buena y solo se pudo correlacionar en la parte central del cubo, los reflectores tienen una morfología cóncava hacia arriba.

Para el cubo “C” se interpretó en un reflector de amplitud positiva, tiene una geometría cóncava hacia arriba y no está muy bien definido, solo se interpretó la parte central ya que en esta zona se cuenta con una buena calidad sísmica. En el cubo “E” se interpretó en un reflector de amplitud media positiva, es discontinuo y muy poco definido, hacia el norte del cubo la calidad de la sísmica y la definición de los reflectores se pierden, por lo que sólo fue posible la interpretación en la parte central.

El bloque sísmico “G” se interpretó en todo el bloque, en un reflector de amplitud media positiva, los horizontes tienen morfologías paralelas y subparalelas bien definidas, aunque el reflector es discontinuo cuenta con una buena respuesta sísmica. Para el cubo “H” las condiciones de los reflectores cambian drásticamente, la calidad de la sísmica es mala para estos niveles, en algunas zonas los reflectores son paralelos, pero predomina los reflectores caóticos, solo se interpretó la parte central del cubo.

Por último en el bloque sísmico “J” el reflector que se correlacionó tiene una amplitud media positiva, es discontinuo y presenta una respuesta fuerte, los reflectores tienen una morfología paralela a subparalela. En general, este horizonte base de profundo, mantiene el mismo tiempo en promedio y las zonas más someras se localizan en la parte central del cubo “A”, “G”, la parte interpretada en los bloques “H” y “J”.

La configuración en tiempo del horizonte Pre-salino HP2, resalta la falta de información en la parte norte de la zona de estudio, la causa principal es que la mayoría de los cubos sísmicos de la Sonda de Campeche se planeaban con objetivos mesozoicos o terciarios, dejando los eventos más profundos sin información o información de baja





calidad, por lo que es importante obtener nuevos cubos sísmicos con objetivos Pre-salinos para disminuir la incertidumbre en este Play (Figura 3.27).

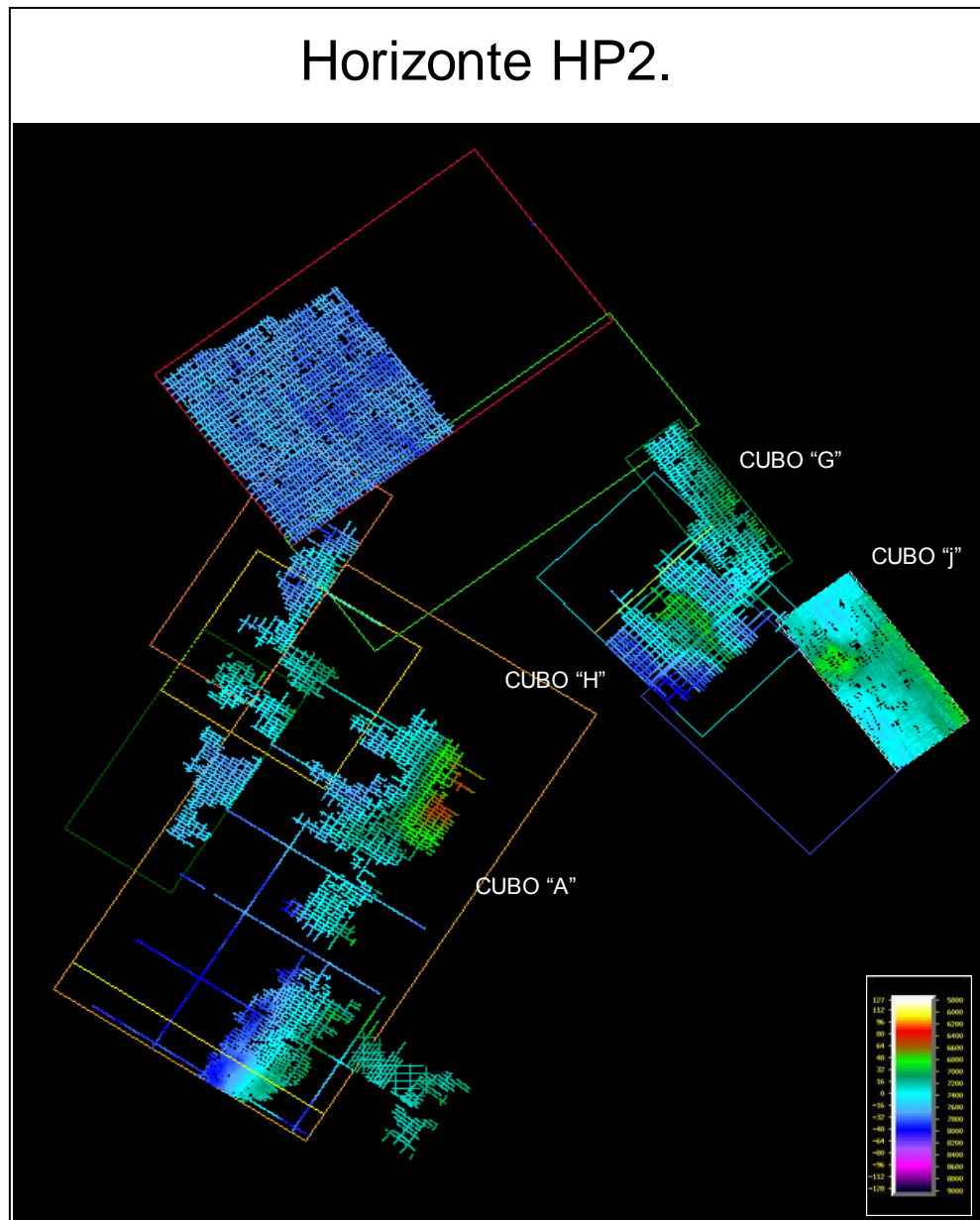


Figura 3.27 Configuración en tiempo del Horizonte Pre-salino HP2, las zonas más someras están en color rojo y las zonas más profundas en color morado.





Capítulo 4 Presencia de Hidrocarburos y Visualización de Oportunidades Exploratorias.

Las cuencas con yacimientos de hidrocarburos que incluyen todos los componentes del sistema petrolero, en una escala global tienen una distribución temporal restringida (Klemme y Ulmashek, 1991).

Aunque los ejemplos de cuencas con hidrocarburos pueden ser asociadas a ciertos periodos geológicos; los intervalos de depósito en gran parte son restringidos a 6 periodos de tiempo (Oligoceno – Mioc. 22.3%, Aptiano-Turoniano 20.5%, Neocomiano 7.6%, Jurásico Superior 14.2%, Jurásico Medio-Pérmico superior 10%, Pérmico-Pérmico Inferior 11%) que representan casi el 95% de todos los yacimientos de hidrocarburos conocidos y explotados (Figura 4.1).

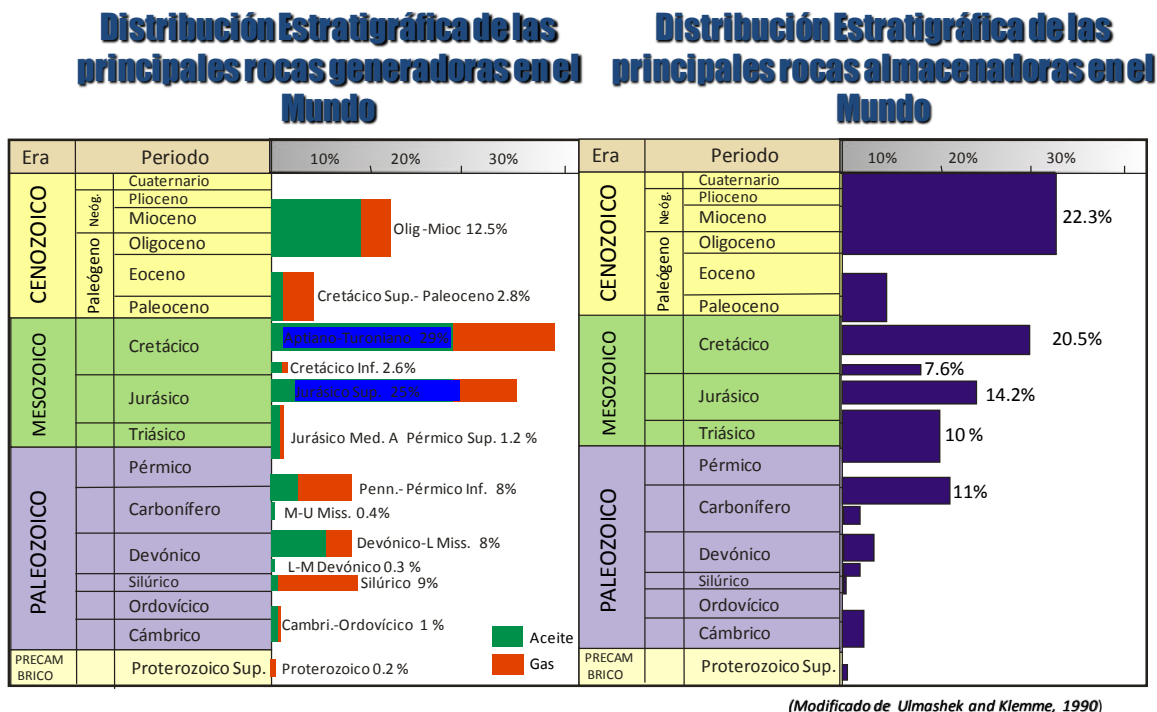


Figura 4.1 Distribución estratigráfica de las rocas generadoras en el Mundo (Modificado de Klemme y Ulmashek, 1990).





Un parámetro fundamental para que madure la materia orgánica y genere hidrocarburos es la temperatura, ya que si no se alcanza tiene la temperatura adecuada, aunque existan todos los elementos del sistema petrolero, no es posible que se generen los hidrocarburos.

La distribución estratigráfica de las variaciones en la temperatura a nivel mundial indica que en los periodos del Pleistoceno al Terciario Medio, el límite entre Jurásico, Cretácico a los 142 Ma, también en el límite entre el Carbonífero y el Pérmico más o menos a los 290 Ma; en el límite entre el Ordovícico y el Silúrico a los 443 Ma., aproximadamente y por ultimo en el Precámbrico inferior, la temperatura se considera fría para la generación de hidrocarburos (Figura 4.2), por lo que si se tiene un gran espesor de rocas que se encuentren sobre las secuencias Paleozoicas se tiene una temperatura dentro de la parte final de la catagénesis o en la metagénesis.

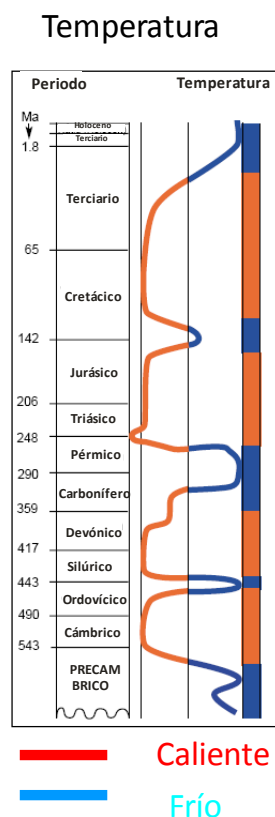


Figura 4.2 Estratigrafía y temperatura en el Mundo para la generación de hidrocarburos (Modificado de CPE, 2006).





El área de estudio tiene un marco tectónico regional que favorece la formación de estructuras geológicas prospectivas de hidrocarburos en las secuencias que probablemente se encuentran por debajo de la sal. Desde el punto de vista estructural, la acción de la placa del Caribe con la de norte América, se generó en el Oligoceno por esfuerzos transpresivos que originaron fallas laterales y plegaron la secuencia sedimentaria en forma de anticlinales alargados y cuya dirección general es noreste a suroeste; tal es el caso de los anticlinales alargados de los campos Taratunich, Zaap, Ku, Batab, Abkatun, Bacab, Balam, Cantarell, entre los más importantes; por lo que es posible que el probable play subsalino también tenga deformación similar.

Como resultado de este evento, la sal plegada se inyectó a niveles superiores donde fue sepultada y posteriormente reactivada siendo expulsada formando cuencas de desalojo de sal o minicuenas. Muy probablemente estos cuerpos de sal y arcilla influyan en forma indirecta en la formación de domos y diapiros ubicados en el Noroeste de nuestra zona de estudio.

En la culminación de este ciclo tectónico durante el Mioceno-Plioceno, ocurrieron esfuerzos que se originaron por extensión, lo que dio lugar a un sistema de fallas lítricas que delimitan la continuidad hacia el mar de las Cuencas de Macuspana y Comalcalco, y ocasionaron además el diapirismo en la Cuenca Salina del Istmo y el desalojo de la sal. Esto generó una topografía muy irregular que condicionó los flujos turbidíticos de las arenas postmiocénicas que constituyen los yacimientos del Terciario Tardío. La Sonda de Campeche está caracterizada por una estructuración particular conformando seis provincias morfoestructurales : Zona de Domos Salinos, Fosa de Comalcalco, Pilar de Akal, Fosa de Macuspana, Zona de Talud y Antigua Plataforma de Yucatán (Ángeles Aquino, 1996); en algunos de los sectores de estas áreas es posible que existan rocas Paleozoicas que podrían formar parte del sistema petrolero.

En el área de estudio existe una compleja historia tectónica, que juega un papel muy importante para la formación de grandes estructuras. Estas estructuras son fundamentales en la formación de trampas petroleras estructurales de la Sonda de





Campeche ya que a partir de su génesis y morfología se produce el entrampamiento de los hidrocarburos. En la Región Marina las principales rocas generadoras de los yacimientos que se están explotando corresponden a aquellas que tienen edades geológicas del Jurásico Superior Tithoniano y Jurásico Superior Oxfordiano.

El objetivo Pre-salino corresponde a las rocas almacenadoras del Jurásico Medio que, por su posición estratigráfica, requiere de la presencia de una roca generadora más antigua o bien que se encuentre en contacto por falla con las rocas generadoras más jóvenes conocidas, para que pueda ser cargada con hidrocarburos.

La interpretación sísmica no muestra esto último; sin embargo, con base en la presencia de rocas generadoras del Jurásico Inferior en otras cuencas mexicanas, se postula a las rocas Liásicas o Paleozoicas como probables rocas generadoras. Pese al escaso conocimiento que se tiene de estas debido a que no existe ningún tipo de correlación entre los hidrocarburos conocidos en el área con ninguna roca generadora pre-Jurásica activa, por lo que se establece un sistema petrolero especulativo que, de acuerdo con el grado de incertidumbre establecido por Magoon y Dow en 1994 (Figura 4.3), se denomina “Liásico-Jurásico Medio(?)”.

Niveles de certidumbre de los Sistemas Petroleros		
<small>Magoon y Dow, 1994</small>		
Nivel de certidumbre	Símbolo	Criterio
Conocido	(!)	Existe una correlación de Aceite-Roca Generadora o Gas-Roca Generadora
Hipotético	(.)	En ausencia de una correlación de Petróleo-Roca Generadora, existen evidencias geoquímicas que indican el origen del aceite y gas
Especulativo	(?)	Solo existen evidencias geológicas o geofísicas.

Tomado de: Magoon, L.B. and W.G. Dow, 1994, *The Petroleum System-from source to trap*. AAPG Memoir 60

Figura 4.3 Niveles de incertidumbre de los sistemas petroleros establecidos por Magoon y Dow en 1994, que para el play subsalino de la Sonda de Campeche corresponde a especulativo.





4.1. Características del elemento Roca Generadora del Sistema Petrolero Liásico-Jurásico Medio(?):

El Liásico en esta área se caracteriza por una serie de transgresiones de los mares hacia la apertura del Golfo de México, basado en ello, los sedimentos que pudieran estar presentes en esta época conformando a las rocas generadoras estarían representados por lutitas y limolitas con intercalaciones de arenas.

La calidad de la materia orgánica en este ambiente de depósito bien podría ser de Tipo II, es decir materia orgánica depositada en un ambiente mixto que es productor de aceite y gas, o bien de Tipo III, que corresponde al tipo de materia orgánica de un ambiente continental productor de gas principalmente. Las posibles rocas generadoras Paleozoicas, serían lutitas formadas en aguas poco profundas similares a las de la Formación Guacamaya.

4.2. Documentación de Oportunidades Exploratorias

Del resultado de la interpretación sísmica, se lograron visualizar 15 estructuras, que van de 5 a 6 segundos. Es necesario aclarar que cuando se realice la conversión a profundidad la configuración de estos horizontes puede variar. Estas oportunidades representan el potencial petrolero que se recomienda estudiar a mayor detalle.

Para el desarrollo de la documentación de las Oportunidades Exploratorias visualizadas a partir de la interpretación sísmica de los horizontes Pre-salinos, se realizó la estimación de recursos, que consistió en efectuar la evaluación volumétrica de cada localización, mediante la herramienta oficial de PEP denominada Cédula de Evaluación y Registro de Oportunidades Exploratorias (CEROE).





Para el cálculo de volumetría, el área P10 se calculó a partir de la interpretación en tiempo. Se buscaron los tipos de trampas de hidrocarburos, como acuñaientos, cierres contra falla, discordancias y anticlinales.

Cada oportunidad contiene la siguiente información: tirante de agua, coordenadas UTM, tiempo del horizonte objetivo, profundidad en metros, línea y traza involucrada, pozos cercanos, cima y base de la estructura en tiempo y en profundidad, para el Horizonte HP1. Estos resultados están resumidos en la Tabla 4.1. El principal tipo de hidrocarburo que se espera encontrar corresponde con aceite superligero o gas seco. Los elementos: Sello, Roca almacenadora, Roca Generadora, y Sincronía y Migración, se fundamentan en la integración regional realizada, siempre considerando rangos de incertidumbre muy amplios.

Para el análisis de la geometría de la trampa se consideró el grado de confiabilidad de la resolución de la información sísmica. No se consideró ningún campo análogo de producción, se utilizaron valores de Riqueza Volumétrica con una distribución muy amplia dado el rango de incertidumbre propia del tipo de localización en un play hipotético. Se consideró el llenado de la trampa con 80 % aceite y 20% de agua.

La sincronía de los elementos esenciales del sistema petrolero, que se esperan son: como roca generadora se postula el Jurásico Medio-Pérmico Superior, se encuentre madura para que favorezca la generación de hidrocarburos superligeros (condensados) y gases, mientras que el almacén serían carbonatos y areniscas depositadas en ambientes marinos a transicionales.

Se consideró que la saturación de hidrocarburos prevalezca por debajo de la sal, siendo este un sello muy efectivo que prácticamente no permita la fuga de hidrocarburos hacia intervalos subyacentes a ella; y que por efecto de la sal, los hidrocarburos generados quedaran almacenados en los objetivos que se encuentren por debajo de ésta.





No	Oportunidad	Tirante de agua (m)	Prof. Prog. (METROS)	Área Km ²	Recurso (MMb)
1	A'	84	7240	53.3	148.05
2	B'	126	6511	116	209.32
3	C'	432	7260	28.5	91.05
4	D'	500	6320	31.4	97.81
5	E'	210	8860	15.4	59.89
6	F'	666	6040	42.6	123.63
7	G'	948	7050	58.6	160.10
8	H'	1038	6860	44.6	128.21
9	I'	1074	7010	31.8	98.74
10	J'	978	6830	63.2	170.55
11	K'	942	6950	62.2	168.28
12	L'	768	6630	19.4	69.55
13	M'	96	5740	54.4	150.56
14	N'	90	5550	45.2	129.58
15	O'	90	5370	85.4	220.85
				Total	2026.17

Tabla 4.1 Resumen de la evaluación volumétrica de las oportunidades exploratorias visualizadas en este estudio.



Capítulo 5 Conclusiones y Recomendaciones

5.1. CONCLUSIONES

- En el 2006 PEP (Pemex Exploración y Producción) documentó una localización exploratoria aprobada en Foro, por la subdirección técnica de Exploración. Se le asigna tentativamente una edad del Jurásico Medio (Bathoniano), de perforarse se tendrían buenas posibilidades de corroborar la existencia de este Play Subsalino.
- El modelo sedimentario que se postula tiene como roca generadora el Jurásico Medio-Pérmico Superior, mientras que la roca almacenadora serían carbonatos y areniscas depositadas en ambientes marinos a transicionales. El sello serían las evaporitas y lutitas.
- Con base en la información sísmica, este play subsalino presenta una amplia distribución regional.
- Se visualizaron 15 oportunidades exploratorias que muestran una amplia distribución de los horizontes subsalinos en la Sonda de Campeche
- Con base en la recopilación de la información de cuencas y pozos que bordean la Sonda de Campeche, incluso de otras cuencas del Mundo, fue posible identificar semejanzas para establecer un modelo análogo a esas Cuencas.
- Trabajar con otras disciplinas, como por ejemplo los métodos potenciales especialmente la gravimetría, los resultados que se obtendrían serían sobre todo en la forma y distribución de la sal y lograr la posible distribución de los sedimentos debajo de esta.





5.2. RECOMENDACIONES

- ✓ Para reducir la incertidumbre de este Play Especulativo es importante reprocesar la sísmica con objetivos Pre-salinos, esto eliminaría las incógnitas para uno de los elementos del sistema petrolero, la geometría de la trampa.
- ✓ Realizar una calibración de la interpretación sísmica con estudios de métodos potenciales.
- ✓ Realizar un estudio de análisis de facies sísmicas, ya que se observaron reflectores con morfologías de interés, esto podría ayudar para inferir el tipo de sedimentos que subyacen la sal.
- ✓ Continuar con el estudio de Plays Horizontes Pre-Jurásicos.
- ✓ Documentar las oportunidades y localizaciones exploratorias
- ✓ Realizar el Modelado de Sistemas Petroleros
- ✓ Perforación de pozos de Sondeo Estratigráfico.





REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ❖ Amos Salvador, 1987, "Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin". The American Association of Petroleum Geologist Bulletin V 71 No 4 (April 1987, P 419-451).

- ❖ Ángeles Aquino, F., 1996, "Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la Sonda de Campeche (Golfo de México)", México, Tesis de postgrado, Instituto Politécnico Nacional.

- ❖ Ángeles Aquino, F., 2006, "Monografía Petrolera de la Zona Marina", México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros A.C.

- ❖ Ángeles Aquino, F., 2007, "Bosquejo Geológico de la Sonda de Campeche", Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros A.C., Boletín 1 Delegación Carmen.

- ❖ Berggren W. A. 1989 " Cenozoic Biostratigraphy and Paleobiogeography of the North Atlantic", Woods Hole Oceanographic Institute, Woods Hole, Massachusetts.

- ❖ Blair T, 1988, "Mixed Siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, upper Jurassic-lowermost cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations Western Chiapas, Mexico", JSP v. 58, N°4 p. 623-636

- ❖ Buffler R, Marton G., 1993, "The Southeastern Gulf of Mexico in the Framework of the Opening of the Gulf of Mexico Basin" GCSSEPM Foundation 13 th Annual Research Conference Proceedings, p. 51-67.

- ❖ Buia Michele, 2008/2009. Levantamientos sísmicos en círculos, EUA, Oilfield Review.





- ❖ Cantú Ch. A., 1998 “Las Transgresiones Jurásicas en México” Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Volumen 15, Número 1, p. 25-37.
- ❖ Carrillo B J, 1961, “Geología del Anticlinorio de Huizachal- Peregrina al N-W de Ciudad Victoria, Tamps.”, AMGP, V. XIII, N° 1 y 2, p. 1-98.
- ❖ Carrillo B.J, 1965, “Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla”, AMGP, V.XVIII, N° 5-6, p.73-96
- ❖ Clemons R, Anderson T, Bohnenberger, Bukart B, 1974. “Stratigraphic Nomenclature of Recognized Paleozoic and Mesozoic Rocks of Western Guatemala”, Geologic Notes, p. 313-320.
- ❖ Colombié C., 2002 “Sédimentologie, Stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France):relations plate-forme-bassin et facteurs déterminants. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias de la Universidad de Freiburgs (Suiza).
- ❖ Cronin, T. M. 1998 “ Part 5: Bentic Foraminifera and Ostracoda from Continental Shelf, U.S. Virginia Institute of Marine Science of the College of William and Mary.
- ❖ Darren Ferdinando, 1998, “Regional play analisis of the central Canning Basin, Australia”, Resources Branch, Petroleum Division, Departament of Industry and Resources. The National Newsletter of the Petroleum Exploration Society of Australia ISSN 1039-4419 June/July 2006 ISSUE Number 82.
- ❖ Dribus R. John, 2008/2009, “La recompensa que yace bajo la sal”, EUA, Oilfield Review.





- ❖ García P, 1978, "Informe geológico N 731 Zona Sur, Prospecto Todos Santos", PEMEX informe inédito, pt. 68.
- ❖ Gotte Martin, 1990, "Halotektonische deformations prozesse in sulfatgesteinen der Minas Viejas Formation (Uber Jura) in der Sierra Madre Oriental, Nurdust-Mexico, Tesis doctoral
- ❖ Hernandez G. R, 1973, "Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, Mexico", AMGP V. XXV, Num 1-3, p. 79-134.
- ❖ Hernández R, "Informe geológico N° 575 "Prospecto Paleozoico la Concordia-Chicomuselo Edo de Chiapas, PEMEX informe inédito, pt 60.
- ❖ Hinojosa A, 1977, "Informe geológico 516 La Concordia-Chiapas", PEMEX informe inédito, pt 45
- ❖ Hinojosa A., 1964, "Informe geológico N°. 506 Zona Sur Area Chicomuselo Chiapas". PEMEX, informe inédito.
- ❖ Ibaraki, M., 1992 "Planktonic Foraminifera from the Navidad Formation, Chile: Their Geologic Age and Paleooceanographic Implications". Geoscience Institute, Faculty of Science, Shizouka University, Shizouka, Japan.
- ❖ Jiménez N., 2007 "Bioestratigrafía de las Formaciones Viche y Angostura del Neógeno de la Cuenca Esmeraldas, Ecuador: sitios fosilíferos y edades obtenidas" 4th European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, N°8 Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ❖ Klemme H.D., 1991, "Effective Petroleum Source Rocks of the World: Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors". The





- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V75, No12 (December 1991), P. 1809-1851.
- ❖ Lopez Ramos E, 1969, "Marine Paleozoic Rocks of Mexico", AAPG, V53 N°12, p. 2399-2417
 - ❖ Lopez Ramos E. 1973, "Estudio Geológico de la Península de Yucatán", AMGP V XXV, Num 1-3, p. 25-76
 - ❖ MaCRae G., 1995, "Early Mesozoic rift stage half graben formation beneath the DeSoto Canyon salt basin, northeastern Gulf of México". Journal of geophysical research, Vol. 100 no B9, 1995, pp. 1795-1812.
 - ❖ Malpica Cruz, 1977, "Estudio Estratigráfico y Microfacies del Paleozoico de la Cuenca de Chicomuselo, Chiapas". IMP Proyecto C-1003, pt 87.
 - ❖ Meneses R, J, 1990, "Marco Tectónico y paleogeografía del Triásico Tardío-Jurásico en el SE de México". AMGP, XXXIX, Núm.2, p. 3-69.
 - ❖ Montgomery Scott L., 1997, "Subsalt Play Gulf of Mexico: A review". Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists Vol. 81, p. 871-896.
 - ❖ Ortega V, Lambarría C, 1991, "Informe Geológico de la Hoja Oaxaca de Compilación Geológica, I.G.R.S, 1129". PEMEX informe inédito, pt. 360.
 - ❖ Pacheco C, Barba M, 1984, "Estudio Tectónico Estructural en el Prospecto Sur de Chiapas". IMP Proyecto C-403, pt 119.
 - ❖ Padilla Sánchez, J. R., 2007, "Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de





- México”. Boletín de la Sociedad Geológica Mexica, Tomo LIX, num 1, 2007, pp19-42.
- ❖ Pemex, 1976, “Informe Final Pozo Trinitaria-2”. Informe inédito.
 - ❖ Pemex, 1979, “Estudio Petrográfico y radiométrico del N-12 del Pozo Villa Allende N-1”. informe inédito.
 - ❖ Pemex, 1985, “Informe Final del Pozo Cobo-301”. informe inédito, pt. 104.
 - ❖ Petersohn, M., 2007, “Brasil Round 9 Espiritu Santo Basin”. Agencia Nacional de Petróleo, Gas Natural e Biocombustibles.
 - ❖ Pimienta, L.M.A., 1995, “Proyecto Geología de la Cuenca de Campeche”. Pemex Exploración y Producción, informe inédito.
 - ❖ Pindell J, 1985, “Alleghenian Reconstruction and Subsequent Evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean”. Tectonics, Vol.4 N°1, pt 1-39
 - ❖ Pineda, Buitron et al, 2003, “Permian Continental and Marine Biota of South- Central Mexico: A Synthesis”. AAPG, Memoir 79, p 462-475
 - ❖ Pompa M. V., 2009, “Geoquímica y Geocronología de los Complejos Intrusivos en el Sureste de Chiapas, México”. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
 - ❖ Román J.R, Lara J, Martínez R, Martínez A, Mena E y Bernal L, 2005, “El sistema petrolero Jurásico Inferior- Medio Fm Huayacocotla de la Cuenca Tampico- Misantla, Este de México”. Tesis doctoral





- ❖ Rosales-Domínguez et al., 2005 “Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo”. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v22 núm. 3 p.419-428.
- ❖ Rueda J, 2003, “The Origin of the Gulf of Mexico Basin and its Petroleum subbasins in Mexico, based on red bed and salt Palynostratigraphy”,. AAPG, Memoir 79, p. 246-282
- ❖ Rueda J, 2004, “A Triple junction in the Gulf of Mexico: Implications for deep petroleum exploration”. *Geofísica Internacional*, Vol.43, N° 3, p. 395-414
- ❖ Saldívar J, Ortiz A, 1984, “Estudio Tectónico Estructural en el Prospecto Salina Cruz-Matías Romero, Oax.”. IMP, informe inédito, pt 189.
- ❖ Salvador A, 1987, “Late Triassic- Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin”. *AMGP V.71 N° 4*, p 419-451.
- ❖ Salvador A, 1991, “Triassic-Jurassic”*The Geology of North America Vol.J., Gulf of Mexico Basin*, The Geological Society of America
- ❖ Toothill S. 2007, “A Sleeping Giant Awakes, GEO ExPro 2007”. P. 16-20.
- ❖ Vachard, Daniel, 2000, *Les Fusulines Du Mexique, une revue Biostratigraphique et Paléogéographique*, European Paleontological Association P. 655-679.
- ❖ Vagnes Erling, 2002, *Crustal stretching, pre-salt tectono-stratigraphy and early salt movement in the Lower Congo and Kwanza Basins offshore Angola*, AAPG HEDBERG CONFERENCE, SEPTEMBER 8-11, NORWAY.





- ❖ Vazquez M, Villaseñor E, 1990; “Integración Tectónica-Estructural en el Proyecto Sierra de Chiapas”. IMP proyecto 4505, pt. 145.
- ❖ Winker C, Buffler R, 1988, “Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean)”. AMGP, V72 N°3, p. 318-346.
- ❖ Woods R.D, Salvador A, Miles E, 1991, “PreTriassic The Geology of North America “. Vol.J. Gulf of Mexico Basin, The Geological Society of America.
- ❖ Zavala Sanchez J.L., 1999, “Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connections”. Geological society of America, special paper 336, 1999.

REFERENCIAS ELECTRONICAS

- ❖ Petrobras “Pre-salt Nueva Frontera de exploración representa desafío tecnológico”
www.petrobras.com.br/español/ads/ads_Tecnologia.html
- ❖ Petroleum Exploration Australia 2005 “The National News Letter of the Petroleum Exploration Society of Australia Junio/Julio 2006 Issue Number 82 (Nine Acreage Areas Released in WA)”
www.pesa.com.au/publications/pesa_news/june_06/pesanews_8241.html
- ❖ Angola 2009 “Angola Offshore Licensing 2007 Block 19, WesternGeco, unidad de negocios de Schlumberger.”
www.multiclient.westerngeco.com/Dowland_Files%5Block_nineteen.pdf





ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS

CAPITULO 1	Pág.
Figura 1.1 Localización del área de estudio	6
Figura 1.2 Metodología	7
Figura 1.3 Sección sísmica con variación en la calidad de la imagen sísmica	8
CAPITULO 2	
Figura 2.1 Tabla estratigráfica de la parte norte y central de Oaxaquia	15
Figura 2.2 Tabla estratigráfica regional de la Sonda de Campeche	17
Figura 2.3 <i>Caucasella oxfordiana</i>	20
Figura 2.4 <i>Glomospira</i> sp.	26
Figura 2.5 <i>Saccoccoma Lombardia arachnoidea</i>	30
Figura 2.6 <i>Crassicolaria intermedia</i> y <i>Calpionella alpina</i>	30
Figura 2.7 Esquema general de facies del Jurásico Superior	31
Figura 2.8 Columna estratigráfica del Cretácico	33
Figura 2.9 Fósiles del Oligoceno inferior, Medio y Superior	37
Figura 2.10 <i>Cibicidoides robertsoniana</i>	37
Figura 2.11 <i>Catapsydrax dissimilis</i>	38
Figura 2.12 <i>Globorotalia fohsi</i>	39
Figura 2.13 <i>Globigerina nepentes</i>	40
Figura 2.14 <i>Pullenia bulloides</i>	41
Figura 2.15 Provincias morfoestructurales de la Sonda de Campeche	44





Figura 2.16 localización y Composición de las provincias morfoestructurales	44
Figura 2.17 Reconstrucción Tectónica para el Jurásico Temprano	47
Figura 2.18 Reconstrucción Tectónica para el Jurásico Superior Oxfordiano	49
Figura 2.19 Reconstrucción Tectónica para el Jurásico Superior Tithoniano	51
Figura 2.20 Reconstrucción Tectónica para el Cretácico Superior Campaniano	53
Figura 2.21 Reconstrucción Tectónica para el Paleoceno Superior	54
Figura 2.22 Reconstrucción Tectónica para el Mioceno Superior	56
Figura 2.23 Configuración Tectónica del Golfo de México actual	57
Figura 2.24 Pozos Pre-salinos costa afuera de Estados Unidos	69
Figura 2.25 Entrampamiento bajo estructuras de sal	70
Figura 2.26 Sección estructural a lo largo del Bloque 19 en Angola	71
Figura 2.27 Perfil sísmico el Yacimiento Cuvo y reflectores Pre-salinos	71
Figura 2.28 Sección sísmica del Yacimiento Mucanzo, Angola	72
Figura 2.29 Ubicación de la Cuenca de Cabinda, Angola	73
Figura 2.30 Sección sísmica del Bloque Cabinda South, Angola	74
Figura 2.31 Conceptualización de Plays Pre-salinos, Cabinda, Angola	75
Figura 2.32 Ubicación del Yacimiento Tupi, Brasil	76
Figura 2.33 Sección sísmica Cuenca Espírito Santo, Brasil	77
Figura 2.34 Ubicación de la Cuenca Canning, Australia	78
CAPITULO 3	
Figura 3.1 Diagrama de flujo de procesamiento de datos sísmicos	80
Figura 3.2 Esquema de levantamiento sísmico vertical	81
Figura 3.3 Mapa con localidades y pozos para el basamento	83
Figura 3.4 Mapa con las localidades tipo del Paleozoico	86





Figura 3.5 Braquiópodos <i>Chonetes</i> sp.	88
Figura 3.6 Columna de las principales Formaciones de Huizachal Peregrina	90
Figura 3.7 Desarrollo en tiempo de las Formaciones Paleozoicas	98
Figura 3.8 Mapa con localidades del Triásico Superior	99
Figura 3.9 Columna tipo de la localidad Huizachal Cañón de Santa Lungarda	101
Figura 3.10 Columna tipo de la localidad Zacatecas	102
Figura 3.11 Mapa con las principales localidades tipo para el Jurásico Inferior	103
Figura 3.12 Mapa con las principales localidades tipo para el Jurásico Medio	105
Figura 3.13 Columna tipo de la localidad Cahuasas	106
Figura 3.14 Mapa con Provincias Tectónicas de la Región Marina	107
Figura 3.15 Sección Sísmica arbitraria con interpretación	108
Figura 3.16 Modelo estratigráfico del Paleozoico propuesto	110
Figura 3.17 Modelo estratigráfico propuesto para el Jurásico Medio	112
Figura 3.18 Columna Geológica del Pozo Minas Viejas-1	113
Figura 3.19 Modelo Estratigráfico Jurásico Medio Continental/ Transicional	114
Figura 3.20 Ejemplo de los procesos de filtrado aplicados	116
Figura 3.21 Distribución Regional de Horizontes Pre-salinos parte norte	117
Figura 3.22 Distribución Regional de Horizontes Pre-salinos sobre isobata 500	118
Figura 3.23 Distribución Regional de Horizontes Pre-salinos parte profunda	119
Figura 3.24 Sección sísmica con horizontes Pre-salinos en el cubo "A"	120
Figura 3.25 Configuración en tiempo del Horizonte Pre-salino regional Base Sal	122
Figura 3.26 Configuración en tiempo del Horizonte Pre-salino HP1	124
Figura 3.27 Configuración en tiempo del Horizonte Pre-salino HP2	126

CAPITULO 4

Figura 4.1 Distribución estratigráfica de las rocas generadoras en el Mundo	127
---	-----





Figura 4.2 Estratigrafía y temperatura en el Mundo en generación de hcs.	128
Figura 4.3 Niveles de incertidumbre de los sistemas petroleros establecidos	130

CAPITULO 1

Tabla 1 Proyectos sísmicos interpretados	8
--	---

CAPITULO 4

Tabla 4.1 Evaluación volumétrica de las oportunidades exploratorias	133
---	-----

