



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
División de Estudios de Postgrado

**ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO DEL PLIO-PLEISTOCENO
DEL ÁREA MALOOB, SUR DEL GOLFO DE MÉXICO, Y SUS
IMPLICACIONES EN EXPLORACIÓN PETROLERA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA

(EXPLORACIÓN DE RECURSOS ENERGÉTICOS DEL SUBSUELO)

P R E S E N T A :

JORGE JAVIER MORALES GONZÁLEZ

Director de Tesis:

DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO





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.

AGRADECIMIENTOS

La realización de estudios de Maestría, así como la culminación de esta tesis, no hubiera sido posible sin el apoyo de muchas personas que a lo largo de estos últimos tres años me han acompañado en esta etapa de mi vida.

Por lo anterior, deseo agradecer profundamente a los funcionarios de Pemex Exploración y Producción, los señores Ingenieros José Alberto Aquino López, Arturo Soto Cuervo y Manuel Terán García, por la oportunidad que me brindaron para cursar la Maestría en Ingeniería. También agradezco las facilidades recibidas para la utilización de la información requerida. Asimismo, agradezco al M. en I. José Luis Fong Aguilar y a los Ingenieros Román Olguín Peña y Javier Banda Hernandez por el apoyo en la realización del presente trabajo.

Agradezco a mi director de tesis, el Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo y a mis sinodales, M. en C. Noel Holguín Quiñones, Ing. Felipe Jaime León Islas e Ing. Miguel Juárez Casas, y muy especialmente al Dr. Gustavo Murillo Muletón, mi amigo y profesor de la materia de Estratigrafía de Secuencias, por sus valiosos comentarios y observaciones durante la realización de éste trabajo.

A los catedráticos y personal de la División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por las valiosas enseñanzas impartidas durante mi estancia, en especial a los Ingenieros Emiliano Campos Madrigal, Ricardo Castrejon y la Sra. Guillermina Hernández González.

Por último, a mis compañeros y amigos, M. en I. José Ruiz Morales, Ingenieros Héctor Alejandro Ruiz Torres, Luisa Vara Rubio, Francisco Castellanos y al Biól. Sergio Beaurregard Beaurregard, que me apoyaron con información.

DEDICATORIA

A mis padres, **Ing. Jorge Morales Sánchez** y **Sra. Graciela González Nava**, a quienes debo todo lo que soy.

A mi esposa **Claudia Estela**, por su gran amor, confianza, apoyo y paciencia para afrontar este y todos los retos que emprendemos juntos.

A mis hijos, **Valeria, Jorge, Lorena** y **Andrés**, con todo mi amor

A mis hermanos **Chely, Judith, Yolanda, Gloria, Gustavo** y **Claudia**, con cariño.

CONTENIDO

	Página
AGRADECIMIENTOS	i
DEDICATORIA	ii
RESUMEN	iii
CONTENIDO	iv
I.- INTRODUCCIÓN	1
II.- GENERALIDADES	3
II.1.- Localización del área de estudio.....	3
II.2.-. Objetivo.....	5
II.3.- Antecedentes.....	6
II.3.1.- Geofísicos.....	6
II.3.2.- Geológicos.....	7
II.3.3.- Bioestratigráficos.....	8
III.- MARCO GEOLÓGICO	13
III.1.- Tectónico-estructural.....	13
III.2.- Estratigrafía regional.....	20
IV.- MATERIALES Y METODOLOGÍA	27
IV.1.- Materiales utilizados.....	27
IV.2.- Metodología.....	29
V.- ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO	31
V.1.- Principios de Estratigrafía de Secuencias.....	31
V.2.- Principios de Estratigrafía Sísmica.....	41

V.3.- Tipos de Facies Sísmicas.....	51
V.3.1.- Facies Sísmicas de Plataforma.....	51
V.3.2.- Facies Sísmicas de Talud.....	52
V.3.3.- Facies Sísmicas de Cuenca.....	53
VI.- INTERPRETACIÓN SISMOESTRATIGRÁFICA.....	56
VI.1.- Paleogeografía.....	56
VI.2.- Modelo análogo.....	62
VI.3.- Marco Cronoestratigráfico.....	64
VI.4.- Sismosecuencias.....	66
VII.- SISTEMA PETROLERO.....	74
VIII.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	82
IX.- CONCLUSIONES.....	89
X.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	90
ANEXOS	
ANEXO A.....	Interpretación Paleogeográfica
ANEXO B.....	Interpretación Cronoestratigráfica
ANEXO C.....	Interpretación Sismoestratigráfica
ANEXO D.....	Registros de rayos gamma de los pozos del área

RESUMEN

El área de estudio se localiza a unos 130 kilómetros al noroeste de Cd. del Carmen, Campeche, en aguas territoriales del Golfo de México, y abarca una superficie de 645 kilómetros cuadrados de la cubierta sedimentaria neógena de los campos petroleros mesozoicos Ku Maloob y Zaap. En el presente trabajo se establece el modelo de depósito de los sedimentos del Plioceno Inferior al Reciente del área de estudio, que permite predecir la distribución de los cuerpos arenosos que pudieran contener hidrocarburos, mediante el uso de las técnicas de Estratigrafía Sísmica y de Estratigrafía de Secuencias. Se identificaron y correlacionaron en las secciones sísmicas, ocho sismosecuencias, asociándolas con los ambientes de depósito respectivos, los cuales varían de nerítico interno a batial inferior. Se pudo observar la presencia de posibles acumulaciones arenosas dentro del Plioceno, asociados a secuencias que progradan hacia el noroeste, correspondiendo a cuñas progradantes de facies regresivas de descenso del nivel del mar relativo que forman abanicos de talud que podrían ser ricos en el contenido de arenas con buenas posibilidades de almacenar hidrocarburos, dado que en el área de estudio se encuentran todos los elementos del sistema petrolero. Esta discusión representa sólo un paso hacia la interpretación integrada y completa de la sísmica y los datos de pozos. Las sismosecuencias y los *systems tracts* interpretados aquí, solamente de la sísmica y los registros, deben ser considerados sólo como “candidatos” para la interpretación final hasta que se completen los procedimientos de iteración entre estos y otros grupos de datos.

I.- INTRODUCCIÓN

En la evaluación al 1 de enero de 2005, la evolución histórica de las reservas totales de petróleo crudo equivalente del país en los tres últimos años, muestra un decremento con respecto al año anterior de 2.3 % y de 11.5 % respecto al 2002. Los descubrimientos y las delimitaciones del 2004, restituyeron solo el 76.6 % de la producción de ese mismo año, resultando en un déficit en la restitución de reservas del 23.4%.

Además, el estado avanzado de explotación de los principales campos en México, el aumento en la exportación de crudo y el incremento acelerado de la demanda de gas y crudo en el país, llevan a un punto en el que la exploración y la explotación son críticas e impostergables. Esto para poder enfrentar un futuro de crecimiento con un abasto de aceite y gas natural, suficiente, oportuno y confiable en nuestro país, a fin de satisfacer la demanda nacional, mantener los volúmenes de exportación y evitar el incremento de las importaciones de gas en los años por venir (*PEMEX, 2005*). La exploración en búsqueda de yacimientos de gas no asociado, en arenas y areniscas recientes, propone un reto difícil debido a la complejidad tanto estructural como en la arquitectura estratigráfica de los sedimentos siliciclásticos, por lo que es necesario utilizar técnicas modernas para interpretar y establecer tales modelos.

El objetivo del presente trabajo es establecer un modelo de depósito de los sedimentos del Plio-Pleistoceno del área, aplicando la metodología de Estratigrafía Sísmica y de Estratigrafía de Secuencias (modelo de *Vail y Mitchum, 1977*), y así poder pronosticar facies de rocas almacenadoras de hidrocarburos.

El principio fundamental de la Estratigrafía Sísmica, dentro de la resolución del método sísmico, asume que los reflectores sísmicos siguen la estratificación, y por lo tanto, se aproximan a las líneas de tiempo (*Vail, 1977; Bertram y Milton, 1996*).

Esta metodología implicó la utilización de la información sísmica tridimensional, información geológica, bioestratigráfica y de registros geofísicos de diez pozos exploratorios perforados en el área de estudio, y su integración para obtener

mapas de facies sísmicas, mediante el empleo de programas de interpretación y visualización. El fundamento cronoestratigráfico y el control de edades para el análisis de secuencias lo ofrece la bioestratigrafía, además, proporciona evidencias para la identificación de límites de secuencias y superficies de máxima inundación.

II.- GENERALIDADES

II.1.- Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en aguas territoriales mexicanas del Golfo de México a unos 130 km al noroeste de Cd. del Carmen, Campeche (Figura II.1.1), dentro de un cubo sísmico tridimensional y corresponde a un subcubo con forma de rectángulo alargado en dirección NW-SE, cuyas dimensiones son de 47.25 km de largo por 13.65 kilómetros de ancho, cubriendo una superficie de 645 km² (Figura II.1.2).

Las coordenadas UTM de sus vértices son las siguientes:

Vértice	X (m)	Y(m)
1	558,900	2'187,700
2	569,900	2'195,900
3	588,200	2'148,700
4	599,000	2'159,600

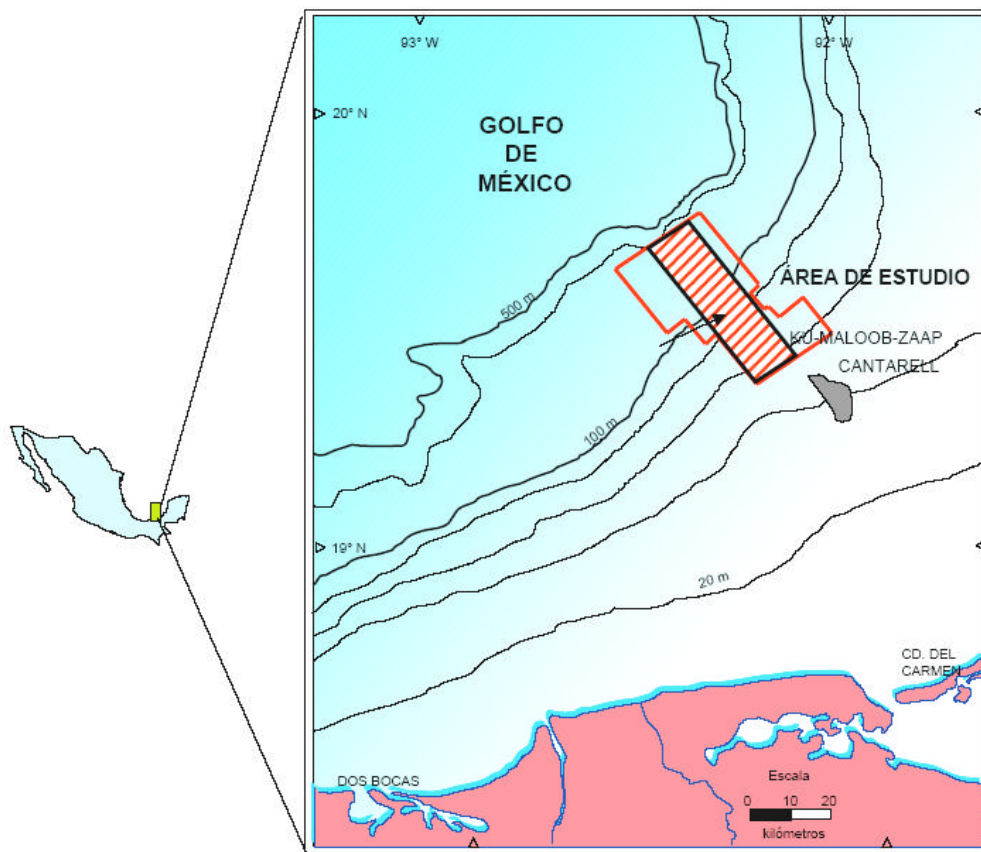


Figura II.1.1.- Plano de localización del área de estudio.

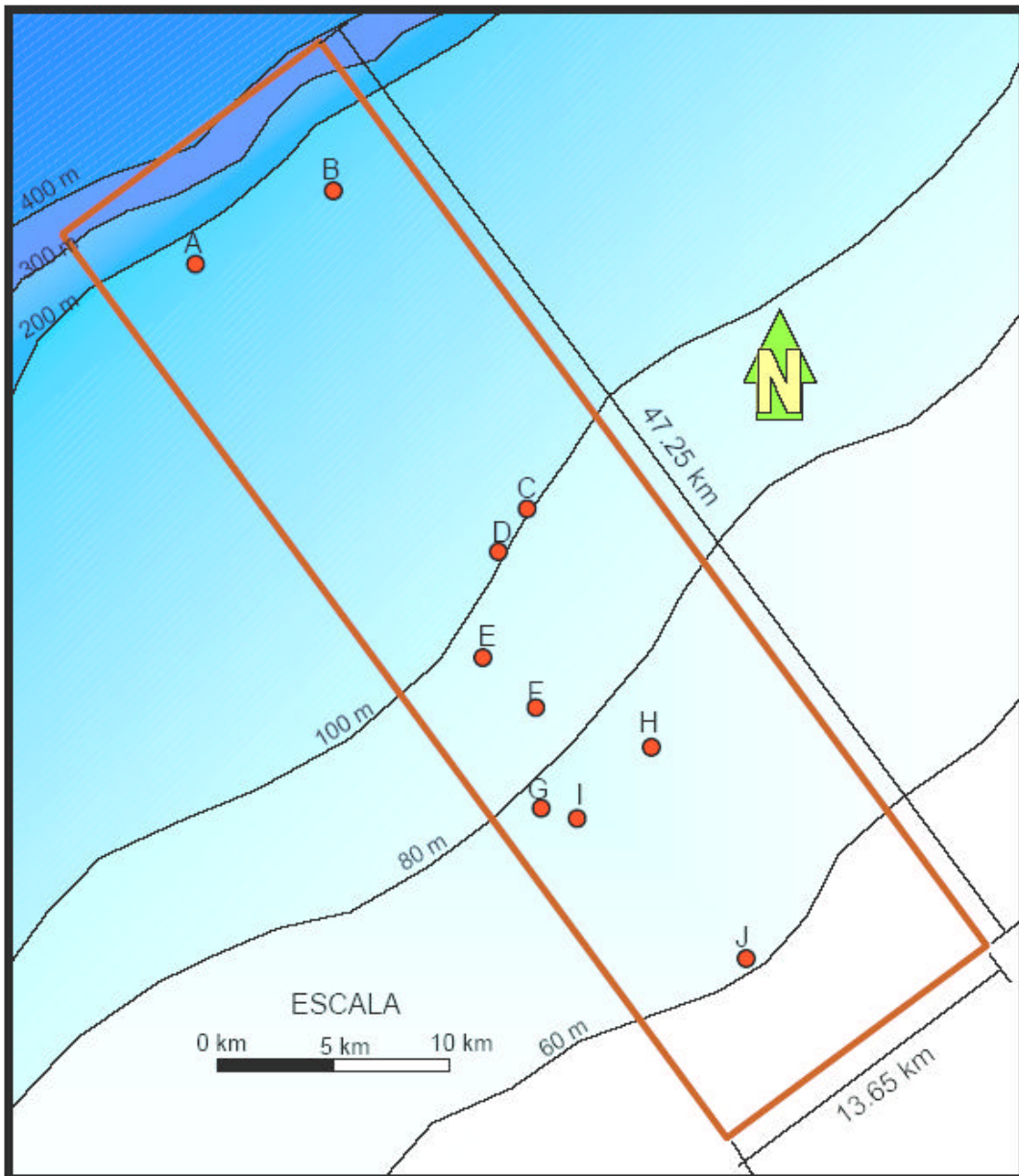


Figura II.1.2.- Detalle de la localización del área, dimensiones del subcubo sísmico y ubicación de los pozos analizados en el estudio.

Fisiográficamente, forma parte de la plataforma continental en aguas territoriales mexicanas del Golfo de México entre las isóbatas 60 y 400 m. (b.n.m.). Geológicamente constituye la prolongación hacia el mar de las Cuencas del Sureste en su límite con la Plataforma de Yucatán (Figura II.1.3).



Figura II.1.3.- Distribución esquemática de las Provincias Geológicas Petroleras del Sureste de México y localización del área de estudio (modificado de Santiago-Acevedo et al., 1984).

II.2.- OBJETIVO

Establecer un modelo sedimentario del Plio-Pleistoceno del área Maloob, basado en el análisis sismoestratigráfico, y pronosticar facies de rocas almacenadoras de hidrocarburos.

II.3.- ANTECEDENTES

II.3.1.- Geofísicos

La prospección sísmológica costa afuera, para la localización de yacimientos de hidrocarburos en la plataforma continental del Golfo de México, frente a las costas del sur del estado de Veracruz y estado de Tabasco, desde Coatzacoalcos, Ver., hasta Frontera, Tab., se inició para Petróleos Mexicanos en el año de 1949, utilizando el método sísmológico de reflexión, con el que se definieron numerosas estructuras asociadas a levantamientos salinos. Posteriormente, en el año de 1966 se desarrolló un pequeño programa frente a las costas de Champotón en el estado de Campeche, y otro similar frente a Puerto Progreso en el estado de Yucatán (Ángeles-Aquino, 1985). A partir del año de 1972 se intensificó la actividad sísmológica específicamente en la Sonda de Campeche, utilizando simultáneamente los métodos sísmológicos, gravimétrico y magnetométrico. En el año 1977 se efectuó un levantamiento sísmológico hacia el norte de Campeche y en el año 1978 hacia el norte de Puerto Progreso, Yuc. En los años 1979 y 1980 se llevaron a cabo levantamientos sísmológicos tridimensionales en la Zona Marina, concentrándose en los campos de mayor atractivo petrolero, como son los del complejo Cantarell, Abkatún y Pol, obteniéndose con esto una mejor delimitación estructural de los mismos.

El área de estudio se ubica en un cubo sísmico tridimensional del prospecto operacional denominado "Cantarell Bloque A", adquirido y procesado por la Compañía G.S.I. en el año de 1979, cuya calidad de datos e imagen sísmica es aceptable en la banda de tiempo en donde se interpretan los paquetes Terciarios de interés (ventana de -0.5 s a -2.5 s). Este subcubo consta de 630 líneas (orientadas SW-NE, con un intervalo de espaciamiento de 75 m, y 546 trazas orientadas NW-SE con un intervalo de espaciamiento de 25 m.

II.3.2.- Geológicos

El primer pozo perforado en la Plataforma Continental del Golfo de México fue el Tortuguero no. 1, el cual se terminó en enero de 1950 como productor de aceite y gas en sedimentos de las formaciones Encanto y Depósito del Mioceno. Posteriormente, en el año 1959 se descubrió el campo Santa Ana, y en el año 1971 el pozo Marbella-1 resultó productor de aceite y gas en la formación Encanto (Ángeles-Aquino, 1985).

La información geológica obtenida de los pozos perforados en la península de Yucatán y norte de Campeche, entre los años de 1955 a 1966 y los del Área Mesozoica de Chiapas-Tabasco, así como la información geofísica en la parte continental adyacente al área, permitieron la elaboración de planos paleogeográficos principalmente del Jurásico y Cretácico. Estos planos mostraron en la Sonda de Campeche condiciones sedimentológicas y estructurales similares a las del área de Chiapas-Tabasco. Esto, aunado a la presencia de manifestaciones de hidrocarburos, detectados en el año de 1971, aproximadamente a 70 km al noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche, dio lugar a que los trabajos sismológicos que se efectuaban frente a Frontera, Tab. en 1972, se extendieran hacia la costa occidental de Yucatán, cubriendo a detalle una superficie de 8000 km², en las que se delinearon 30 estructuras, siendo la de Chac la que mejores características de definición y cierre presentaba (Ángeles-Aquino, 1985).

En junio de 1974 se inició la perforación del pozo Chac-1, alcanzando sedimentos del Jurásico-Oxfordiano, y resultando productor de aceite y gas en brechas calcáreas del Paleoceno-Cretácico, con una producción inicial de 952 barriles por día. Este pozo productor marcó el inicio de una serie de nuevos descubrimientos que dieron origen a la zona productora de hidrocarburos más importante de México (Ángeles-Aquino, 1985). Dentro del área del presente estudio se encuentran varios pozos exploratorios y la porción norte del campo productor de aceite y gas: Ku-Maloob-Zaap.

II.3.3.- Bioestratigráficos

La bioestratigrafía es una rama bien establecida de la estratigrafía, basada en la paleontología de las rocas. Utiliza el rango cronoestratigráfico de las especies fósiles para correlacionar secciones estratigráficas y su preferencia paleoambiental para proporcionar información de los ambientes de depósito (Sturrock, 1996). Los organismos fósiles evolucionaron, se diversificaron y extinguieron en respuesta a nuevas oportunidades y presiones ambientales. El primer dato de aparición (inicio o “base”) y el último dato de aparición (extinción o “cima”) de una especie fósil en el registro geológico, son marcadores útiles para la correlación bioestratigráfica (Sturrock, 1996). El tiempo bioestratigráfico es medido en biocronozonas o simplemente, biozonas, las cuales se basan en los inicios y extinciones globales de los fósiles (Sturrock, 1996).

El uso más importante de la bioestratigrafía es para definir edades. Para este estudio, los límites de secuencias y las superficies de máxima inundación se designan según la edad correspondiente en millones de años. Las edades de estos límites están complementadas por una edad numérica asociada al dato de extinción (última aparición o *last appearance datum, LAD*) y raramente al dato de inicio (primera aparición o *first appearance datum, FAD*) de las diferentes especies fósiles índices. De esta manera, la edad de un límite en particular está definida por el dato más antiguo encima del límite y por el dato más joven abajo del mismo.

La Tabla II.3.3.1 muestra la zonificación del Plioceno al Holoceno de Bolli et al., (1985) que es la que actualmente utiliza PEMEX y el IMP, junto con los nombres de las especies de foraminíferos planctónicos cuyas primeras (*F*) y últimas (*L*) apariciones definen los intervalos.

EDAD RAD.	EDAD	ZONAS Y SUBZONAS DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS		DATUM MARKERS
0.01	HOLOCENO		<i>Gr. fimbriata</i>	F <i>Gr. fimbriata</i>
	PLEISTOCENO	<i>Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides</i>	<i>Gg. bermudezi</i>	L <i>Gr. tumida flexulosa</i>
			<i>Gg. calida</i>	F <i>Gg. calida calida</i>
			<i>Gr. crassaf. hessi</i>	F <i>Gr. crassaformis hessi</i>
			<i>Gr. crassaf. viola</i>	F <i>Gr. trunc. truncatulinoides</i>
1.9	PLIOCENO	SUP.	<i>Globorotalia tosaensis tosaensis</i>	L <i>Gr. miocenica</i>
2.4			MED.	<i>Gr. exilis</i>
		<i>Gs. trilob. fistulosus</i>		
3.2		INF.		<i>Gr. marg. evoluta</i>
5.1			<i>Gr. marg. margaritae</i>	F <i>Gr. margaritae evoluta</i> F <i>Gr. margaritae margaritae</i>

Tabla II.3.3.1. Zonas y subzonas de foraminíferos planctónicos del Plioceno al Holoceno. (modificada de Bolli *et al.*, 1985)

La Tabla II.3.3.2 muestra los límites de extinción en millones de años de especies índices de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, que fueron establecidos por los bioestratígrafos de PEMEX Exploración y Producción RMNE, en los análisis paleontológicos de las muestras de los pozos utilizados en este trabajo.

COLUMNA GEOLOGICA		BIOZONAS DE FORAMINIFEROS PLANTONICOS SEGÚN SU EXTINCION	M.A/F.P.	M.A/NPC	NANOFOSILES CALCAREOS			
CUATER- NARIO	CENOZOICO	Pleistoceno	<i>Globorotalia truncatulinoides trun</i>	0.5	0.6	<i>Gephyrocapsa caribbeanica s.l</i> <i>Thoracosphaera sp</i>		
		PLIOCENO SUPERIOR	<i>Globorotalia tosaensis tosaensis</i>	1.7	1.9	<i>Calcidiscus macintyreii</i> <i>C. leptopus</i> <i>H. elicosphaera kamtneri</i>		
			Plioceno Medio	Cima	<i>Gdes obliquus extremus</i>	2.4	3.4	<i>Sphenolithus abies</i> <i>S. neoabies</i> <i>Reticulophenestra pseudoumbilica</i>
				Med	<i>Glia miocenica</i>	2.8		
		Base	<i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i>					
		Plioceno Inferior	Cima	<i>Globorotalia margaritae</i>	3.5	3.7	<i>Sphenolithus verensis</i>	
			Base	<i>Globigerina nepenthes</i>	3.7			
				<i>Globigerina venezuelana</i>				
						5.6	<i>Discoaster bergrenii</i> <i>Discoaster quinqueramus</i>	

NPC NANOPLANCTON CALCAREO (Martini, 1971)

F.P FORAMINIFEROS PLANCTONICOS (Bolli et al., 1985)

EXTINCIONES EVOLUTIVAS

Tabla II.3.3.2. Tabla cronobioestratigráfica de límites de extinción en millones de años de foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos índices, para el Cenozoico del Golfo de México (modificado de Beurregard-Beurregard, 2003, comunicación personal).

Los organismos que viven sobre o dentro del piso marino son llamados bentónicos o *bentos*. En la industria petrolera, los foraminíferos bentónicos son utilizados más comúnmente para definir los paleo-ambientes marinos, también son importantes otros organismos como las algas calcáreas bentónicas, los conodontos y los ostrácodos. Los foraminíferos bentónicos han evolucionado para existir en un rango de ambientes, desde marino-marginal hasta el océano profundo (Tabla II.3.3.3). Este bentos también puede soportar una variación de condiciones ambientales tales como temperatura, oxigenación, salinidad, sustrato y penetración de la luz (Sturrock, 1996). Las determinaciones paleoambientales basadas en las asociaciones de foraminíferos bentónicos permiten la interpretación de los sistemas de depósito (*systems tracts*) y el entendimiento de la historia del relleno y los cambios en la subsidencia de la cuenca (PEMEX-BP, 1994).

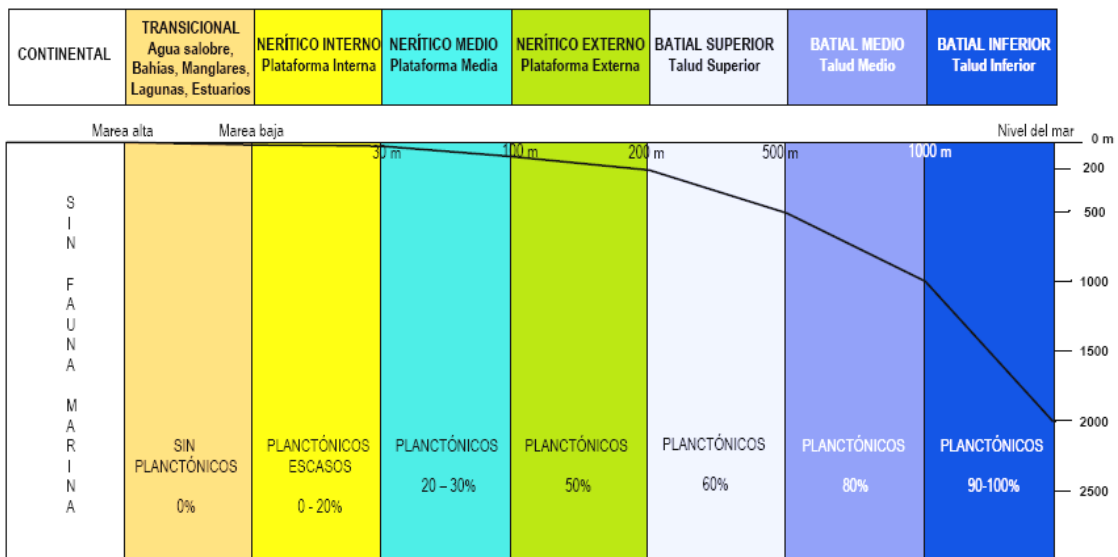


Tabla II.3.3.3. Tabla paleobatimétrica general de las áreas petroleras de México (modificado de Grupo de Especialistas de Paleontología PEMEX-IMP, Proyecto de Integración Bioestratigráfica, 2000).

Una tarea clave en este trabajo es construir un marco regional cronoestratigráficamente definido. Por consiguiente, la bioestratigrafía es un elemento crítico, dado que ofrece el fundamento cronoestratigráfico y el control de edades para el análisis de secuencias; además, proporciona evidencias para la identificación de límites de secuencias y superficies de máxima inundación

(PEMEX-BP, 1994). Un ejemplo del producto final del análisis bioestratigráfico de las muestras de un pozo se muestra en la Tabla II.3.3.4, donde se integran los datos biocronológicos obtenidos de los foraminíferos planctónicos y del nanoplancton calcáreo, así como los datos paleo-ambientales de los foraminíferos bentónicos y su relación con los foraminíferos planctónicos.



POZO - J

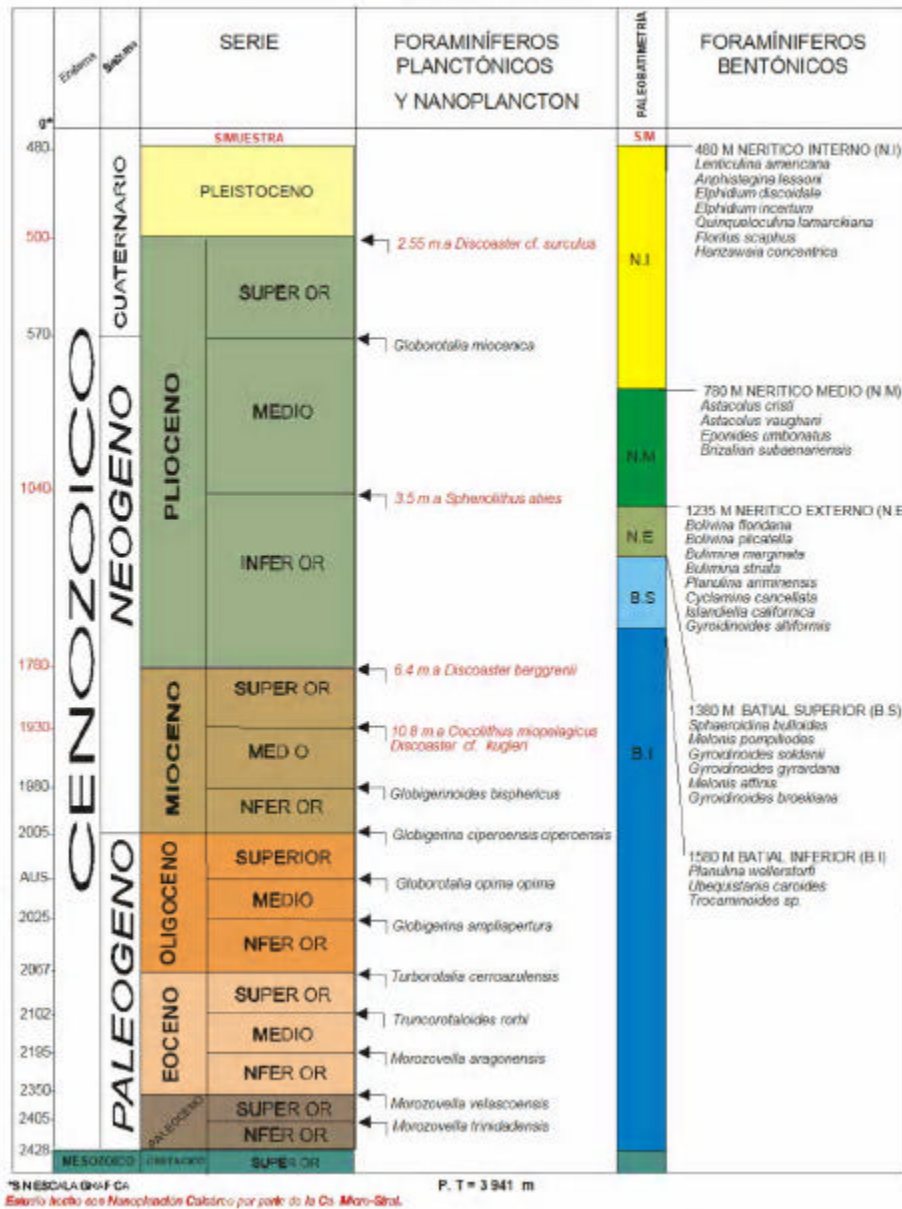


Tabla II.3.3.4. Reporte bioestratigráfico del Pozo-J, (Beaurregard-Beaurregard, 2003; comunicación personal).

Para el presente trabajo, se utilizaron los datos de 10 pozos exploratorios localizados dentro del área de estudio, perforados desde 1983 a 2004, (ver *Tabla II.3.3.5 y Figura II.1.2*).

POZO	CLAVE	AÑO DE PERFORACIÓN	TIRANTE DE AGUA	PROFUNDIDAD TOTAL
NUMAN-1	A	2004	190 m.	3650 m.
BAKSHA-1	B	2004	160 m.	3820 m.
CEEH-1	C	1989	101 m.	2932 m.
POHP-1	D	2004	100 m.	3890 m.
MALOOB-103	E	1992	95 m.	5600 m.
MALOOB-101	F	1991	84 m.	4249 m.
ZAAP-1	G	1983	79 m.	4820 m.
KU- 407	H	1990	77 m.	3874 m.
ZAAP-1001	I	1994	78 m.	2923 m.
KU- 401	J	1991	60 m.	4400 m.

Tabla II.3.3.5. Relación de pozos utilizados en este trabajo.

A cada pozo se le asigna como clave una letra para mejor señalización en planos y secciones. Todos estos pozos fueron perforados con objetivos en el Mesozoico, razón por la cual, los más antiguos de ellos carecen de buena información litológica y bioestratigráfica de los sedimentos del Neógeno y solo algunos de los perforados recientemente cuentan con estudios paleontológicos de foraminíferos y nanoplancton calcáreo.

III.- MARCO GEOLÓGICO

III.1.- Tectónico-estructural

Según Ángeles-Aquino (1995), el marco geológico regional está dado por los elementos que constituyen el Golfo de México en esta región del país, los cuales incluyen a: la Plataforma de Yucatán, las Cuencas Terciarias del Sureste y la Sierra de Chiapas; sobre los cuales se llevaron a cabo diferentes eventos estratigráficos y estructurales relacionados con la distensión del Golfo de México.

La Plataforma de Yucatán es un extenso banco carbonatado cuyo desarrollo inicia en el Mesozoico y continúa en la actualidad. Dicho banco se extiende hasta el Escarpe de Campeche, en el que grandes cuerpos deformados de sal cubiertos por sedimentos mesozoicos y terciarios, se encuentran replegados sobre su porción occidental.

La Sierra de Chiapas es el resultado de la acción de la Placa de Cocos en el Pacífico y con esfuerzos hacia el norte-noreste y por la Placa del Caribe contra la de Norte América a través del sistema de fallas Motagua / Polochic con sistemas transpresivos en dirección noroeste-sureste, las cuales conformaron diferentes estilos estructurales que rigen actualmente en la región marina de Campeche y que directamente afectan el área de estudio (Figura III.1.1).

Oviedo-Pérez (1996) considera que la historia tectónica a gran escala del sureste de México para el Mesozoico y Terciario puede ser dividida en tres fases distintas:

- *Rifting* durante el Triásico-Jurásico Medio.
- Margen pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío.
- Compresión desde finales del Cretácico hasta el Reciente.

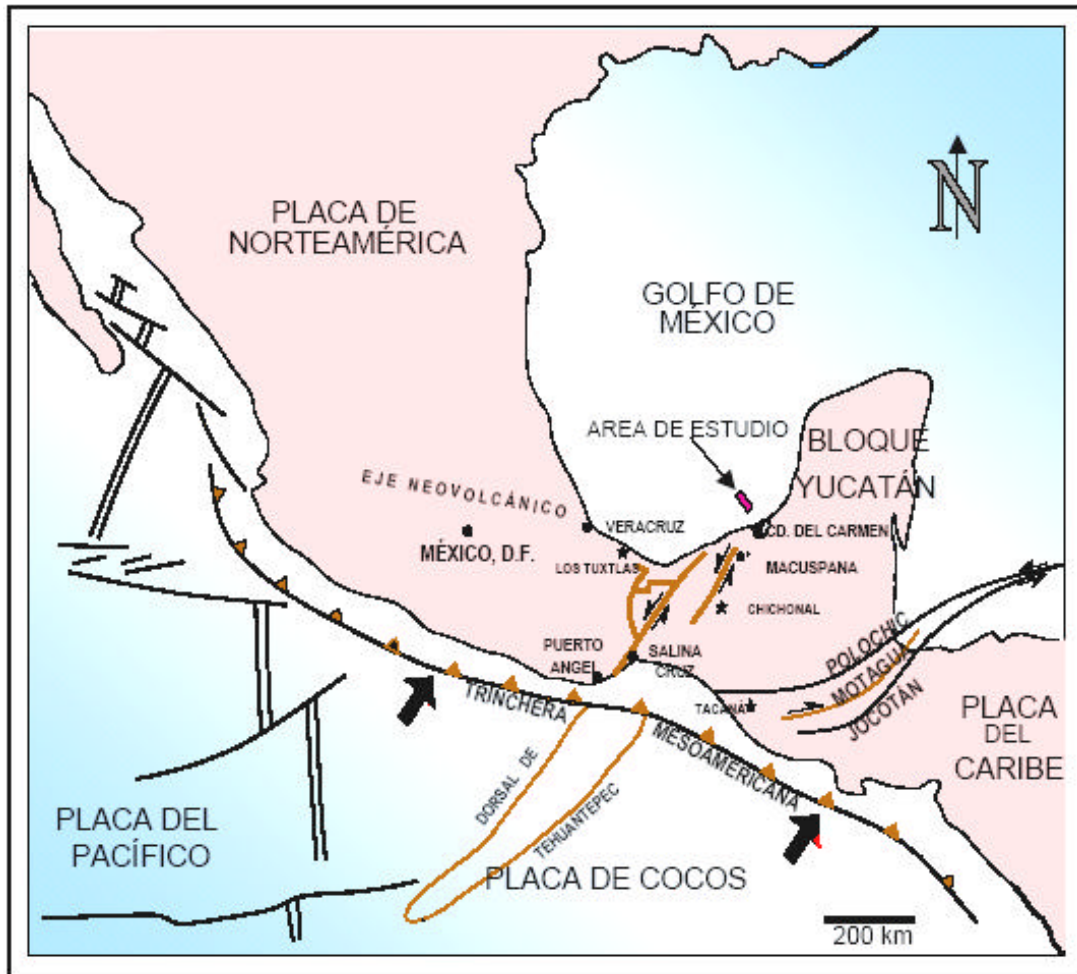


Figura III.1.1. Marco tectónico-estructural (adaptado de: Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990 en González-Posadas, 2004).

1.- *Rifting* del Triásico - Jurásico Medio (240 – 145 Ma)

La etapa de *rifting* en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en un número distinto de fases relacionadas a la apertura del Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico. El principal evento de *rifting* en el Golfo de México ocurrió en el Jurásico Medio. El mecanismo para la apertura del Golfo fue el desprendimiento de la microplaca de Yucatán desde la margen noroccidental de la costa del Golfo hacia el sur, con la concebida expansión y emplazamiento de corteza oceánica en la parte central del Golfo (Figura III.1.2).

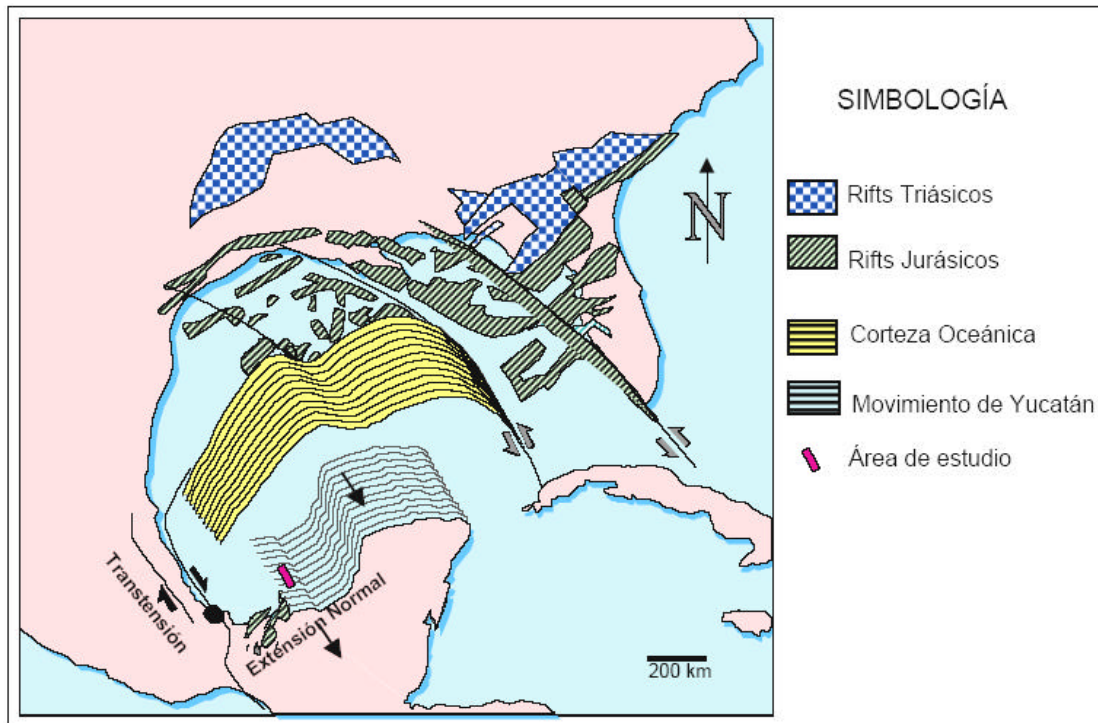


Figura III.1.2. Apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío (modificado de Oviedo-Pérez, 1996)

La figura III.1.2 muestra la rotación en sentido de las manecillas del reloj de Yucatán, lo cual es compatible con la curvatura de las fallas transformantes del margen costero de los EUA. El evento de *rifting* dio lugar a la formación de una topografía regional de *horsts* y *grabens*, la cual no fue completamente sepultada por los lechos rojos de la secuencia del *sin-rift* (Oviedo-Pérez, 1996).

2.- Margen pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío (144 – 68 Ma).

Durante la primera parte del Jurásico Tardío se tenía expansión oceánica en la parte central del Golfo de México. Durante esta fase de apertura hubo movimiento transcurrente en el margen lateral del sistema Tampico-Misantla y Sur de Florida (Figura III.2.2). Interpretaciones sísmicas en la parte central del Golfo de México muestran que el *rifting* y la expansión cesaron en el Jurásico Tardío y después de este tiempo todos los márgenes fueron pasivos. La topografía remanente de *horst* y *grabens*, como resultado de una fase temprana de *rifting*, controló el espesor y depósito de la sal. En algunas áreas, esta topografía remanente del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico, controlando el desarrollo de plataformas carbonatadas (Oviedo-Pérez, 1996).

3.- Compresión de fines del Cretácico al Reciente (68 – 0 Ma)

Al final del Cretácico ocurrió un cambio en la geometría de las placas y en la dirección del movimiento en el margen Pacífico, dando como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área de estudio. El margen Pacífico estaba probablemente bordeado por un gran número de microplacas móviles e independientes (Sedlock *et al.*, 1993, en Oviedo-Pérez, 1996). La evolución en el área del proyecto fue controlada por una de estas microplacas, conocida como el Bloque de Chortis (Figura III.1.3).

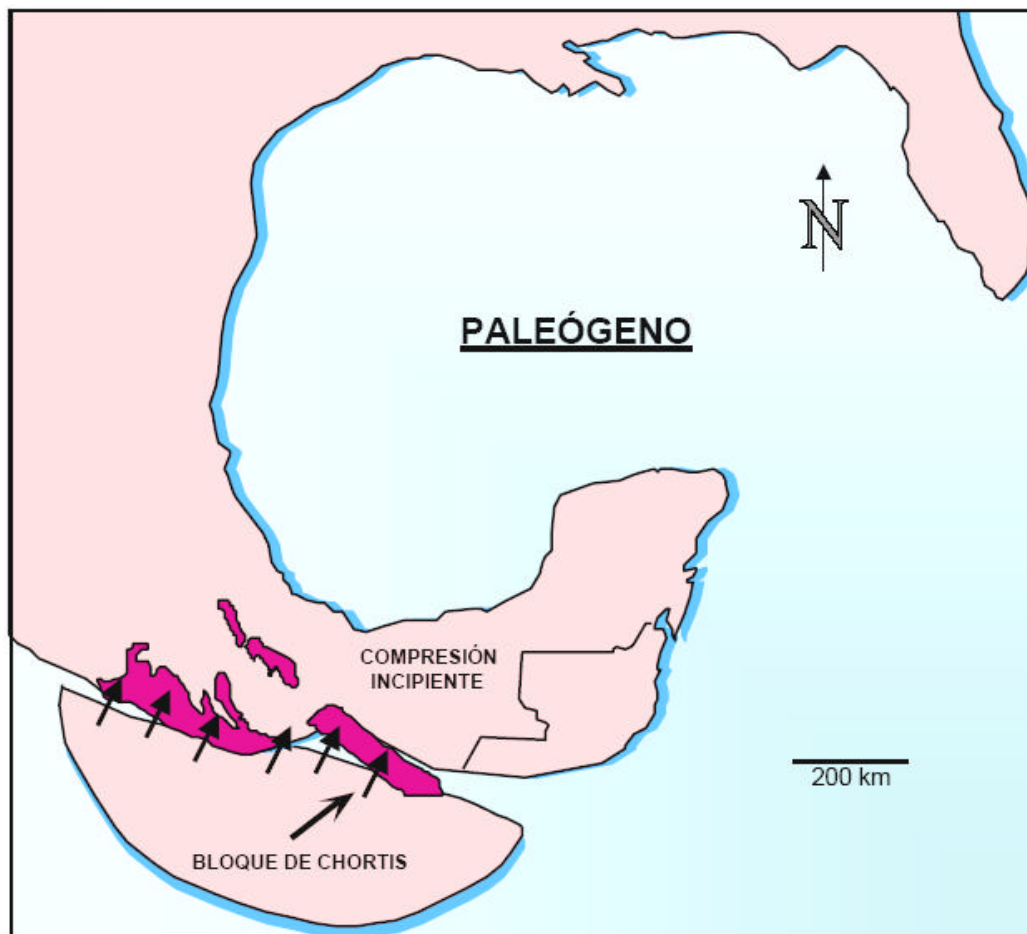


Figura III.1.3. Colisión Cretácico Tardío-Paleógeno sobre el margen Pacífico (modificado de Oviedo-Pérez, 1996)

Durante el Cretácico Tardío inició el desplazamiento del Bloque de Chortis hacia el este, colisionando durante el Paleógeno de manera relativamente suave y episódica contra Chiapas (Figura III.1.3), y dio como resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas.

Para el Mioceno, el Bloque de Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas (Figura III.1.4), lo cual dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento en la Sierra de Chiapas. A ésta etapa se le conoce como el Evento Chiapaneco (Sánchez-Montes de Oca, 1978). Como resultado de este evento, la sal estratificada y plegada, se inyectó a niveles superiores donde fue sepultada y posteriormente reactivada, siendo expulsada formando cuencas de desalojo de sal. Algo muy parecido sucedió con los domos arcillosos que en forma disarmónica se observan en la columna terciaria, los cuales, debido a su alto límite elástico y a la abundante presencia de agua, se deformaron e inyectaron en niveles superiores. Es probable que estos cuerpos de sal y arcilla influyan en forma indirecta en la formación de domos ubicada en el Noroeste de la zona de estudio (Ángeles-Aquino, 1995).

El efecto isostático del empuje del Bloque de Chortis inclinó hacia abajo y al suroeste el margen continental (*Figura III.1.6b*). Hacia el norte, en la porción marina, este basculamiento sólo provocó un ligero levantamiento. La colisión entre el Bloque de Chortis y el sureste de México fue oblicua, este movimiento relativo estuvo acompañado por una combinación de cabalgamiento hacia el noreste en la Sierra de Chiapas y fallamiento transcurrente y transpresivo a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas.

En el Plio-Pleistoceno, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este (Figura III.1.5), alejándose del Macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo el margen Pacífico ya no existía y el margen rebotó hacia arriba al verse liberado del peso que lo hundía (Figura III.1.6c). Esto dio como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur del área de estudio combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia la parte norte, lo que provocó la fase principal de la evacuación salina (Oviedo-Pérez, 1996).

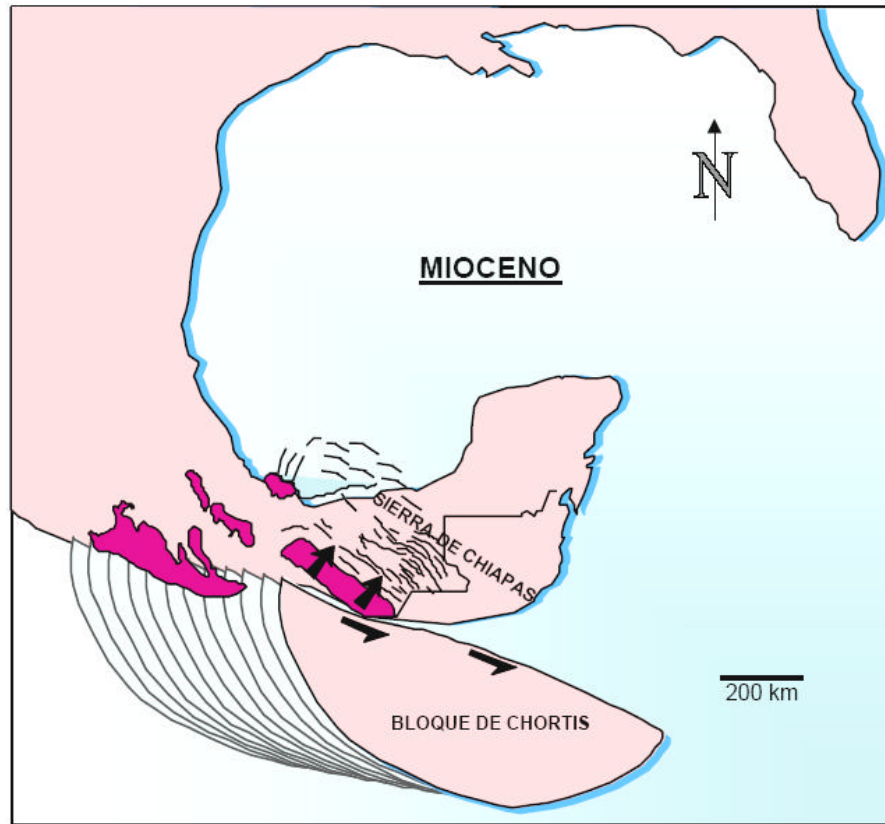


Figura III.1.4. Colisión Cretácico Tardío-Paleógeno sobre el margen Pacífico (modificado de Oviedo-Pérez, 1996).

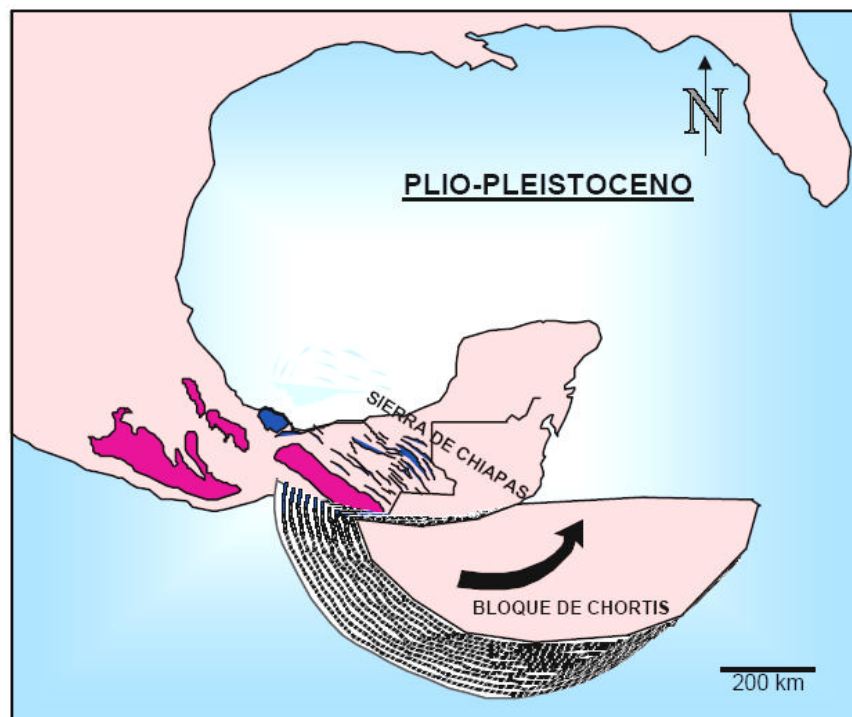


Figura III.1.5. Levantamiento del margen Pacífico en el Plio-Pleistoceno seguido por el desprendimiento del Bloque de Chortis (modificado de Oviedo-Pérez, 1996).

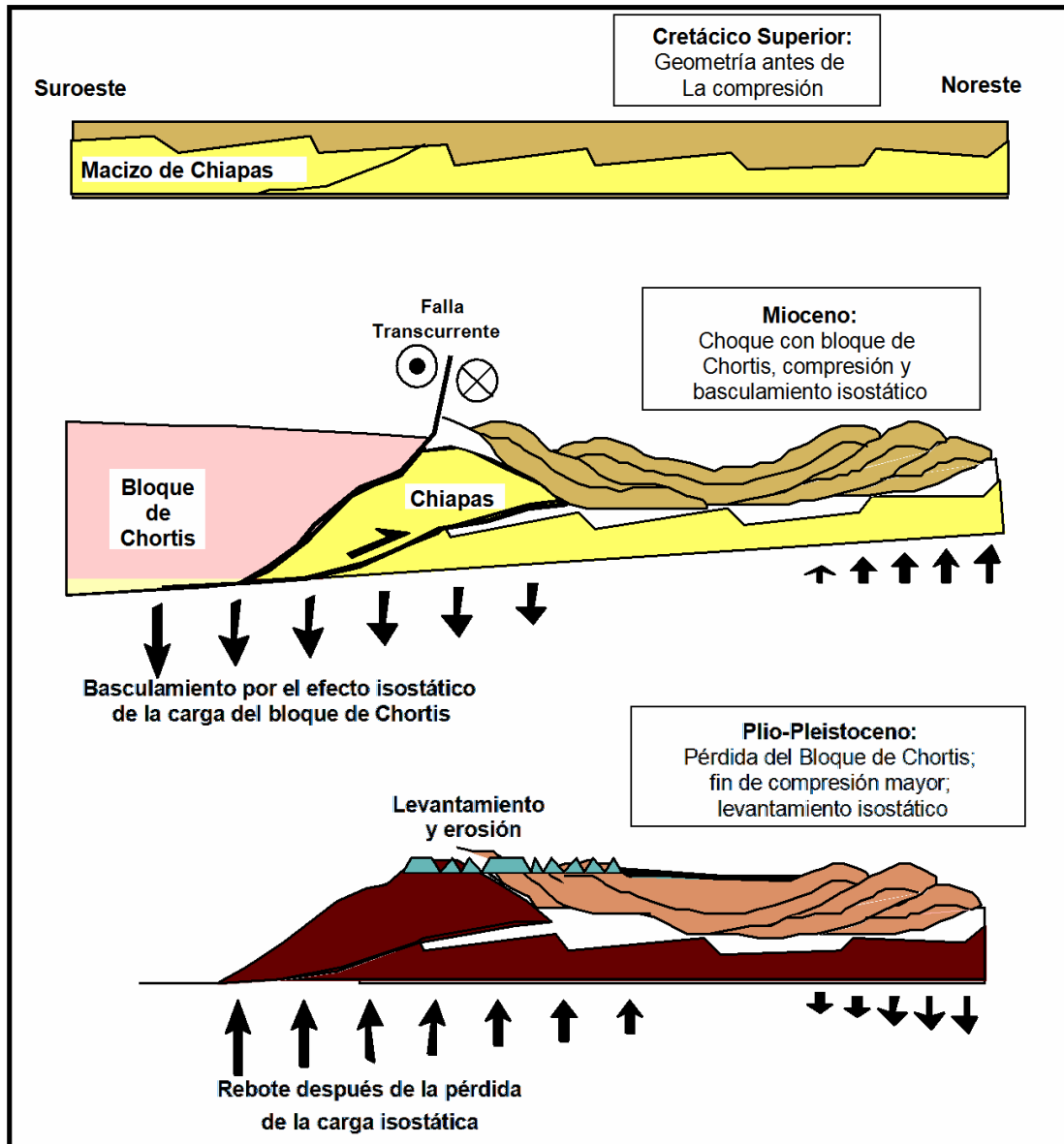


Figura III.1.6. Efecto de la colisión y posterior desprendimiento del Bloque de Chortis (Oviedo-Pérez, 1996).

Localmente, desde el punto de vista tectónico estructural, el área de estudio se caracteriza por presentar dos estilos de deformación bien marcados (Figura III.1.7). Uno de tipo compresivo que involucra rocas del Mesozoico y Paleógeno, en el cual se originan estructuras de tipo anticlinal con fallas inversas y cabalgamientos que conforman las principales trampas en donde se ubican los yacimientos del Mesozoico, aunado a este sistema se presentan fallas de

desplazamiento lateral que provocan zonas tipo transpresivo en algunas áreas y de tipo distensivo en otras (*Pemex, 2003*).

El segundo estilo de deformación involucra la secuencia terciaria del Neógeno principalmente, el cual se caracteriza por un sistema de fallas normales orientadas sensiblemente NNE-SSW, con caída hacia el NW. Las fallas más importantes de este sistema culminan en la zona de despegue formada por la discordancia del Oligoceno. Este sistema forma una serie de bloques escalonados hacia el NW y estructuras de tipo “*Roll Over*” asociadas a fallas lítricas (*Pemex, 2003*).

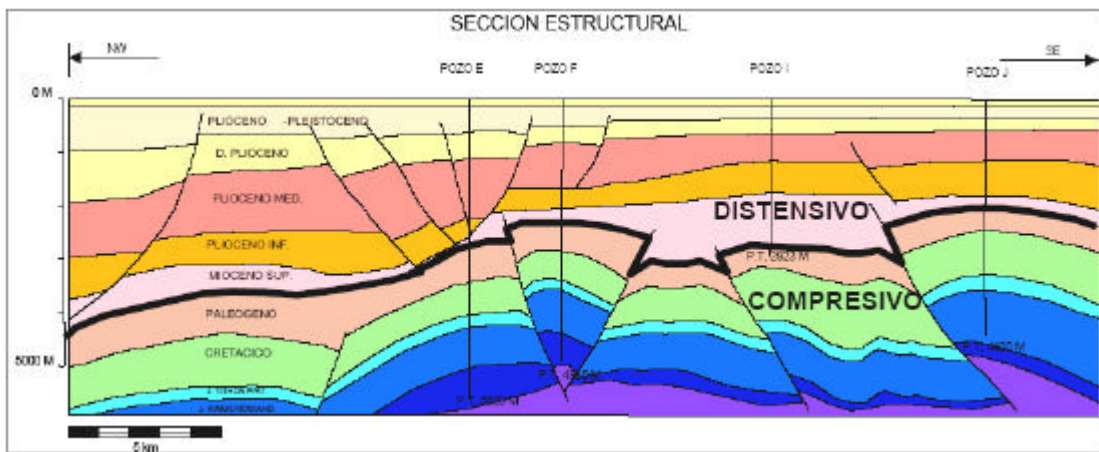


Figura III.1.7. Dos estilos de deformación: uno de tipo compresivo que involucra rocas del Mesozoico y Paleógeno, y el segundo estilo, de tipo distensivo que involucra la secuencia terciaria del Neógeno (modificado de PEMEX, 2003).

III.2.- Estratigrafía Regional

En el contexto estratigráfico – sedimentológico de la Sonda de Campeche, la secuencia sedimentaria esta representada principalmente por rocas carbonatadas en el Mesozoico y por rocas terrígenas en el Terciario, principalmente lutitas que empaquetan cuerpos delgados de arenas (Figura III.2.1). Desde los inicios del Jurásico, hacia el oriente de la Sonda de Campeche, se tuvo la presencia de la Plataforma de Yucatán y un paleo continente, la Sierra de Chiapas, al suroeste. Estos elementos constituyeron la fuente de aporte de los sedimentos depositados durante el Mesozoico Tardío y todo el Terciario en la zona de estudio.

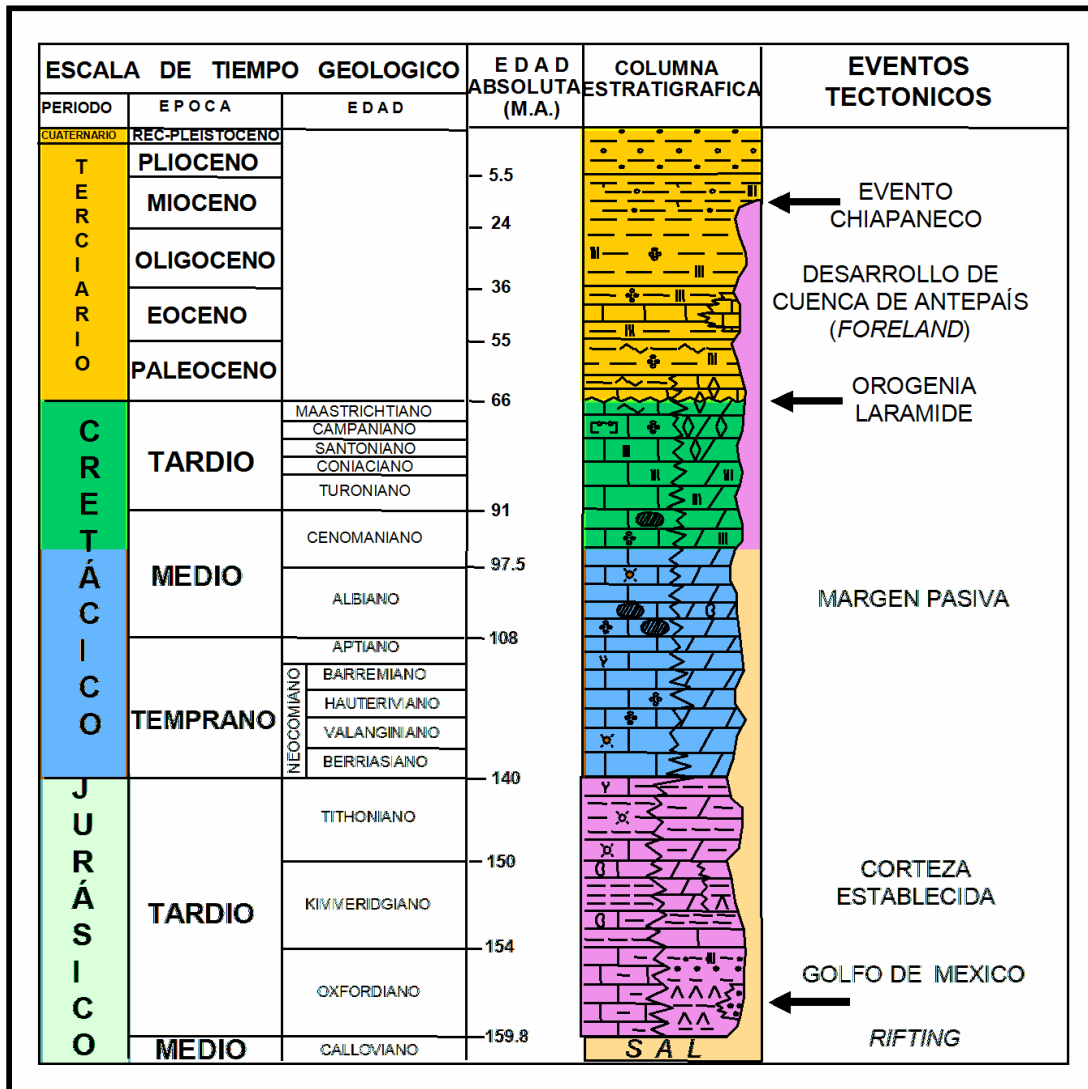


Figura III.2.1. Columna estratigráfica de la Sonda de Campeche (PEMEX, 2003).

Los sedimentos del Terciario Tardío constituyen los depósitos mas importantes del Terciario debido a los nuevos yacimientos descubiertos en estos depósitos, su origen sedimentario es por consiguiente muy importante. Ángeles-Aquino (1995), hace un análisis detallado de su origen: El análisis sedimentológico de los depósitos que constituyen estas rocas, permite considerar tres tipos de sedimentos y fuentes de aporte:

1. De origen bentonítico, cuya fuente de aporte fueron las emanaciones producidas por la gran cantidad de volcanes que existieron durante el Terciario Tardío como resultado de la formación del Eje Neovolcánico. Las

manifestaciones registradas en la Sierra de Chiapas, las cuales a través de corrientes eólicas y fluviales se depositaron en la zona, constituyendo las lutitas, limos y arenas bentónicas que se observan invariablemente en toda la región.

2. De origen terrígeno, constituido por arenas maduras, bien clasificadas, cuya fuente de aporte es la Sierra de Chiapas como producto del máximo paroxismo del Evento Chiapaneco. Dichos sedimentos fueron erosionados y llevados a las planicies por corrientes fluviales donde constituyeron complejos deltaicos que fueron progradando sobre la planicie costera, constituyendo barras costeras y de desembocadura en la zona nerítica y flujos turbidíticos y abanicos submarinos en la zona batial.
3. De origen calcáreo, constituido principalmente por lodos carbonatados autóctonos y otros cuya fuente de aporte es la Península de Yucatán que aportó estos sedimentos a través de corrientes subacuáticas que llevaban en suspensión y solución el carbonato de calcio, depositándolo en el lecho marino en forma de lodos calcáreos, o mezclándose con el sedimento terrígeno proveniente del sureste de México.

La Estratigrafía del área de trabajo está basada en los estudios y los resultados aportados por numerosos pozos exploratorios que han cortado rocas del Jurásico Superior, Cretácico y Terciario. Los depósitos que constituyen la columna sedimentaria desde el Terciario al Mesozoico Tardío en la Sonda de Campeche son principalmente carbonatos y terrígenos, los primeros están presentes principalmente en el Mesozoico y los segundos en el Terciario. Mención aparte merece la sal que constituye el depósito más antiguo en la Sonda de Campeche. A continuación se hace una breve descripción de estas unidades.

PRE-JURÁSICO SUPERIOR

Calloviano

Las rocas sedimentarias más antiguas en la Sonda de Campeche son los depósitos de sal identificados como Sal Ístmica (Ángeles-Aquino et al., 1994).

La constituyen depósitos de sal cristalina translúcida y blanquizca, se observa principalmente en la porción Noreste del área en los campos Ek, Balam y Batab. Subyace en forma discordante a los depósitos del Oxfordiano.

JURASICO SUPERIOR

Oxfordiano

Consiste de areniscas, arenas, limolitas y bentonitas de color gris olivo. Generalmente esta secuencia sedimentaria está acompañada con intercalaciones delgadas y aisladas de calizas arcillosas y silicificadas. La parte superior está caracterizada por calizas arenosas que gradúan a areniscas calcáreas y limolitas con anhidrita, ésta última se observa también en capas que gradúan desde 5 m hasta 200 m.

Kimmeridgiano

Lo constituye una secuencia de carbonatos y terrígenos caracterizada por dolomías micro a mesocristalinas, packstone de peloides con dolomitización incipiente, lutitas algáceas arenosas y limolitas bentoníticas de color gris olivo y café rojizo.

Tithoniano

Mudstone arcilloso que tiende a dolomitizarse hacia la porción oriental del área, y lutitas calcáreas arenosas, de colores gris oscuro a negro, con intercalaciones de margas y calizas arcillosas de colores oscuros con abundante materia orgánica dispersa y concentrada, y ocasionalmente con delgadas intercalaciones de lutita limosas gris oscuro a negro.

CRETÁCICO

El Cretácico está caracterizado en la Sonda de Campeche principalmente por carbonatos propios de aguas profundas en ambientes de baja energía, es decir, son calizas con baja porosidad productoras de hidrocarburos principalmente donde han sido intensamente fracturadas.

Cretácico Inferior

Caracterizado por mudstone bentonítico de color verde y gris olivo ligeramente dolomitizado, dolomía microcristalina color gris verdoso, gris blanquizco y gris olivo, así como calizas cretosas color crema. Existen también horizontes arcillosos caracterizados por lutitas oscuras y bentonitas verdes.

Cretácico Medio

Constituido por mudstone arcilloso, ligeramente dolomitizado y silicificado, de color gris oscuro, se observan también cuerpos de dolomía microcristalina, gris blanquizca, gris olivo; así mismo horizontes arcillosos de lutitas oscuras y bentonitas gris verdoso y verde amarillento. Presenta abundantes nódulos de pedernal negro y pirita diseminada.

Cretácico Superior

Está constituido por dolomías micro y mesocristalinas, mudstone a wackestone de extraclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos color crema, café y gris olivo claro que cambian lateralmente a margas de color oscuro. Hacia su base se presentan calizas arcillosas de color oscuro con trazas de nódulos de pedernal negro y bentonitas.

Brechas Calcáreas:

Constituidas en su mayor parte, por litoclastos subangulosos a subredondeados cuyo tamaño varía de 0.2 a 15 cm de dolomía y en menor proporción, mudstone-wackestone de bioclastos e intraclastos color crema, café y gris, cementados en matriz calcárea con moderada a intensa dolomitización. Su espesor varía de 225 m (pozo Cantarell-91) a 350 m (pozo Cantarell-267) y subyace concordantemente al Paleoceno Inferior y sobreyace de forma concordante al Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano, Romero-Peñaloza, 2003).

TERCIARIO INFERIOR

Paleoceno

Consiste de lutitas de color gris verdoso y café rojizo, bentoníticas y calcáreas, en ocasiones mudstone arcilloso, gris verdoso, al que se intercalan flujos de escombros en forma esporádica, en la porción oriental de la Sonda de Campeche. Su posición estratigráfica se fijó con el alcance de los microfósiles planctónicos índices: *Morozovella trinidadensis*, *Globorotalia trinidadensis*, *Morozovella velascoensis*, *Globorotalia velascoensis* y *Globorotalia pseudomenardii*.

Eoceno

Lutitas y limolitas calcáreas, gris y gris verdoso que varían a mudstone arcilloso, alternando con capas delgadas de lutitas bentoníticas gris a gris verdoso, suaves y plásticas. En el Eoceno Medio del área Cantarell, Ku y Zaap, se han reportado calcarenitas constituidas por grainstone y packstone de bioclastos e intraclastos, de color café a café oscuro por impregnación de aceite. Su edad fue determinada por el conjunto faunístico *Morozovella aragonensis*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globorotalia lenheri*, *Hantkenina alabamensis*, *Turborotalia cerroazulensis* y *Globorotalia centralis*, entre otros.

Oligoceno

Constituido por lutitas calcáreas que varían a mudstone arcilloso de color gris claro y gris verdoso, suave, plástica y ligeramente arenosa. Su distribución es de carácter regional en espesores variables, aunque en algunas áreas se ha observado que subyace discordantemente a rocas del Mioceno Inferior, por ausencia del Oligoceno Medio o Superior. Se determinó su edad cronoestratigráfica con la aparición de los microfósiles planctónicos *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima opima* y *Globigerina ciperensis ciperensis*.

TERCIARIO SUPERIOR

El Terciario superior en la Sonda de Campeche ha sido atravesado por todos los pozos perforados en ella. Está constituido por lutitas bentoníticas con intercalaciones aisladas de arenas que constituyen cuerpos lenticulares empaquetados entre potentes cuerpos arcillosos.

Mioceno

Litológicamente está representado por lutitas calcáreas y bentoníticas de color gris claro a gris verdoso, que varía a mudstone arcilloso, con delgadas intercalaciones de arenisca gris claro de grano fino con cementante calcáreo. Su edad se determinó con la aparición los microfósiles planctónicos *Catapsidrax dissimilis*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globorotalia foshi peripheroronda* y *Globorotalia juanaia*, entre otros.

Plioceno-Pleistoceno

Litológicamente esta secuencia esta constituida por lutitas de color gris claro y gris verdoso, calcárea, ligeramente arenosa, con intercalaciones de cuerpos de arenas carbonatadas con influencia siliciclástica de granulometrías que varían de finas a medias, mal cementadas en material calcáreo, con abundantes restos de moluscos. Estas rocas han cobrado recientemente interés en la Sonda de Campeche por los últimos descubrimientos de gas seco en el Pleistoceno, Plioceno y Mioceno (Pozos Kopo-1 y Chukua-1) abriendo un nuevo horizonte en la prospección de la Región Marina (PEMEX, 2005). El Plioceno Inferior se determina con la extinción de *Globorotalia margaritae* y *Globigerina nepenthes*., mientras que el Plioceno Medio se determina con *Globigerinoides obliquus extremus* y *Globorotalia miocenica*, y el Plioceno Superior con *Globorotalia tosaensis tosaensis*. El Pleistoceno con la presencia de *Globorotalia truncatulinoidea truncatulinoidea* y de *Pulleniatina praecursor*.

IV.- MATERIALES Y METODOLOGÍA

IV.1.- Materiales utilizados

El área de estudio se ubica en un cubo sísmico tridimensional del prospecto operacional Cantarell Bloque A, adquirido y procesado por la Compañía GSI en el año de 1979. Consta de 630 líneas (*inlines*) y 1405 trazas (*crosslines*); sin embargo, dada la forma irregular del cubo se generó un subcubo en el que se incluyen solo las trazas que estuvieran completas a lo largo del sentido NW-SE. Este subcubo consta de 630 líneas orientadas SW-NE, con un intervalo de espaciamiento de 75 m, y 546 trazas orientadas NW-SE con un intervalo de espaciamiento de 25 m (Figura IV.1.1).



Figura IV.1.1. Mapa base del levantamiento sísmico "Cantarell Bloque A" y el subcubo generado para el presente trabajo.

Se compiló y analizó la información bioestratigráfica disponible de diez pozos exploratorios, así como sus respectivas curvas de registros geofísicos. La información sísmica y los datos de pozos se cargaron en un proyecto para ser visualizados e interpretados en el software *Petrel* de la Compañía *Schlumberger*, donde se interpretaron varios horizontes y se generaron configuraciones, superficies isócronas e isópacas bidimensionales y tridimensionales y se obtuvieron imágenes para la interpretación sísmo-estratigráfica bidimensional de algunas líneas y trazas sísmicas y de secciones aleatorias (Figura IV.1.2).

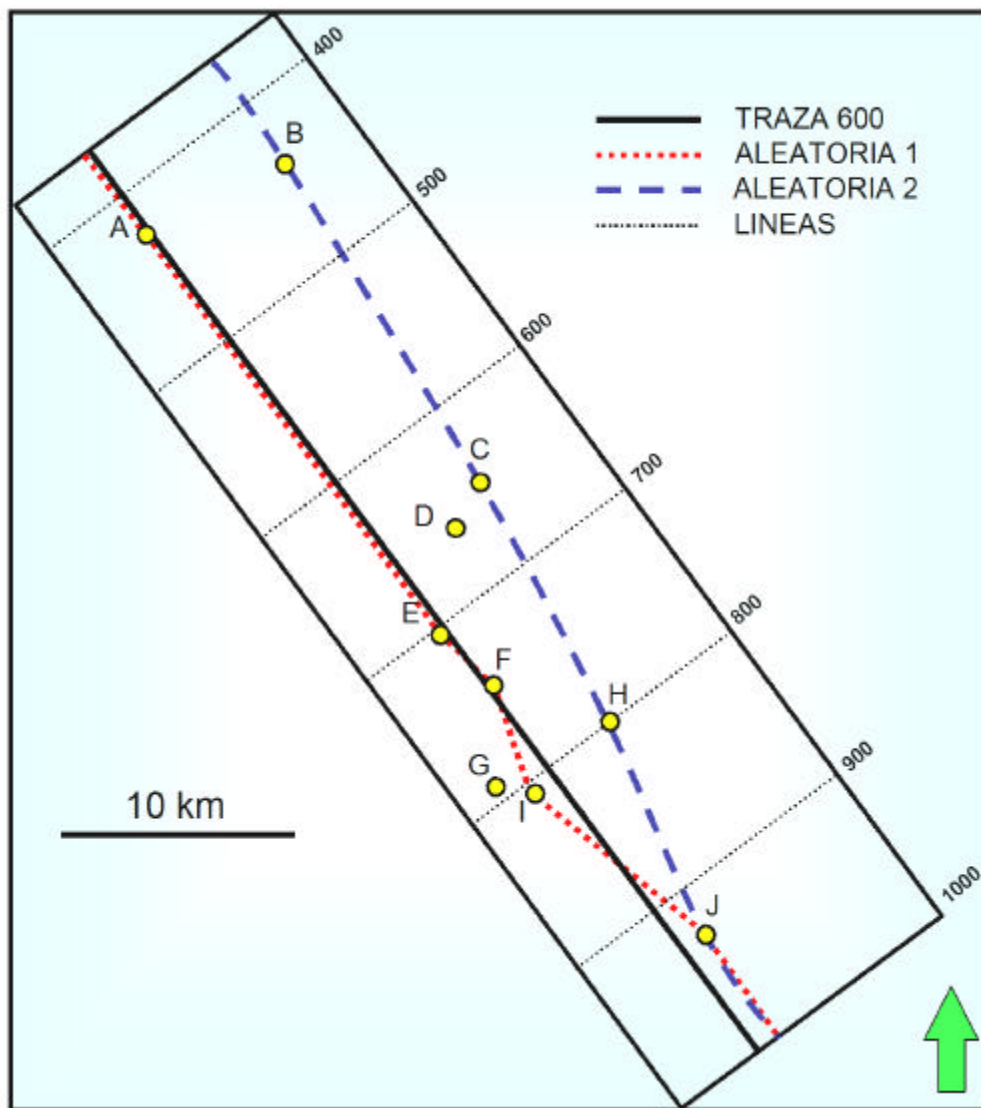


Figura IV.1.2. Ubicación de pozos, líneas (*inline*), trazas (*crossline*) y secciones sísmicas aleatorias utilizadas en el presente trabajo.

IV.2.- Metodología

La metodología utilizada para el presente trabajo se basa en la adaptación de una “Guía Práctica para el Análisis de Secuencias Estratigráficas” propuesta por Posamentier (1999), y de “Algunos Procedimientos Seguidos por los Exploradores de Exxon Durante una Interpretación Sísmico-Estratigráfica” de Vail *et al.* (1976), [notas del curso de Estratigrafía Sísmica de la AAPG (Tomado de Brown y Fisher, 1979)]. Ambos procedimientos se modificaron de acuerdo al tipo de información con que se dispuso, haciendo énfasis en el análisis sismoestratigráfico. Los pasos seguidos son los siguientes:

- **Establecimiento de la paleogeografía.** Mediante el análisis de líneas sísmicas regionales, identificando los rasgos fisiográficos más relevantes como los bordes de plataforma progradantes (*offlap breaks*). De éste modo fue posible reconocer cada uno de los ambientes de depósito como: plataforma, talud y cuenca, los cuales se comprobaron con los datos paleontológicos; asimismo, se visualizaron eventos geológicos importantes como “regresiones forzadas”.
- **Interpretación de los sistemas depositacionales y facies sísmicas.** La identificación correcta del ambiente de depósito señala el estilo de correlación a utilizar, integrando la información geológica, geofísica y bioestratigráfica de diez pozos exploratorios.
- **Subdivisión de las secuencias estratigráficas mediante la identificación de superficies de máxima inundación y límites de secuencias.** Utilizando el carácter sísmico de la señal y las terminaciones de las reflexiones (*onlap, downlap, toplap* ó truncaciones) se identificaron y correlacionaron los límites de secuencias sismoestratigráficas, tipo de energía y sedimentos asociados al momento de depositarse. La integración de la información bioestratigráfica y de los registros eléctricos a las

secciones sísmicas, permitió correlacionar las superficies en un marco cronoestratigráfico.

- **Análisis de facies, patrones de apilamiento e identificación de *systems tracts*.** Identificar los sistemas que "llenan" el espacio entre las superficies previamente identificadas. Esta etapa de la Estratigrafía de Secuencias se basa en el análisis de los ambientes de depósito, su apilamiento vertical, y su posición dentro de la secuencia. Aunado a la definición de las arquitecturas esquemáticas de progradación, agradación, retrogradación y transgresión, en conjunto con la integración de los datos disponibles de bioestratigrafía, litologías y datos de registros, con la información sísmica.
- **Predicción de la estratigrafía para trampas estructurales y estratigráficas e hidrocarburos asociados.** Identificación de los elementos del sistema petrolero y sus relaciones dentro de las sismosecuencias.

V.- ANÁLISIS SISMOESTRATIGRÁFICO

V.1.-Principios de Estratigrafía de Secuencias

Los conceptos y terminología de Estratigrafía de Secuencias utilizados para este estudio están basados en las ideas de Vail *et al.* (1977), Brown y Fisher (1979), Vail (1987), Van Wagoner *et al.* (1988,1990) y Van Wagoner y Mitchum (1990). El propósito del análisis de la Estratigrafía de Secuencias es subdividir los sedimentos de una cuenca en paquetes cronoestratigráficos utilizando las discordancias y sus relativas concordancias, es decir, definiendo los límites de secuencias. Estos límites se identifican a través de la integración de datos sísmicos, de pozos, de afloramientos y bioestratigráficos (Pemex-BP, 1994). La Estratigrafía de Secuencias es el estudio de facies genéticamente relacionadas dentro de un marco de superficies cronoestratigráficamente importantes (Van Wagoner *et al.*, 1990).

En un sentido más completo, la Estratigrafía de Secuencias pretende la diferenciación en el relleno sedimentario de una cuenca, de volúmenes de sedimentos separados por superficies reconocibles en el conjunto de la cuenca y que pueden corresponder con eventos tectónicos, eustáticos, etc. Dado que las superficies y las geometrías internas y externas de las secuencias, tienen un significado geológico con la dinámica sedimentaria, éstas son el producto de la interacción entre el nivel del mar eustático, la tasa de subsidencia y el aporte de sedimentos (Galloway, 1989) (Figura V.1.1).

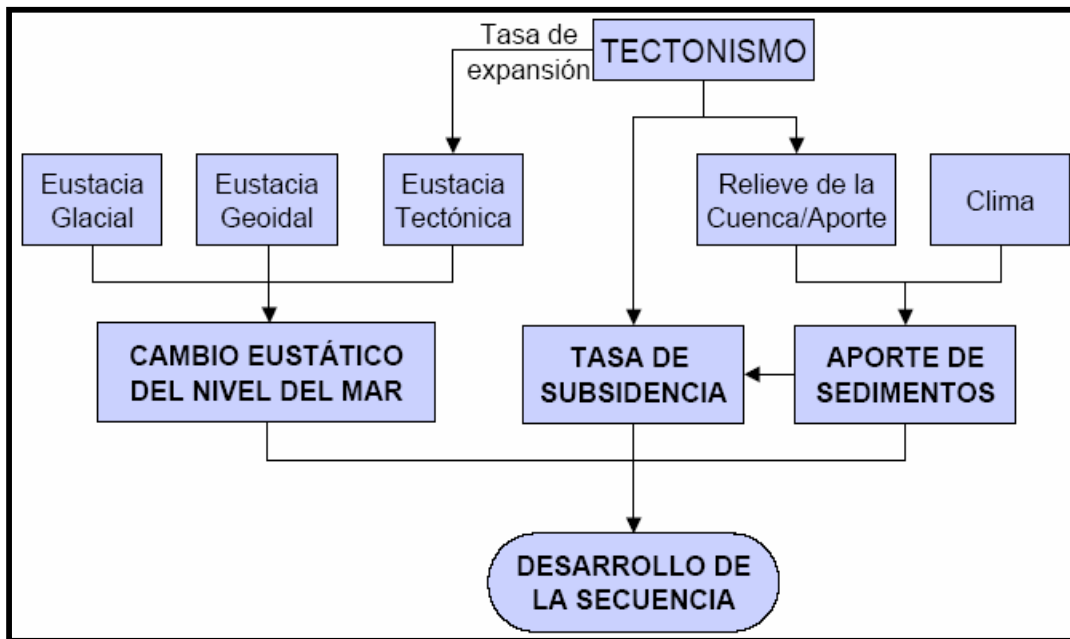


Figura V.1.1. Variables que influyen en la historia depositacional y la Estratigrafía de Secuencias de los márgenes de cuenca progradantes (modificado de Galloway, 1989).

Conceptos Claves del Análisis Secuencial:

Secuencia Depositacional

La secuencia depositacional es la unidad fundamental en la Estratigrafía de Secuencias y se define como una sucesión de estratos genéticamente relacionados, relativamente conformes, limitados en su cima y base por discordancias o sus concordancias relativas (Mitchum, 1977). Los límites de secuencias se forman como respuesta a descensos del nivel del mar relativo, y están, por consiguiente, definidos por una discordancia regional o interregional y por sus concordancias relativas. De acuerdo a esto, es posible definir dos tipos de secuencias y límites de secuencias:

1. Secuencia Tipo I: Cuando el descenso relativo del nivel del mar es por debajo del quiebre continental de la plataforma.
2. Secuencia Tipo II: Cuando el descenso del nivel del mar relativo no alcanza el quiebre de plataforma forzando la depositación en facies regresivas.

Parasecuencia

Una parasecuencia se define como una sucesión relativamente conformable de estratos o conjuntos de estratos, genéticamente relacionados, limitados por superficies de inundación marina y sus superficies correlativas (Van Wagoner, 1985; Van Wagoner *et al.*, 1988).

Conjunto de Parasecuencias

Un conjunto de parasecuencias se define como una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas que forman un patrón distintivo de apilamiento que está limitado, en muchos casos, por superficies mayores de inundación marina y sus superficies correlativas (Van Wagoner, 1985; Van Wagoner *et al.*, 1988).

Los límites de las parasecuencias y de los conjuntos de parasecuencias se forman como respuesta a un incremento en el espacio de acomodo.

Bajo ciertas condiciones de depósito, los límites de las parasecuencias y de los conjuntos de parasecuencias pudieran coincidir con los límites de secuencias.

Systems Tracts

Una secuencia de depósito puede ser subdividida en *systems tracts*. Un *systems tract* es un conjunto de sistemas de depósito genéticamente relacionados y/o un enlace de sistemas de depósito contemporáneos (Brown y Fisher, 1977). Dentro del modelo de Vail (1977) hay tres tipos principales: de nivel alto (*Highstand Systems Tract, HST*), transgresivo (*Transgressive Systems Tract, TST*) y de descenso (*Lowstand Systems Tract, LST*). Los *systems tracts* se definen de acuerdo con el tipo de superficie que los limitan, su posición dentro de la secuencia y su carácter interno (Van Wagoner, *et al.*, 1988). Cada sistema de depósito representa a los cuerpos de sedimentos acumulados durante un periodo de tiempo y la posición relativa del nivel del mar para ese tiempo (Brown y Fisher, 1977). Además, los *systems tracts* proporcionan un alto grado de predictibilidad de facies dentro del marco cronoestratigráfico de límites de secuencias. Esta predictibilidad es especialmente importante para el análisis de facies de

yacimiento (almacén), de generación y de sello dentro de una cuenca o campo (Van Wagoner et al., 1990).

Systems tract de descenso (Lowstand Systems Tract, LST)

Algunos autores subdividen el LST en dos periodos: temprano y tardío, los cuales son importantes para diferenciar las facies costera y de plataforma.

El LST es el *systems tract* basal y más antiguo (estratigráficamente) de la secuencia, se deposita durante un intervalo marcado por el descenso relativo del nivel del mar. En el ambiente continental los depósitos de LST se caracterizan por la presencia de valles de incisión fluvial (*IVF*), estos se ubicarán entre el límite de secuencia y la superficie de máxima inundación.

El LST en ambiente de aguas profundas consiste de dos componentes principales:

1) Abanicos submarinos depositados durante el descenso del nivel del mar, estos son: abanicos de piso de cuenca (*basin floor fan*) y abanicos de talud (*slope fan*). Los primeros se forman al inicio de un rápido descenso del nivel del mar, cuando la plataforma preexistente queda expuesta y es erosionada. Durante este tiempo, los ríos cortan a través de la plataforma expuesta y llevan sedimentos directamente hasta el talud, por lo que el abanico de piso de cuenca es, por lo general, la parte del sistema de aguas profundas con más contenido de arenas. Los abanicos de talud se depositan a medida que el descenso del nivel del mar disminuye y que grandes volúmenes de lodo son acarreados hacia el talud. Estos abanicos sobreyacen a los abanicos de piso de cuenca en algunos casos pero, por lo general, las arenas están confinadas a los sistemas de canales apilados presentes en el talud (Figura V.1.2).

2) Un sistema de clinoformos llamados formalmente “cuña o complejo progradante” (*prograding wedge complex, pwc*). Los clinoformos se originan durante un ascenso lento del nivel del mar. Estos eventos son progradantes al principio y agradacionales durante su etapa posterior. En algunos casos, la cuña de progradación puede continuar llevando turbiditas hacia el talud y formar cuñas de turbiditas arenosas que se interdigitan con los clinoformos asociados a la

progradación. Estos depósitos de gravedad han sido denominados “turbiditas en teja” por Vail, *et al.*, (1977) (Figura V.1.3).

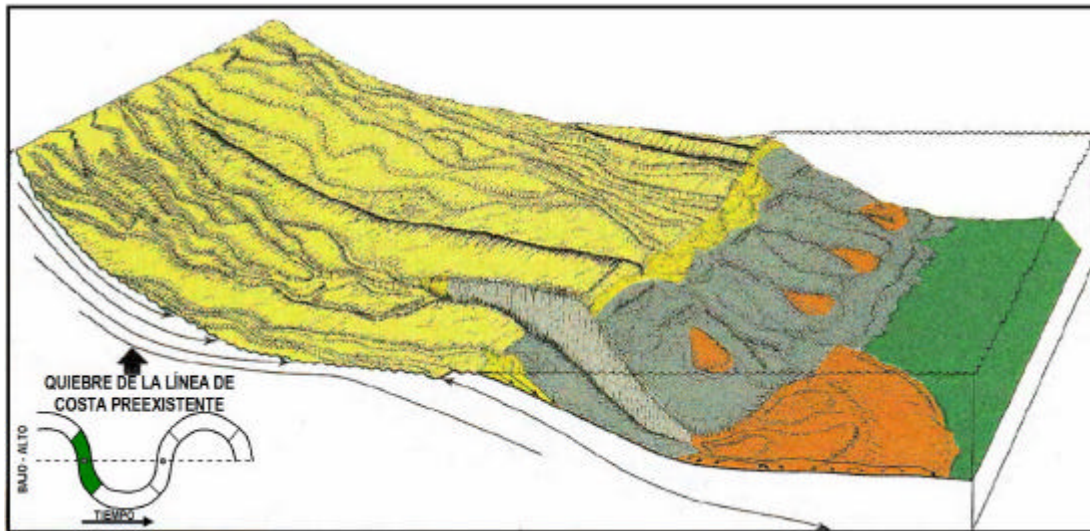


Figura V.1.2. Depósito de abanicos de piso de cuenca y de talud durante la etapa temprana del LST (modificado de Van Wagoner *et al.*, 1990).

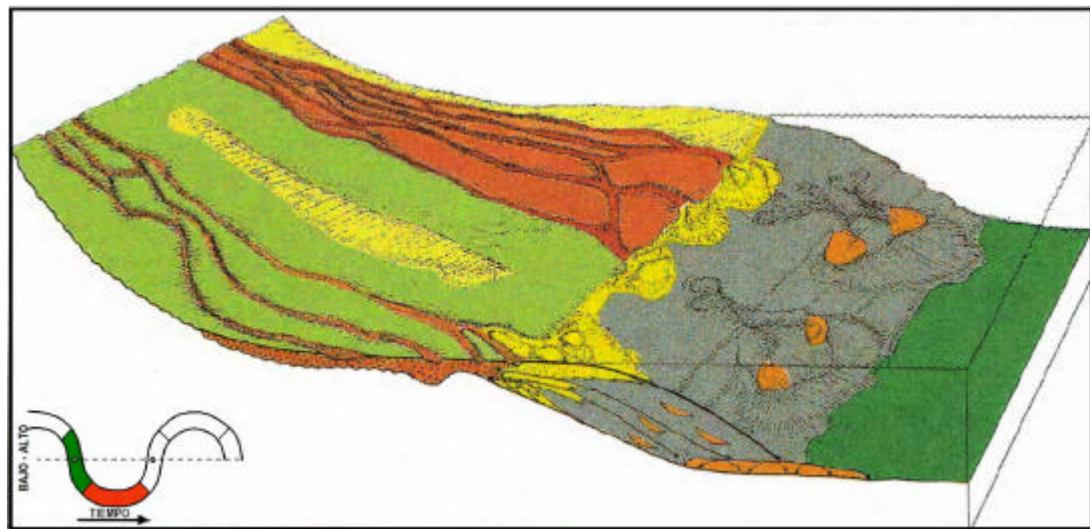


Figura V.1.3. Depósito de la cuña o complejo progradante durante la etapa tardía del LST (modificado de Van Wagoner *et al.*, 1990).

Systems tract Transgresivo (Transgressive Systems Tract, TST)

El TST se caracteriza por un retroceso o retrogradación por etapas de la línea de costa. Los depósitos se desarrollan durante el ascenso relativo del nivel del mar. Está limitado en la base por la superficie transgresiva sobre el LST y la superficie de máxima inundación en la cima. La superficie de máxima inundación (*maximum flooding surface, mfs*) se desarrolla sobre la plataforma, pasando hacia la cuenca a una sección condensada la cual puede contener concentraciones de glauconita, fosfato o carbonato, además de ser un horizonte con abundancia y diversidad de fauna planctónica (Figura V.1.4).

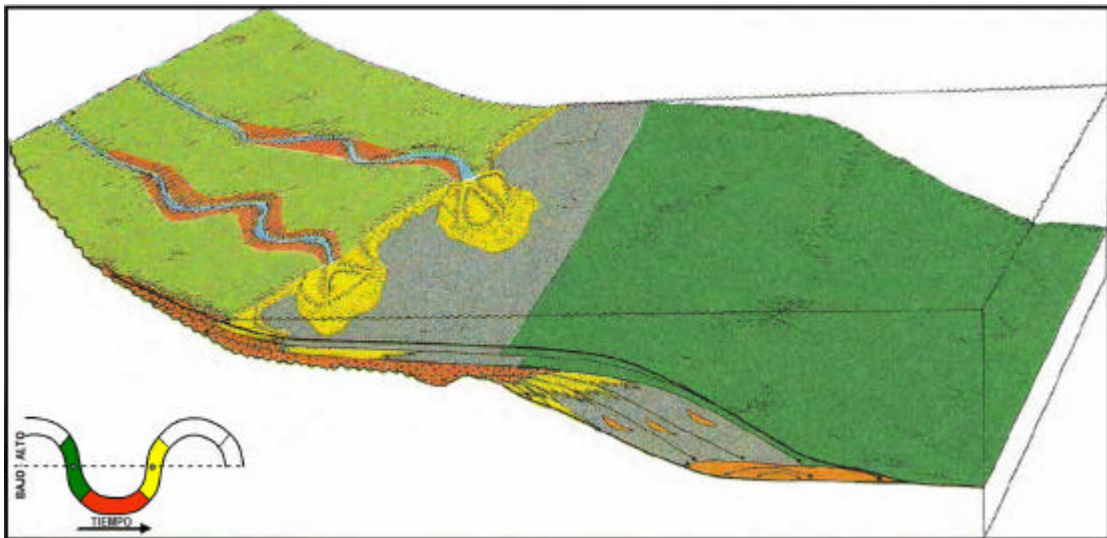


Figura V.1.4. Depósito del TST. (modificado de Van Wagoner et al., 1990).

Systems tract de Nivel Alto, (Highstand Systems Tract, HST)

La base del HST marca el punto en el cual la progradación domina a la transgresión. Se forma durante la etapa tardía de una elevación del nivel del mar. Debido a que el HST prograda a través de la plataforma que ha sido inundada, es característico que presente terminaciones en *downlap* de muy bajo ángulo sobre la superficie de máxima inundación, lo cual dificulta su identificación en la información sísmica (Figura V.1.5).

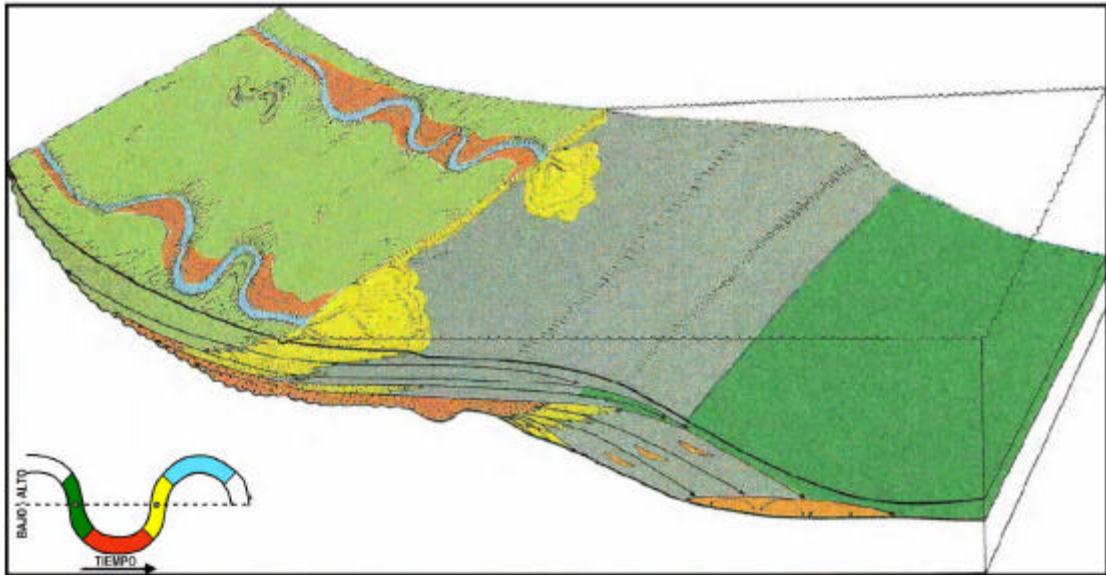


Figura V.1.5. Depósito del HST (modificado de Van Wagoner et al., 1990).

Systems tract de Regresión Forzada (Forced Regression Systems Tract, FRST)

Regresiones Normal y Forzada:

La regresión costera puede ocurrir por dos procesos fundamentalmente diferentes: regresión "normal" y regresión "forzada" (Posamentier *et al.*, 1992b; Walter y Plint, 1992 *en* Posamentier y Allen, 1999). Debido a las implicaciones para la arquitectura del relleno de la cuenca, es esencial distinguir entre estos dos procesos e identificar los patrones estratigráficos que se asocian a ellos. En las regresiones *normales*, el movimiento hacia la cuenca de la línea de costa tiene lugar como resultado del relleno con sedimentos del espacio de acomodamiento disponible en la plataforma, provocando que la línea de costa regrese o se retire. Esto es lo que típicamente sucede cuando un delta o *shoreface*, progresa y rellena la columna de agua de la plataforma, dando como resultado la migración de la línea de costa en dirección a la cuenca.

La regresión forzada tiene lugar cuando hay un descenso relativo del nivel del mar que progresivamente expone el piso marino, provocando que la línea de costa

migre en dirección a la cuenca (Posamentier *et al.*, 1992b). Este proceso de regresión forzada es muy diferente al de la regresión normal, en la medida en que tiene lugar aún en la ausencia de aporte de sedimentos a la costa. La regresión forzada generalmente se asocia con la formación de una discordancia y de posible incisión fluvial de la línea de costa, en dirección al continente.

La diferenciación entre regresión forzada y normal es importante debido fundamentalmente a que con cada tipo de regresión se asocian diferentes procesos y depósitos (Posamentier y Allen, 1999). Durante la regresión normal, la planicie costera continúa siendo una superficie depositacional, aumenta el acomodamiento aluvial y tiene lugar la agradación fluvial sobre la planicie costera al tiempo que la línea de costa regresa y la planicie costera se expande. En marcado contraste, durante la regresión forzada, la planicie costera no es un lugar de sedimentación sino una zona de *bypass* sedimentario formando una superficie de discordancia. La progradación costera siempre acompaña a la regresión normal, mientras que cuando tiene lugar la regresión forzada la progradación no siempre ocurre (Figuras V.1.6 y V.2.2).

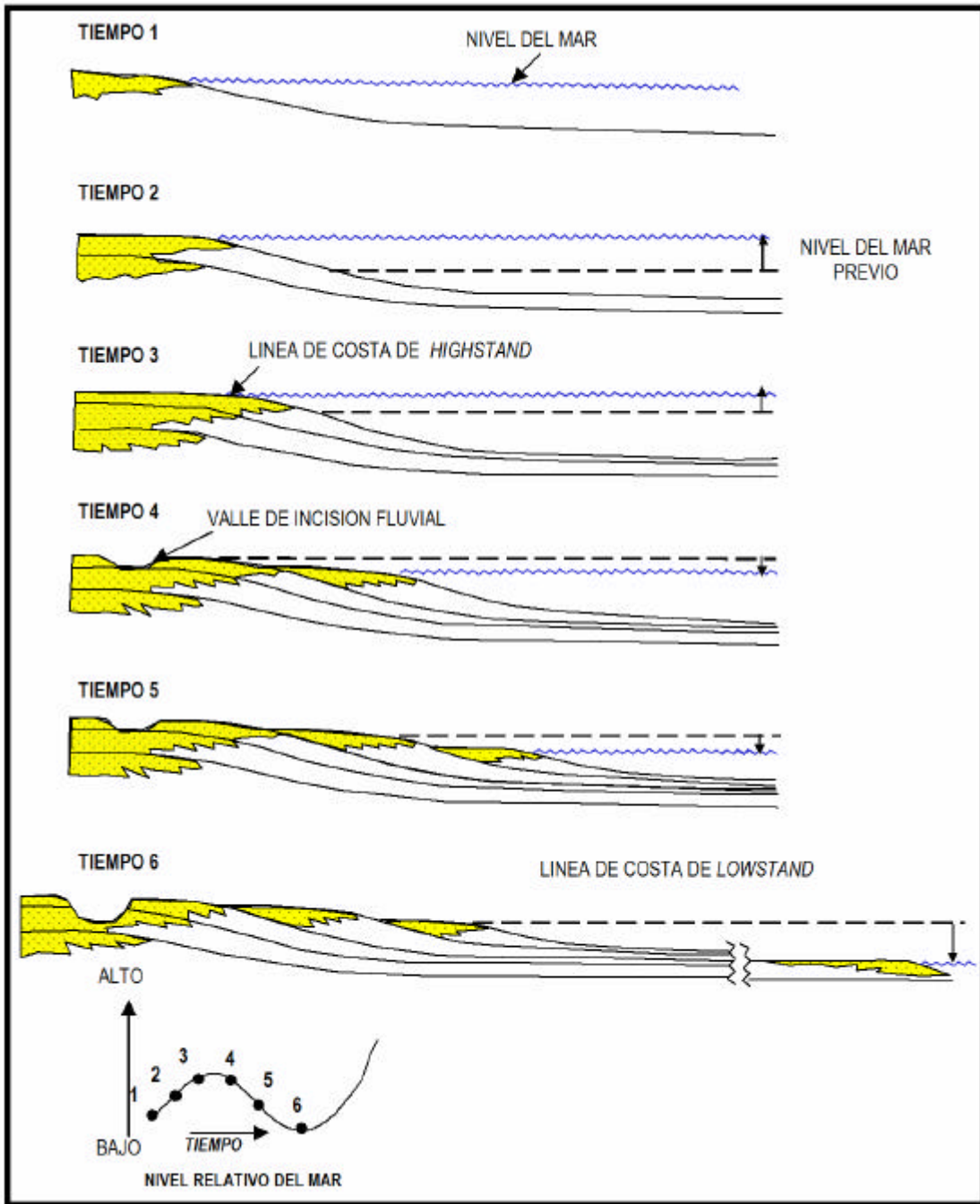


Figura V.1.6. Representación esquemática del efecto del descenso relativo del nivel del mar en un margen de rampa. La regresión forzada inicia entre los tiempos 3 y 4 y continúa lentamente hasta que el gradiente escarpado de la zona de rompiente (*shoreface*) previo, queda expuesto totalmente por el descenso relativo del nivel del mar entre los tiempos 5 y 6. Después del tiempo 6, el continuo descenso del nivel relativo del mar resulta en una rápida regresión forzada, al tiempo que queda expuesto el piso marino de bajo gradiente (modificado de Posamentier *et al.* 1992).

Las regresiones forzadas representan una respuesta estratigráfica al descenso relativo del nivel del mar, el cual puede ser inducido por eustacia, tectonismo o una combinación de ambos (Figura V.1.7).

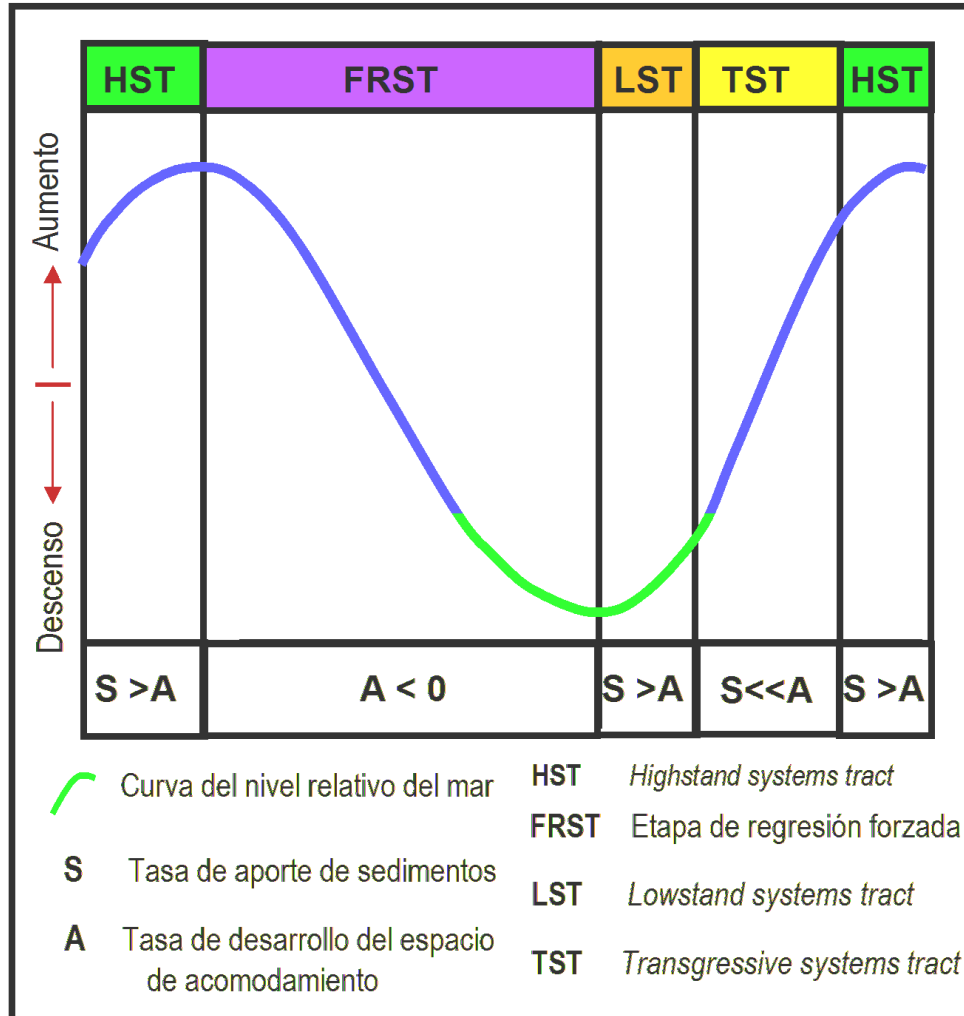


Figura V.1.7. Los patrones de apilamiento de facies y los systems tracts reflejan la interacción entre la tasa de acomodamiento y la tasa de aporte de sedimentos (modificado de UKESCC, 2000).

Después de la regresión forzada, la discordancia que se ha desarrollado en la planicie costera y aluvial se funde en una superficie conformable (concordante), es decir, una “concordancia correlativa” hacia la cuenca a la que se conoce como “superficie basal de regresión forzada” que es la base de todos los depósitos que se acumulan en el ambiente marino durante la regresión forzada de la línea de costa (Hunt y Tucker, 1992 en Catuneanu, 2002).

V.2.- Principios de Estratigrafía Sísmica

Facies Sísmicas

Una facies sísmica es una unidad mapeable y tridimensional compuesta de reflectores sísmicos cuyos elementos, tales como configuración de reflectores, amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad de intervalo, difieren de los elementos de las unidades de facies sísmicas adyacentes. Con excepción de la velocidad de intervalo y la geometría externa, estos factores pueden ser evaluados visualmente en el perfil sísmico (Brown y Fisher, 1979).

Análisis de Facies Sísmicas

El análisis de Facies Sísmicas es la descripción e interpretación geológica de los parámetros de los reflectores sísmicos, incluyendo configuraciones, continuidad, amplitud, frecuencia y velocidad de intervalo. Involucra el reconocimiento de paquetes distintivos de reflectores dentro de cada secuencia (Mitchum *et al.*, 1977). Cada paquete de reflectores difiere en algo respecto a otros reflectores circundantes, constituyendo así reflectores anómalos en el perfil. Más específicamente, cada paquete de reflectores exhibe una combinación de características físicas que lo distinguen de las facies sísmicas adyacentes (Brown y Fisher, 1979). Una unidad de facies sísmica es interpretada para expresar cierta litología, estratificación, y rasgos depositacionales de los cuerpos que generan los reflectores en la unidad.

Secuencia Sísmica

Una secuencia sísmica es una secuencia de depósito identificada en una sección sísmica. Es una sucesión relativamente conformable de reflectores interpretada como estratos relacionados genéticamente. Está limitada en su cima y base por superficies de discontinuidad marcadas por terminaciones de reflectores interpretados como discordancias o sus concordancias correlativas. Dado que una secuencia sísmica consiste de estratos genéticamente relacionados, provee un marco ideal para el análisis estratigráfico y es considerada una unidad estratigráfica básica (Vail, 1987).

Arquitecturas Estratigráficas Esquemáticas

Las arquitecturas estratigráficas esquemáticas de progradación, agradación, retrogradación y trasgresión, (Figura V.2.1), así como el escalonamiento hacia abajo o *downstepping* como en una regresión forzada (Figura V.2.2), son resultado de las variaciones en los tres factores que controlan su formación. Estos son: la tasa de sedimentación, la tasa de subsidencia y el nivel eustático. Por este motivo, estos tres factores deben ser considerados en cualquier análisis detallado de la evolución estratigráfica del margen de la cuenca (Miall, 1986 en Galloway, 1989).

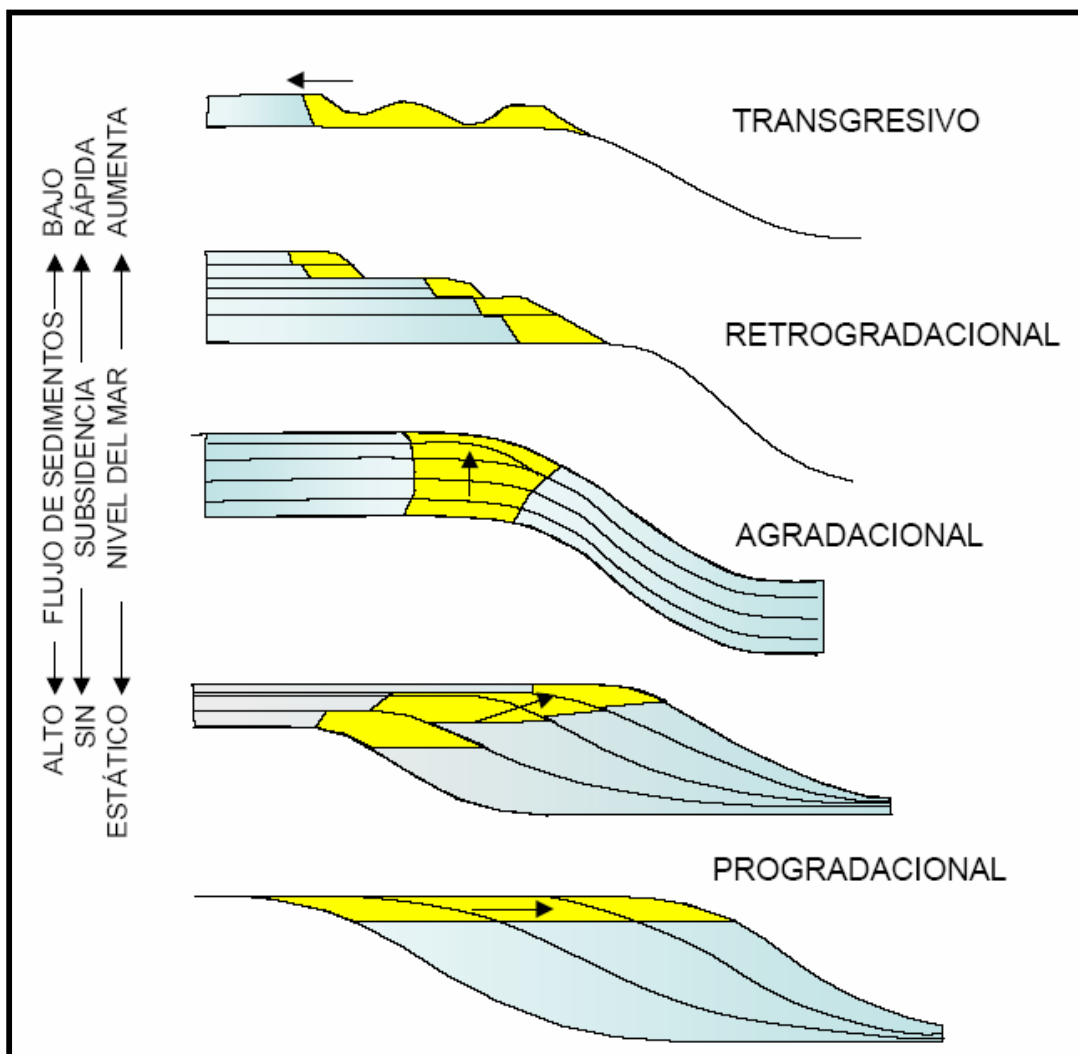


Figura V.2.1. Arquitecturas esquemáticas de progradación, agradación, retrogradación, y trasgresión con tres variables que controlan su formación (modificado de Galloway, 1989).

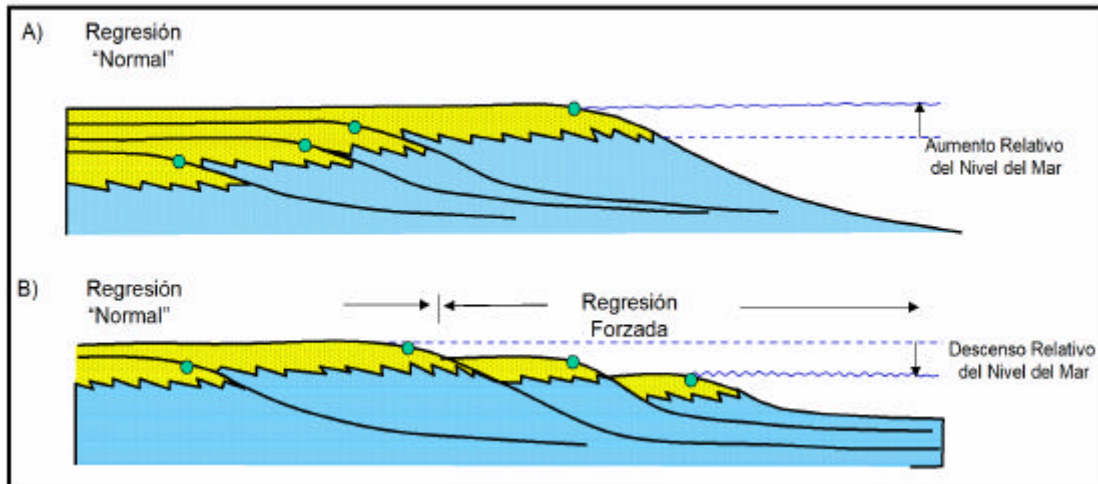


Figura V.2.2. Arquitectura estratigráfica de A) regresión "normal", en contraste con B) la regresión forzada. Nótese que la regresión "normal" se asocia con agradación y con progradación, mientras que la regresión forzada se asocia con escalonamiento hacia abajo (*downstepping*) y progradación (modificado de Posamentier y Allen, 1999).

Tipos de Terminación de las Reflexiones

Para el reconocimiento de las facies sísmicas, la mayoría de los tipos de terminación de las reflexiones pueden ser observados en los límites de las secuencias y su clasificación se describe a continuación (Figura V.2.3).

Parte Superior

Toplap. Son reflectores o estratos inclinados que terminan contra una superficie suprayacente de ángulo mas bajo.

Truncamiento Erosivo. Terminación lateral de estratos o reflectores sísmicos contra superficies de erosión suprayacentes.

Truncamiento Estructural. Terminación lateral de un estrato o reflector por estructuras (ejemplo, fallas, deslizamiento por gravedad, halocinética o intrusiones ígneas).

Concordancia. Estratos o reflectores paralelos limitados en su parte inferior y superior.

Parte Inferior

Onlap. Terminaciones de estratos o reflectores sísmicos de bajo ángulo u horizontales contra una superficie de mayor ángulo.

Baselap. Cuando un *onlap* no puede ser distinguido de un *downlap* debido a deformación.

Downlap. Estratos o reflectores inicialmente inclinados que terminan en dirección a la cuenca contra una superficie inclinada u horizontal.

Offlap. Superficie estratificada (ó reflexión sísmica) en un medio progradante. El *offlap* ocurre solamente durante la progradación.

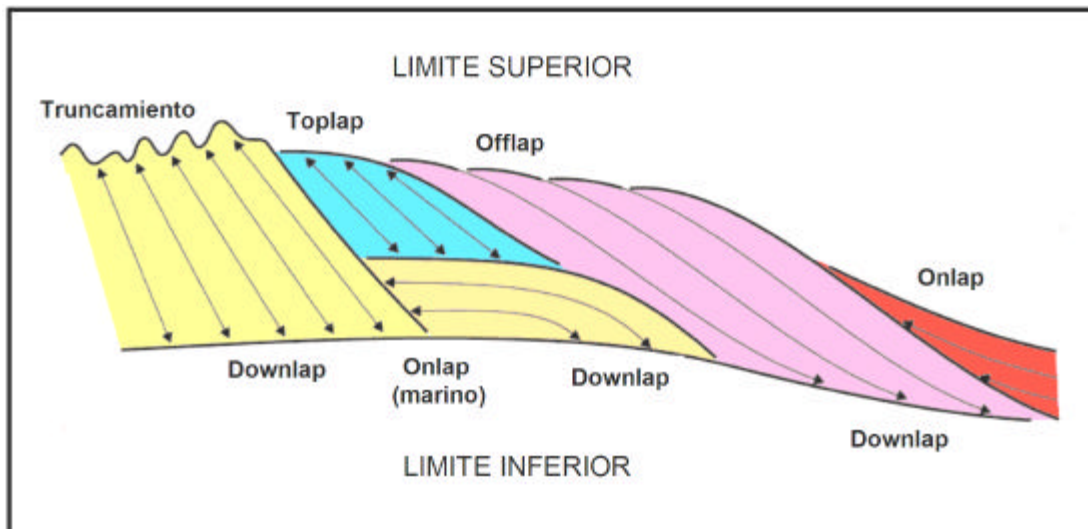


Figura V.2.3. Tipos de terminaciones estratigráficas de reflectores (modificado de Emery y Myers, 1996 en Catuneanu, 2002).

Patrones de Configuración de Reflexión (Mitchum *et al.*, 1977)

Paralelos y subparalelos

Pueden ser planos u ondulados.

Son más comunes en láminas o sábanas, cubierta de sábana (*sheet drape*) y unidades de relleno. Este patrón indica una tasa de sedimentación uniforme en la plataforma con subsidencia uniforme, o ambiente de planicie de cuenca estable.

Divergentes

Se caracterizan por ser una unidad de forma de cuña, no hay *onlap*, *toplap* o erosión en la base o cima; presenta engrosamiento lateral acompañado por engrosamiento de ciclos de reflectores individuales dentro de la unidad.

Interpretación: tasa de sedimentación lateral diferencial o inclinación progresiva de la superficie de depósito, como en depósitos de *syn-rift* y en fallas de crecimiento.

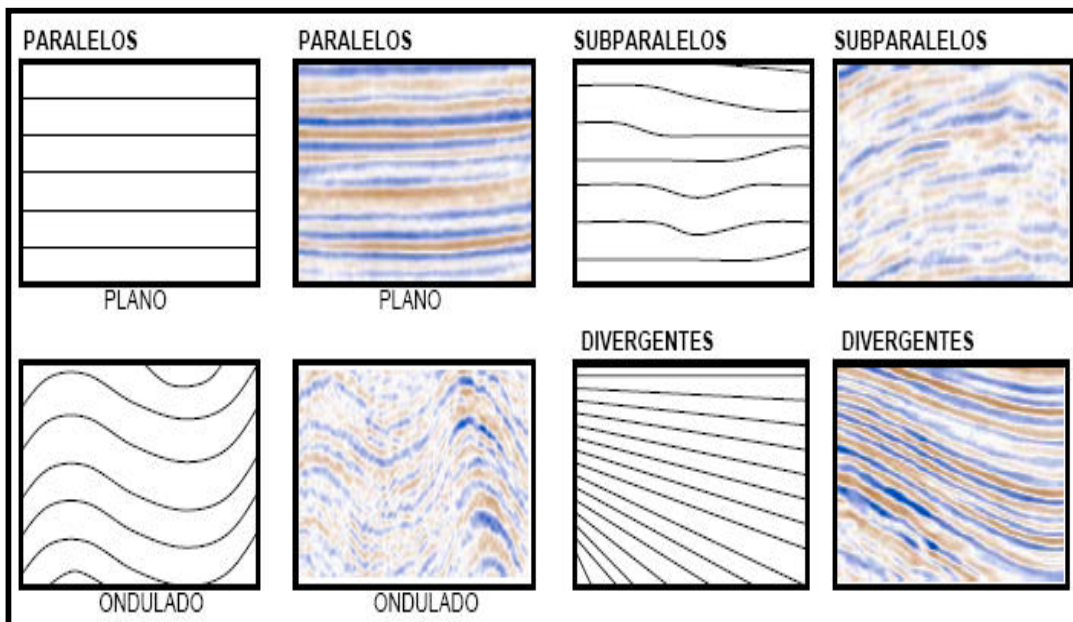


Figura V.2.4. Terminaciones de reflexión paralelos, subparalelos y divergentes, (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

Configuraciones de reflectores progradantes:

Las configuraciones de reflectores progradantes, identificadas como estratos en los cuales el depósito es debido a crecimiento lateral, son clasificados como

sigmoides, oblicuos y/o complejos sigmoideo/oblicuo. Estos patrones progradales se forman a través del desarrollo lateral progresivo de superficies depositacionales ligeramente inclinadas llamadas clinoformos (Figura V.2.5). Los clinoformos son uno de los rasgos depositacionales más comunes. Las principales diferencias en los patrones de los clinoformos progradantes resultan de las variaciones en la tasa de depósito y en la profundidad del agua, lo que hace posible una variedad de sistemas ambientales. Si la parte superior del patrón fue depositada en aguas someras y la parte inferior se inclina ligeramente a aguas profundas, entonces la configuración puede ser dividida en zonas: superior, media e inferior, que corresponden al *topset*, *foreset* y *bottomset*, respectivamente, equivalentes a los ambientes topográficos de Rich (1951, en Mitchum *et al.*, 1977): undaformo, clinoformo y fondoformo.

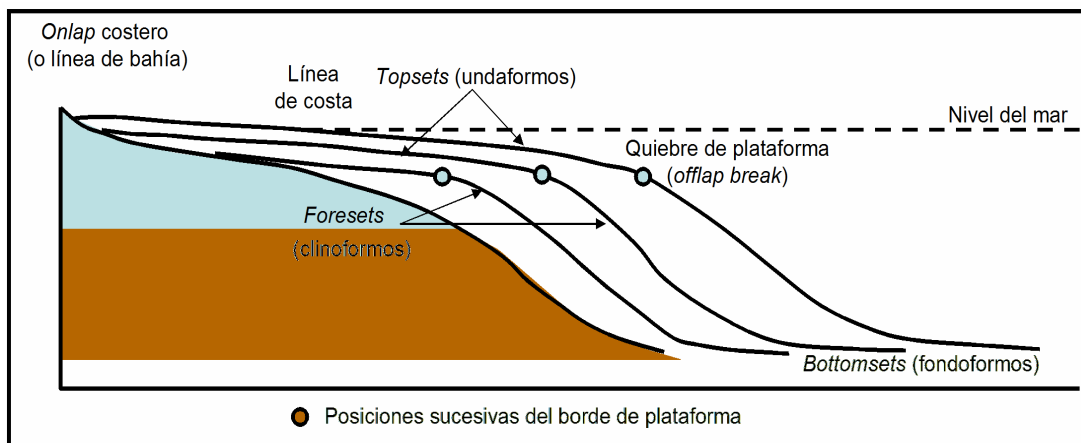


Figura V.2.5.- Perfil típico de una unidad de margen de cuenca progradante, que consta de *topsets* y *foresets* o clinoformos, separados por un quiebre en la pendiente; el *offlap break* y los *bottomsets*. Se anexan los equivalentes de Rich (1951; modificado de Myers y Milton, 1997).

En este trabajo se utilizan los términos *topset*, *foreset* y *bottomset* para describir las zonas o segmentos de un clinoformo:

Topset: estratos horizontales o de muy bajo ángulo ($<0.1^\circ$), concordantes con la superficie superior. Los *topsets* aparecen planos en la información sísmica y generalmente contienen sistemas depositacionales aluviales, deltaicos y marinos someros.

Foreset: forma lenticular, los lentes se hacen más jóvenes hacia la cuenca indicando progradación con ángulos depositacionales bajos ($<1^\circ$). Los *foresets*

generalmente contienen sistemas depositacionales de aguas más profundas característicos del talud (Emery y Myers, 1996)

Bottomset: presenta *downlap* real o aparente conforme a la resolución sísmica.

Configuración Progradante Sigmoidea

Esta configuración progradacional es un clinoformo progradante formado por reflectores superpuestos, en forma de “S”, interpretados como estratos con sus segmentos superior e inferior delgados, ligeramente inclinados y sus segmentos intermedios gruesos y más inclinados. Los segmentos inferiores de los estratos llegan a la superficie inferior de la unidad a muy bajos ángulos, y los reflectores sísmicos muestran terminaciones en *downlap* o se vuelven demasiado delgados para ser reconocidos en la sección sísmica (Figura V.2.6).

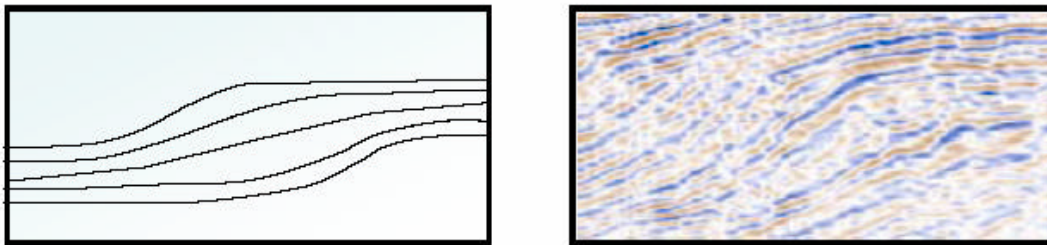


Figura V.2.6. Patrón de reflectores de clinoformos progradantes sigmoideos (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

Esta configuración implica un aporte de sedimentos relativamente lento con una subsidencia de la cuenca relativamente rápida y/o un rápido aumento en el nivel del mar para permitir el depósito y preservación de las capas del topset.

Interpretación: alguna combinación de aporte de sedimentos relativamente alto, subsidencia.

Configuración progradante Oblicuo

Esta configuración progradacional de reflectores, se interpreta como un patrón de clinoformos progradantes, consistiendo idealmente de un número de estratos de echado pronunciado, que terminan hacia arriba en *toplap* en o cerca de la superficie superior horizontal, y hacia la cuenca en *downlap* contra la superficie inferior. Segmentos de *foreset* de estratos sucesivamente más jóvenes se

desarrollan lateralmente en dirección depositacional hacia la cuenca. Éstos construyen o forman una superficie superior relativamente constante debido a la falta de estratos en el *topset*, pero se caracterizan por la pronunciada terminación en *toplap* de los estratos del *foreset* (Figura V.2.7).

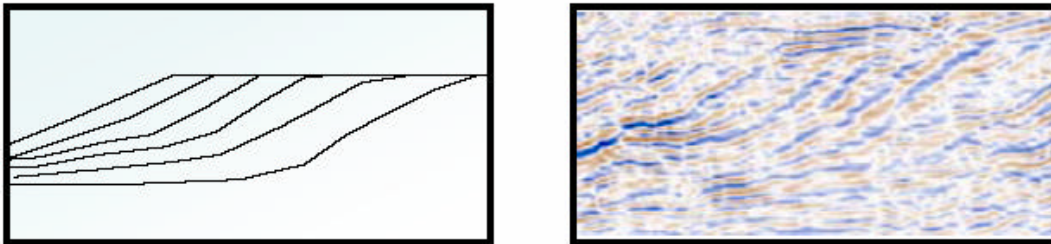


Figura V.2.7.- Patrón de reflectores de cliniformes progradantes oblicuos (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

Esta configuración implica condiciones de depósito con una combinación de aporte de sedimento relativamente alto, lenta o nula subsidencia de la cuenca, y una estabilidad del nivel del mar para permitir un relleno rápido de la cuenca, así como una zona de paso de sedimentos (*bypass*) con poca erosión de la superficie superior de depósito.

Configuración progradante Sigmoide/Oblicuo-Complejo

Esta configuración progradacional de reflectores consiste de una combinación de configuraciones de reflectores sigmoides y oblicuos dentro de una unidad de facies sísmica. El segmento superior de la unidad de facies se caracteriza por una alternancia compleja de reflectores sigmoides horizontales del *topset* y segmentos de configuración oblicua con terminaciones en *toplap* (Figura V.2.8). Esta configuración implica estratos con una historia de crecimientos alternantes y zona de paso (*bypass*) depositacional en el segmento del *topset* dentro de un régimen de depósito de alta energía.

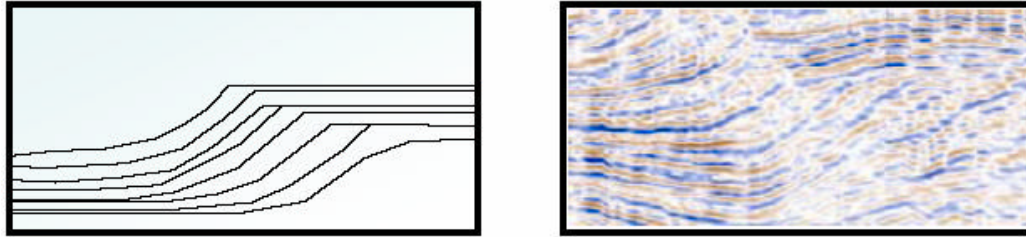


Figura V.2.8. Patrón de reflectores de clinoformos progradantes sigmoideo/oblicuo-complejo (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

Configuración progradante en teja (*shingled*):

Patrones progradantes delgados comúnmente con los límites superior e inferior paralelos y con reflectores internos paralelos inclinados suavemente que terminan en *toplap* y *downlap* aparente. Interpretación: unidades progradantes de aguas someras, también observados en turbiditas.

Configuración progradante *hummocky*

Segmentos de reflectores subparalelos irregularmente discontinuos con patrón *hummocky* prácticamente aleatorio; terminaciones y diversificaciones de reflectores no sistemáticos. Gradúan lateralmente a clinoformos más grandes y bien definidos y hacia arriba a reflectores paralelos. Este patrón se interpreta como pequeños lóbulos de clinoformos interdigitados progradando a aguas someras en un prodelta o posición inter-deltaica.

Configuración de reflectores caótica

Reflectores discontinuos y discordantes; arreglo desordenado. Se interpreta como estratos depositados en ambientes de relativamente alta energía, inicialmente continuos, posteriormente deformados y derrumbados (*slumping*), complejos de corte y relleno de canal, zonas deformadas, plegadas y falladas.

Área libre de reflectores:

Unidades geológicas homogéneas, masivas, altamente contorsionadas o fuertemente inclinadas, como: cuerpos ígneos, cuerpos salinos, paquetes gruesos de lutitas o areniscas homogéneas, etc.

Otras configuraciones

- Lenticular
- Contorsionado
- Roto o interrumpido

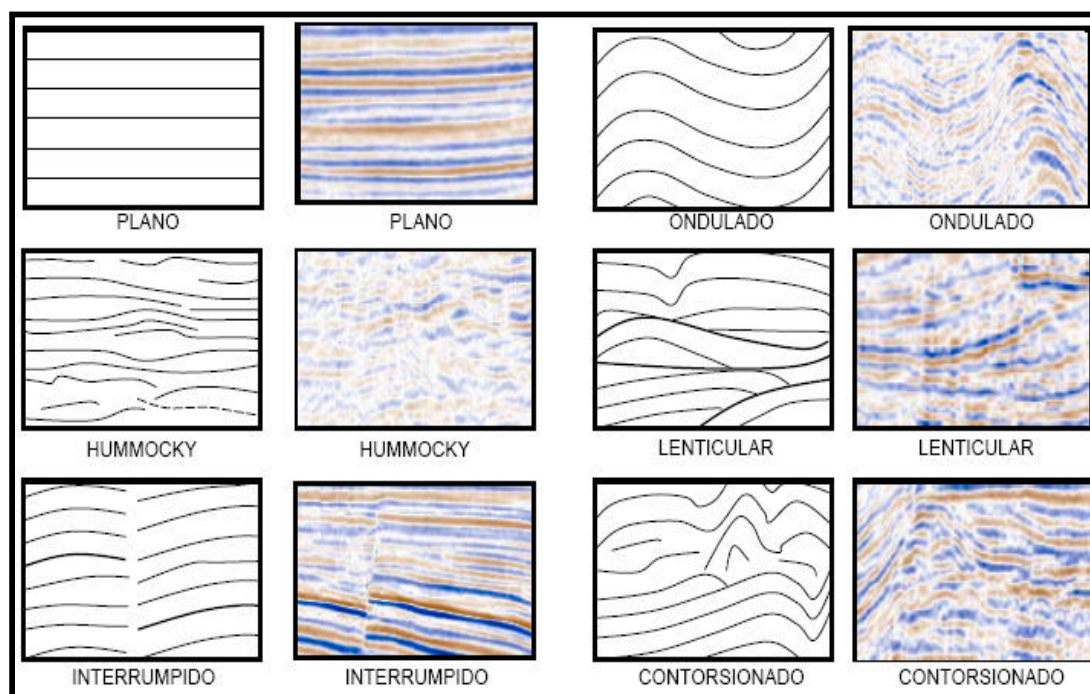


Figura V.2.9. Algunas configuraciones de reflectores sísmicos modificados (modificado de Mitchum *et al.*, 1977).

V.3.- Tipos de Facies Sísmicas

La interpretación de las litofacies de las facies sísmicas incluye la consideración de la configuración interna de los reflectores, relaciones limítrofes, relaciones laterales de facies, y geometría externa.

Esta propuesta sigue la metodología de Vail *et al.* (1977) con ciertas modificaciones de Brown y Fisher, (1979).

V.3.1.- Facies Sísmicas de Plataforma

Facies de alta continuidad y amplitud alta (interestratificación de alta y baja energía):

- Estratos continuos depositados en ambiente extenso y uniforme.
- Amplitud alta; intercalaciones de lutitas con areniscas, limolitas o carbonatos gruesos.
- Ambientes: generalmente sedimentos marinos neríticos (*nearshore* y *shoreface*), en ocasiones sedimentos fluviales con intercalaciones de arcillas pantanosas y carbón.

Facies de amplitud baja (energía uniforme):

- Estratos delgados no resolubles en sísmica o zona de litología monótona
- Arenas (alta energía) o de lutitas (baja energía)
- Facies de amplitud baja dominada por areniscas que gradúan en dirección al continente a facies no marinas de baja continuidad y amplitud variable y en dirección a cuenca a facies marinas de continuidad y amplitud altas.
- Facies de amplitud baja dominada por lutitas que gradúan en dirección a costa a facies marinas ricas en arenas y limos de continuidad y amplitud alta y en dirección a cuenca a facies de talud progradante.

Facies de baja continuidad y amplitud variable (energía variable):

- Depósitos fluviales, algunos contenidos por lutitas o capas de carbón.
- Sabanas extensas o pueden exhibir acuñamiento prominente con *onlap* basal donde el aporte de sedimento es suficiente para rellenar una cuenca que subside rápidamente.

Facies de montículos amplios y de relieve bajo (energía variable):

- No muy comunes
- Lóbulos deltaicos
- Geometría externa: suavemente monticular, amplia.
- Geometría externa: reflectores suavemente sigmoideos o divergentes.
- Lateralmente pueden graduar a facies paralelas de plataforma o a parte *topset* de facies de talud progradante.

V.3.2.- Facies Sísmicas de Talud

Facies progradantes oblicuas (alta energía):

- Terminaciones superiores *toplap* y terminaciones inferiores *downlap*.
- Pendientes depositacionales hasta 10° (más abruptas que cliniformos sigmoideos)
- Ambientes deltaicos:
 - *Topset*: planicie deltaica,
 - Parte superior de cliniformos: frente deltaico (rico en arenas)
 - Parte inferior de cliniformos y *bottomset*: prodelta (rico en arcillas), puede contener turbiditas.
 - Tiempo de depósito: periodos estacionarios del nivel relativo del mar o nivel relativo del mar asciende lentamente.
 - Geometría tridimensional: abanico, pueden formar complejos sedimentarios de abanicos múltiples.
- Hacia la cuenca pueden estar asociados a depósitos de gravedad (masas deslizadas desde el complejo en crecimiento) o pueden estar cubiertas (*onlap*) por facies de relleno.

Facies progradantes sigmoideas:

- Reflectores en forma de “S” suaves, terminan por *downlap* en la base; paralelos y concordantes con su límite superior.
- Depósitos de margen de plataforma y talud: dominados por facies terrígenas de grano fino (sedimentos hemipelágicos a partir de corrientes de turbidez de baja energía); la zona de *topset* puede contener terrígenos gruesos fluviales o depositados por el oleaje.
- Reflectores con amplitud moderada a alta y alta continuidad
- Forma lenticular.
- Cubiertos (*onlap*) por facies caóticas o de relleno “*onlapping*”
- Reflectores de *topset* se unen a facies de plataforma paralelas y reflectores de *bottomset* pueden graduar a facies de cubierta de sabana de piso de cuenca.

V.3.3.- Facies Sísmicas de Cuenca

Facies de cubierta de sabana (baja energía):

- Reflectores paralelos cubren topografía contemporánea con solo cambios graduales en espesor o carácter del reflector.
- Depósito uniforme de arcillas y lodos (oozes) hemipelágicos marinos profundos.
- Geometría: sabanas extensas relativamente delgadas de reflectores paralelos normalmente concordantes en su cima y base.
- Continuidad muy alta, frecuencia uniformemente angosta y amplitud relativamente baja.
- Pueden estar interestratificados con areniscas, limolitas y arcillas turbidíticas o de depósitos de gravedad.
- Lateralmente se pueden acuñar o pueden graduar a unidades progradantes de *bottomset*.

Facies de relleno del frente del talud (baja energía):

- Reflectores paralelos a subparalelos inclinados hacia la cuenca con pronunciado *onlap* hacia el talud y *downlap* hacia la cuenca.

- Abanicos grandes de aguas profundas formados por arcillas y limos de grano fino transportados desde el ápice del cono sedimentario.

Facies de relleno “onlapante” (baja energía):

- Reflectores con patrones más uniformes, paralelos a suavemente divergentes con continuidad alta y amplitud variable.
- Frecuencia más uniforme y relativamente angosta.
- Reflectores paralelos y continuos; estratos paralelos extensos, probablemente depósitos formados por corrientes de turbidez de relativamente baja velocidad interestratificados con depósitos hemipelágicos o pelágicos (arcillas y limos).
- Posibles intercalaciones de estratos delgados de arenas turbidíticas de alta energía, no resolubles en sísmica.

Facies sísmicas monticulares:

- Complejos de abanicos
 - Geometría tridimensional: abanico y configuraciones internas de reflectores: divergentes, paralelas, caóticas o donde se hace más grueso tienden a carecer de reflectores.
 - Abanicos: grandes acumulaciones complejas de sedimentos, ricos en arenas, formados en la base del talud y piso de la cuenca por transporte gravitacional de sedimentos a través de cañones submarinos.
 - Asociados a sistemas mayores de drenaje subaéreo y submarino.

Contornitas:

- Rasgos elongados que asemejan dunas
- Patrones de reflectores monticulares asimétricos continuos que indican erosión (*scouring*) y redepósito por corrientes oceánicas de piso marino largamente unidireccionales llamadas “corrientes de contorno”; acumulaciones de arenas.

Facies de relleno “onlapantes” monticulares (alta energía):

- Forma monticular con prominente *onlap* alejado de partes topográficas bajas.
- Reflectores irregularmente paralelos a divergentes; tienden a ser discontinuos; amplitud variable que tiende a disminuir conforme la continuidad disminuye.
- Frecuencia: aumenta hacia el centro del bajo topográfico.
- Depósito por flujos de corriente de turbidez de alta energía, pueden formar abanicos submarinos.
- Es intermedia o gradúa lateralmente o está interestratificada, a facies de relleno caótico y facies de relleno onlapante.

Facies de relleno caótico (alta energía):

- Geometría monticular, localizadas en bajos topográficos.
- Reflectores internos contorsionados y discordantes a ondulados subparalelos.
- Parte superior comúnmente *hummocky*.
- Depósitos de derrumbes (*slump*), arrastre (*creep*) y corrientes de turbidez de alta energía.
- Unidades caóticas gruesas, de mas de 300 m (p.e., Pleistoceno del Golfo de México), depositados en bajos topográficos y *onlapan* a esos bajos topográficos.
- Aspecto contorsionado de reflectores (sedimentos poco consolidados deformados durante su transporte gravitacional); se pueden observar marcas de desprendimiento en el margen y rasgos erosionales en la base.

VI.- INTERPRETACIÓN SISMOESTRATIGRÁFICA

VI.1.- Paleogeografía

Con base en el análisis de líneas sísmicas regionales y la identificación de los rasgos fisiográficos más relevantes, como los márgenes de plataforma progradantes, se define que el sistema sedimentario del área de estudio corresponde al de “Secuencias tipo 1 depositadas en cuencas con margen de borde de plataforma” (Van Wagoner *et al.* 1990), (Figura VI.1.1).

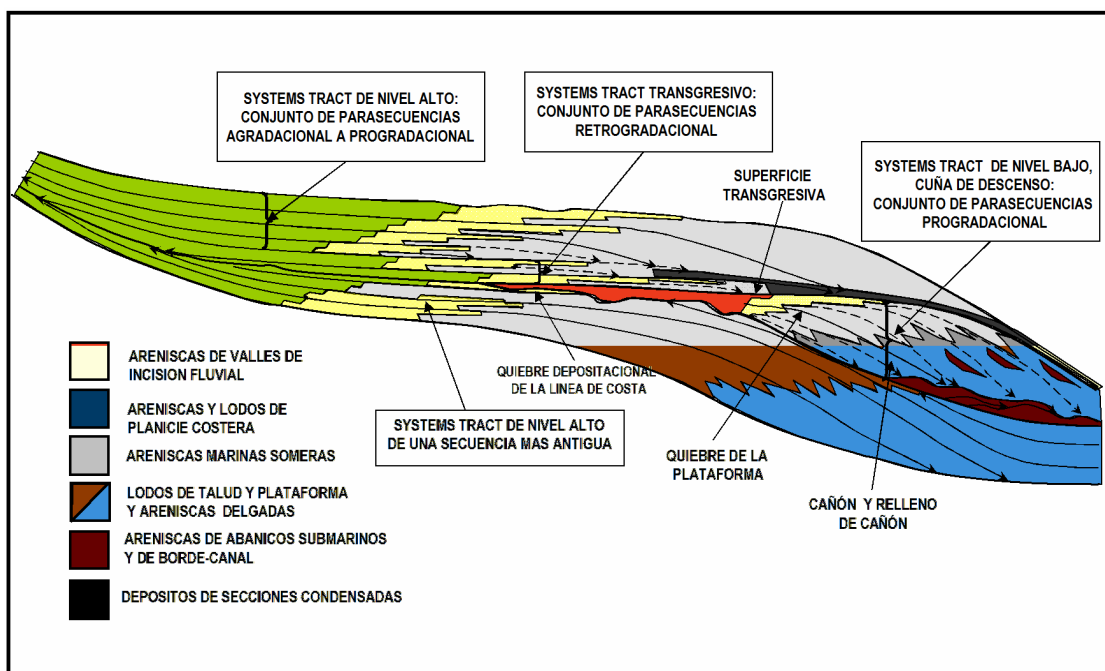


Figura VI.1.1 Arquitectura estratigráfica en una secuencia Tipo 1 depositada en una cuenca con margen de plataforma (modificada de Van Wagoner *et al.*, 1990).

Las características de la Secuencia Tipo 1, depositadas en cuencas con márgenes de borde de plataforma y los *systems tracts* que la constituyen, se describen a continuación:

1. una topografía bien definida de plataforma, talud y piso de cuenca;
2. pendiente de la plataforma menor a 0.5°; pendiente del talud de 3° a 6°;

3. un borde de plataforma relativamente abrupto que separe los depósitos de plataforma de bajo ángulo, de los depósitos mucho mas inclinados del talud;
4. una transición relativamente abrupta de aguas someras a aguas mucho más profundas;
5. patrones de clinoformos oblicuos y sigmoides;
6. incisiones en respuesta a descensos del nivel del mar debajo del quiebre depositacional de la línea de costa, si es que se forman cañones submarinos;
7. probable depósito de abanicos submarinos de piso de cuenca y abanicos de talud.

La mayoría de estas características se pueden observar en la Figura VI.1.2.

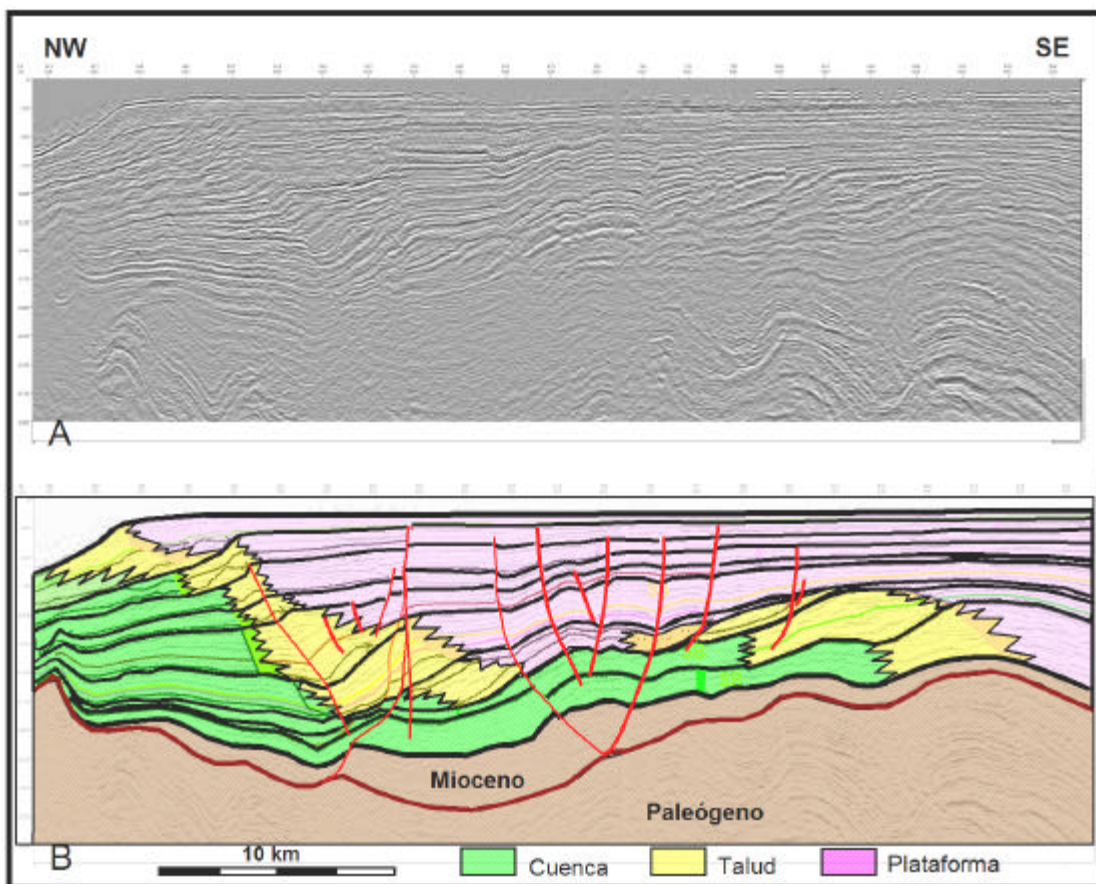


Figura VI.1.2. A) sección sin interpretar y B) sección interpretada, donde es posible distinguir en la secuencia neógena una topografía bien definida de plataforma, talud y piso de cuenca; un margen de plataforma relativamente abrupto, patrones de clinoformos oblicuos y depósito de abanicos submarinos de piso de cuenca y abanicos de talud.

Además de ser depositados en una cuenca con borde de plataforma, deben existir las siguientes condiciones:

1. sistemas fluviales suficientemente grandes para cortar cañones y transportar sedimentos a la cuenca;
2. espacio de acomodamiento para que se preserven los conjuntos de parasecuencias; y
3. un descenso del nivel relativo del mar de un rango y magnitud suficiente para depositar el *Lowstand Systems Tract (LST)* sobre, o más allá del borde de plataforma.

Gutiérrez-Estrada *et al.* (2003), mencionan que hacia el estado de Campeche frente a Isla Aguada y Champotón, en los perfiles morfobatimétricos 25 y 26 de la plataforma continental del suroeste del Golfo de México (Fig. VI.1.3), la plataforma continental es más amplia, alrededor de 160 km, a 130 m de profundidad y con gradientes entre 02' a 04'.

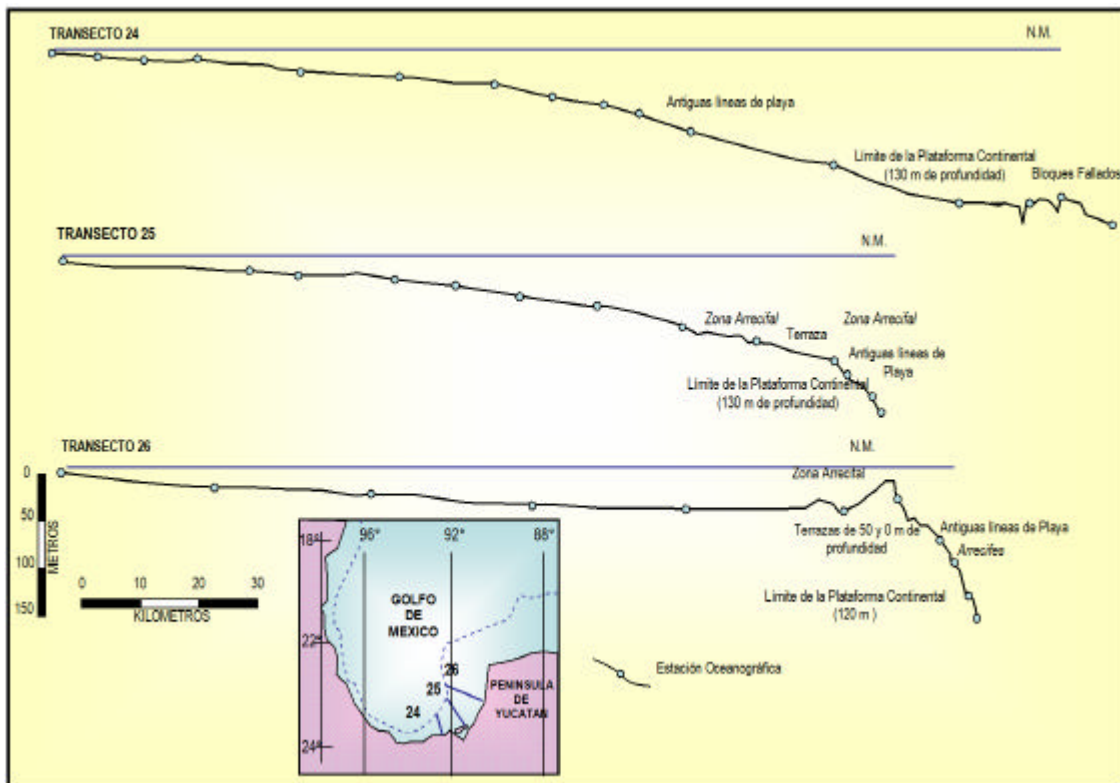


Figura VI.1.3.- Perfiles morfobatimétricos en la plataforma continental del suroeste del Golfo de México. El perfil 25 corresponde al área de estudio (modificado de Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990; *en* Gutiérrez-Estrada *et al.*, 2003).

La configuración morfológica actual de los márgenes continentales del Golfo de México es el resultado de los depósitos de los periodos Wisconsiniano e interglacial Peoriano (Tabla VI.1.1). No obstante, durante la glaciación Wisconsiniana, el nivel del mar descendió y el Río Grijalva, entre otros, labró su cauce en la actual plataforma continental y los sedimentos pos wisconsinianos y holocénicos fueron transportados a lo largo de los cauces fluviales hasta la llanura abisal del Golfo.

Periodo glacial de erosión	Avance glacial (años a.P.)	Máximo avance (años a.P.)	Periodo geológico	Periodo interglacial de depósito
Wisconsin tardío	40,000 – 18,000	40,000	Pleistoceno tardío	Peorian
Wisconsin temprano	100,000 – 70,000	100,000	Pleistoceno tardío	Sangamon
Illinois	300,000 - 130,000	300,000	Pleistoceno medio	Yarmouth
Kansas	600,000 – 400,000	660,000	Pleistoceno medio	Aftonian
Nebraska	1,000,000 – 800,000	1,000,000	Pleistoceno temprano	

Tabla VI.1.1. Correlaciones pleistocénicas. Modificado de Wilhem y Ewing, 1972, en Gutiérrez-Estrada *et al.* (2003).

En el corte en tiempo a -250 milisegundos se observa el margen de plataforma y la plataforma actual (Figura VI.1.4); mientras en la Figura VI.1.5 se muestran cuatro superficies interpretadas en las que se documenta la progradación del margen de la plataforma.

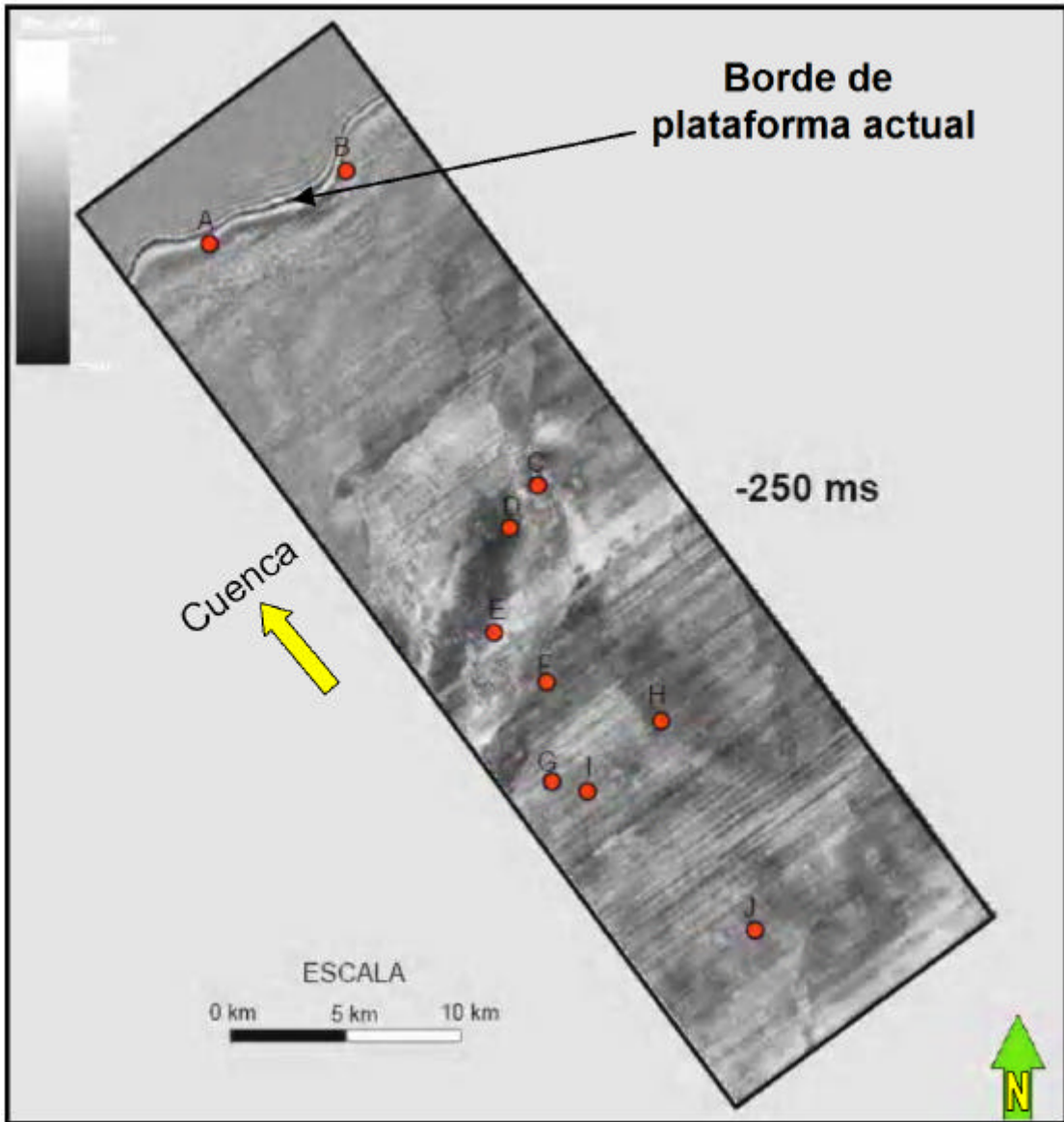


Figura VI.1.4. Corte en tiempo a -250 milisegundos que muestra el borde de plataforma actual.

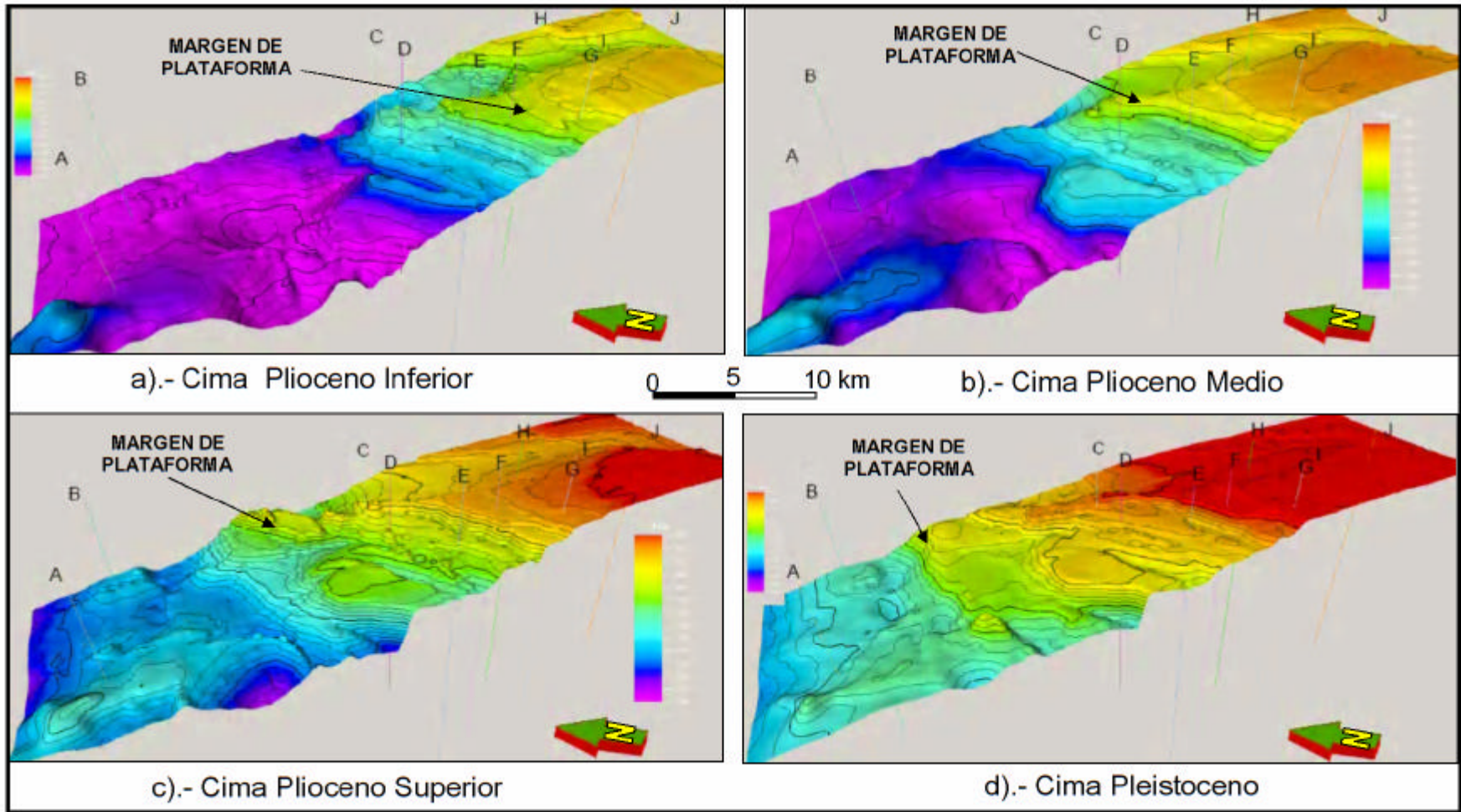


Figura VI.1.5. Superficies en tiempo donde se observa la progradación del margen de plataforma durante el Plioceno y Pleistoceno.

VI.2.- Modelo análogo.

La Figura VI.2.1, muestra una sección sísmica tomada sobre el borde de la plataforma de un delta de un sistema fluvial mayor, en el norte del Golfo de México (Dobrin, 1977; Brown y Fisher, 1979). Las geometrías de las facies sísmicas son notablemente muy similares a las del área del presente trabajo.

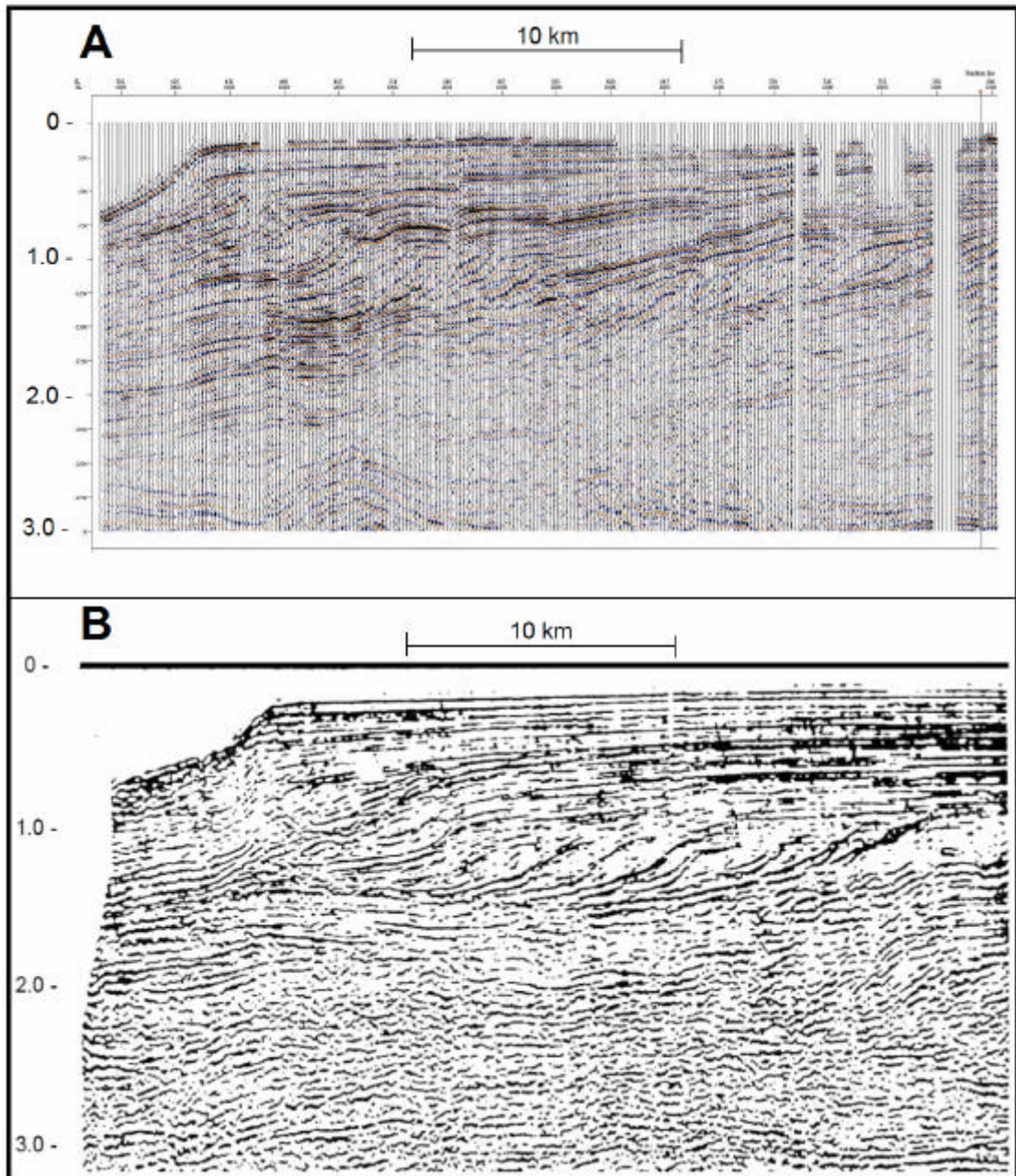


Figura VI.2.1. Comparación entre dos secciones sísmicas. A) área de estudio. B) Norte del Golfo de México publicada por Dobrin (1977) y Brown y Fisher (1979).

El perfil sísmico del norte del Golfo de México muestra claramente que la parte más joven del relleno de la cuenca fue depositada por sistemas rápidamente progradantes de delta/talud (clinoformas oblicuas), los cuales dieron paso a sistemas lentamente progradantes de plataforma y talud (clinoformas sigmoideas). Los reflectores clinoformas continuos de alta amplitud representan depósitos periódicos de sedimentos pelágicos en suspensión; los clinoformas de pobremente definidos a clinoformas sin reflexión fueron depositados más rápidamente por sedimentos clásticos transportados por densidad, introducidos en aguas profundas por deltas de borde de plataforma (reflectores oblicuos) y posteriormente por corrientes de marea (reflectores sigmoides) (Dobrin 1977). La fuente de aporte del río se localiza en montañas altas, elevadas durante el Cenozoico. La línea sísmica se extiende hacia el mar a través de la actual planicie deltaica y termina a una corta distancia bajo el talud continental. El delta ha acumulado más de 900 m de espesor y ha avanzado alrededor de 32 km a lo largo de la línea representada por la sección sísmica. El borde de la plataforma progradó horizontalmente hacia la cuenca desde el extremo derecho de la sección hasta un punto alrededor de 8 km hacia la costa desde el actual borde de plataforma. El depósito se inició en la plataforma y el borde avanzó con el tiempo de manera agradante y progradante (Brown y Fisher, 1979).

VI.3.- Marco Cronoestratigráfico

La integración de la información bioestratigráfica y de los registros geofísicos a las secciones sísmicas permitió la identificación correcta del ambiente de depósito y señaló el estilo de correlación a utilizar de las superficies sísmicas importantes, dentro de un marco cronoestratigráfico. Se utilizó la información bioestratigráfica disponible obtenida de los estudios micropaleontológicos de los diversos grupos taxonómicos, tales como: foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo para determinar las edades, y foraminíferos bentónicos para determinar la paleobatimetría. Estos estudios se efectuaron a los pozos C, E, F, G y J por paleontólogos de la Coordinación de Evaluación del Potencial del Activo Regional de Exploración Marina (Anexos). A los pozos A y B se les realizó un estudio bioestratigráfico de alta resolución, sin embargo, solo se pudo consultar las columnas bioestratigráficas determinadas en dicho estudio ya que no se tuvo acceso al informe final completo de este estudio.

La conversión de los datos de pozos en profundidad, a medidas de tiempo se hizo mediante la carga de las gráficas TZ de los diez pozos exploratorios incluidos en el área de estudio. Estos a su vez se correlacionaron en una sección sísmica aleatoria que pasa por los pozos A, E, F, I y J (Aleatoria 1, ver Figura IV.1.2). Como resultado de la interpretación de las superficies sísmicas y la integración de las cimas paleontológicas de los pozos, tomando en consideración los criterios de correlación de los diferentes grupos taxonómicos utilizados para el establecimiento de dichas cimas, así como el marco paleobatimétrico establecido, se obtuvo la correlación cronoestratigráfica que se muestra en la Figura VI.3.1.

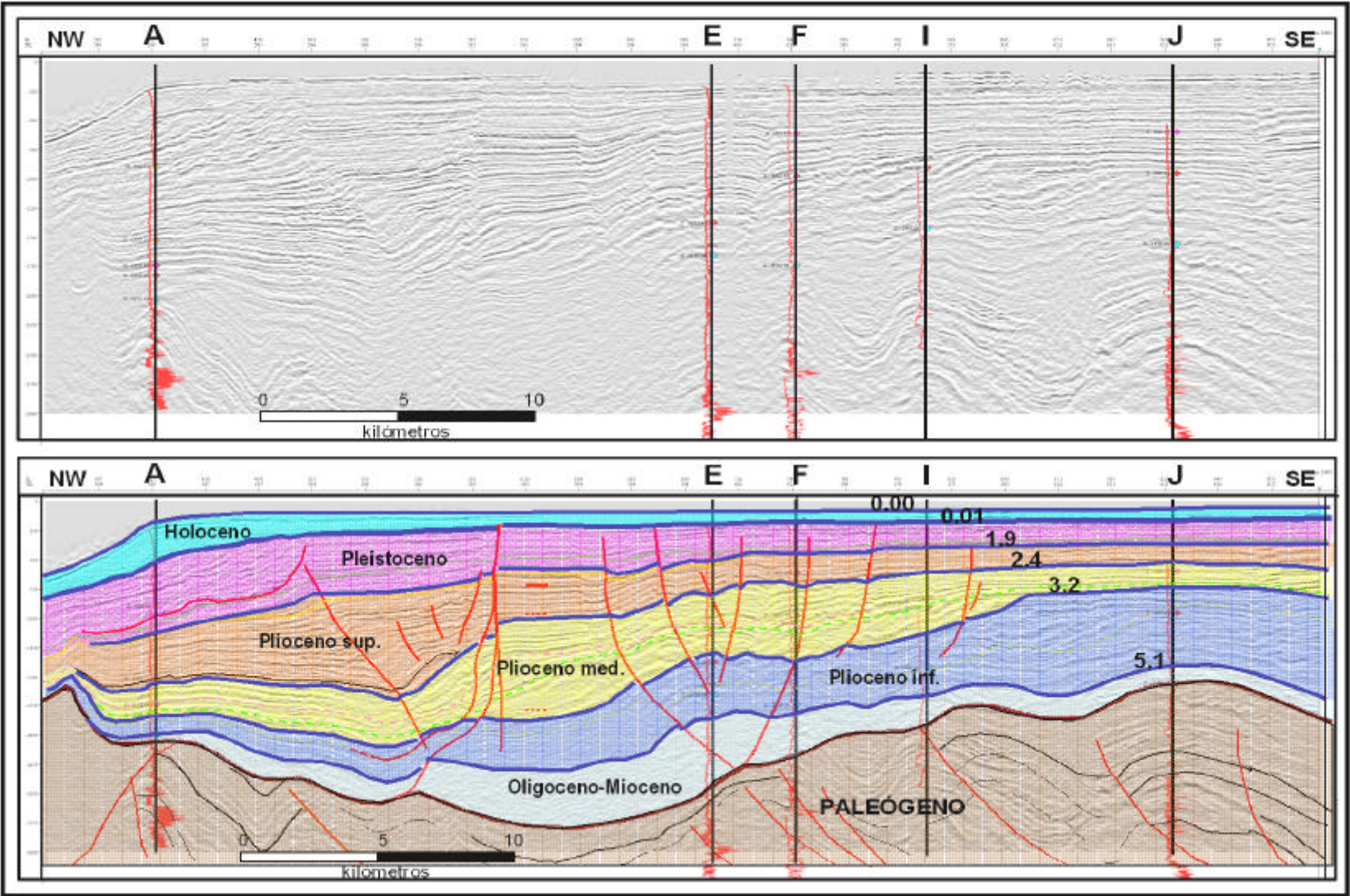


Figura VI.3.1. Interpretación cronoestratigráfica sobre la sección sísmica Aleatoria 1 (ver figura IV.1.2 para ubicación).

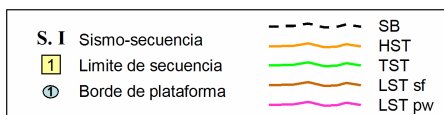
VI.4.- Sismosecuencias

En el presente trabajo, la sucesión sedimentaria neógena, comprendida del Plioceno inferior hasta el Reciente, se divide en ocho sismosecuencias. Dos de ellas incompletas y seis completas, es decir, que en las sismosecuencias completas es posible distinguir todos los *systems tracts* que la componen dentro del esquema de Vail et al., (1977). En la primer sismosecuencia incompleta, durante la etapa temprana del Plioceno inferior solo es posible determinar la fisiografía del paleoborde de plataforma, el cual corresponde a una probable progradación del *HST* sobre del que se inicia el depósito de la Sismosecuencia I. La segunda sismosecuencia incompleta es la III, en la que, de acuerdo al análisis sismoestratigráfico, se observa la ausencia de *topsets* en la plataforma y la progradación del margen de plataforma y un escalonamiento hacia abajo en dirección a la cuenca (*downstepping*).

A continuación, se describe cada una de las sismosecuencias establecidas en la traza sísmica 600 (ver figura IV.1.2 para ubicación):

Sismosecuencia I

La Sismosecuencia-I se depositó durante el Plioceno tardío. En su etapa inicial se formó una pequeña cuña de descenso sobre el límite de secuencia 1, que representa un probable HST de una secuencia anterior de principios del Plioceno Inferior, el cual en el área de estudio no se observa completo. Esta cuña de *lowstand* se compone por abanicos de piso de cuenca y de talud, en algunos casos con *onlap* bidireccional. Posteriormente, al ascender el nivel relativo del mar, se depositó el *systems tract* transgresivo (TST) con una ligera retrogradación y, finalmente, el *systems tract* alto (HST), ambos con configuración paralela en los *topsets* y sigmoidea en el talud, observándose poca agradación y progradación del margen de plataforma. Esta sismosecuencia esta limitada en su base y cima por los límites de secuencia 1 y 2, respectivamente (Figura VI.4.1).



Simbología utilizada

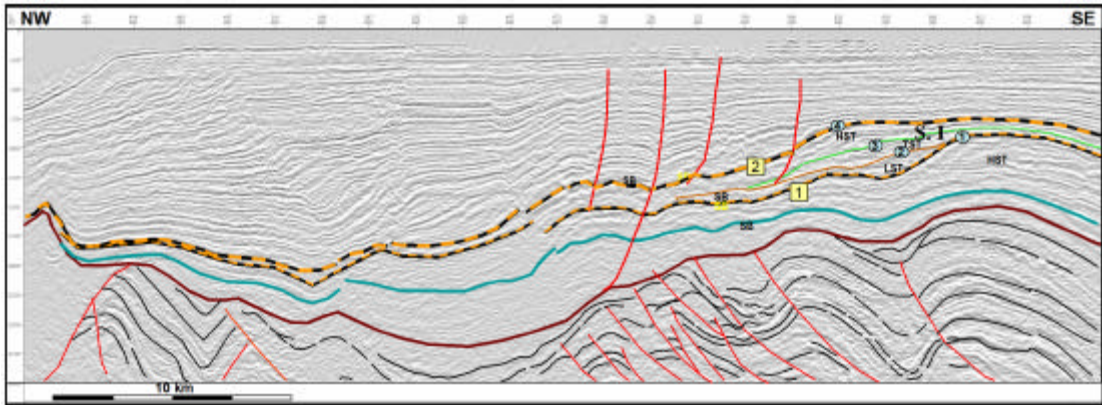


Figura VI.4.1. Sismosecuencia I.

Sismosecuencia II

Esta sismosecuencia se depositó durante el Plioceno Medio temprano, presenta características muy distintas a las otras sismosecuencias. Los *topsets* de la plataforma casi no existen, solo se distingue un reflector paralelo (HST/TST), mientras que los clinoformos del margen de la plataforma y el talud están bien desarrollados y se superponen sobre el cliniformo inmediato anterior, en una arquitectura esquemática de *downstepping* con progradación hacia la cuenca y *onlap* bidireccional (FRST) (Figura VI.4.2).

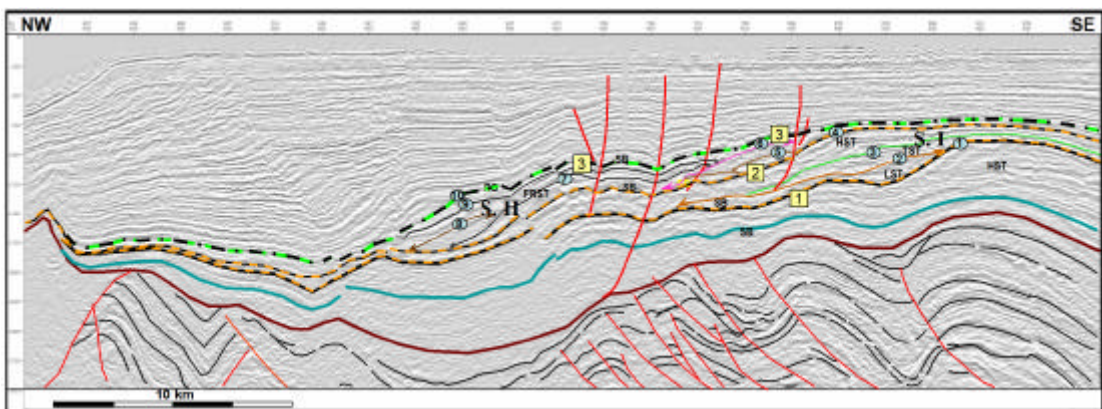


Figura VI.4.2.- Sismosecuencia II.

Sismosecuencia III

La Sismosecuencia III se depositó durante el Plioceno Medio tardío. Esta sismosecuencia muestra *systems tracts* bien desarrollados. Se observan los abanicos y la cuña progradante del descenso (LST), así como la arquitectura retrogradante del TST y paralela en el *topset* con un buen desarrollo de las facies paralelas y sigmoideas del HST. Esta secuencia es más agradante y menos progradante, lo que implica un mayor aporte de sedimentos y espacio de acomodamiento disponible en la plataforma debido a un aumento en el nivel relativo del mar (Figura VI.4.3).

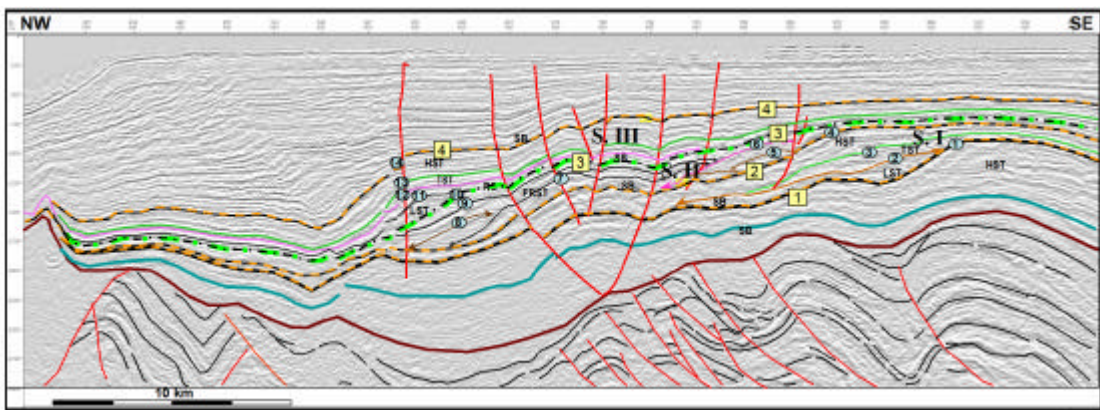


Figura VI.4.3. Sismosecuencia III.

Sismosecuencia IV

La sismosecuencia IV se depositó durante el Plioceno Superior temprano, en ella también se muestran los *systems tracts* bien desarrollados. El LST consiste de una cuña progradante con reflectores en *onlap* sobre el talud. El TST cubre a la cuña progradante con delgados reflectores paralelos y sigmoideos. El HST presenta delgados reflectores paralelos en la plataforma y gruesos cliniformos sigmoideos y oblicuos en el talud, estos a su vez, se vuelven paralelos y gruesos en el *bottomset*, por efecto de la subsidencia de la cuenca, lo que generó espacio de acomodamiento en ese lugar.

Esta sismosecuencia, a diferencia de la anterior, es más progradante y menos agradante; esto implica que continuó la alta tasa de aporte de sedimentos y el espacio de acomodamiento fue más reducido en la plataforma (Figura VI.4.4).

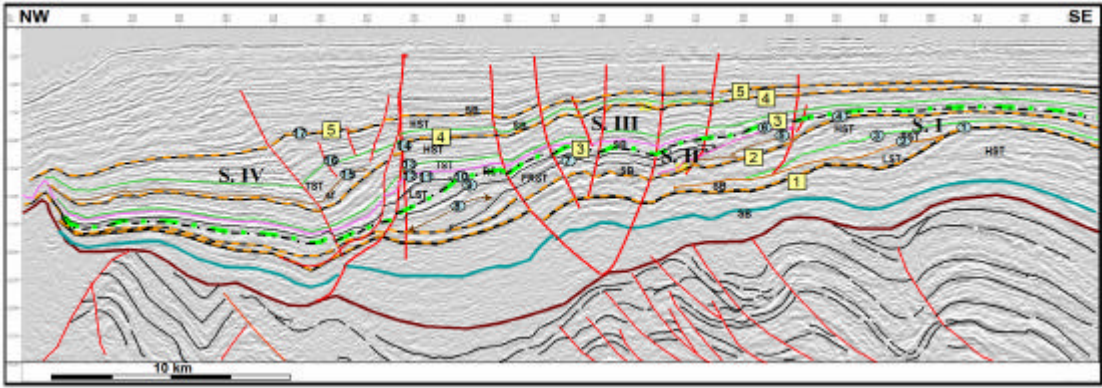


Figura VI.4.4. Sismosecuencia IV.

Sismosecuencia V

Esta sismosecuencia se depositó a finales del Plioceno Superior es la más delgada de toda la secuencia neógena aquí descrita. El *systems tract* de descenso esta representado por pequeños reflectores en *onlap* sobre el talud. Los clinoformos del margen de la plataforma y talud son muy suaves, la agradación y progradación son mínimas, por lo que es difícil diferenciar el TST del HST dado que ambos son muy delgados, probablemente por una baja tasa de aporte de sedimentos (Figura VI.4.5).

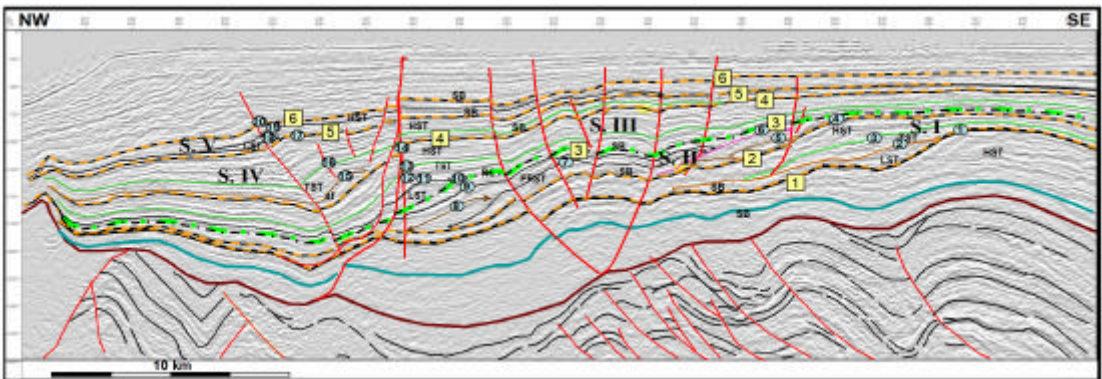


Figura VI.4.5. Sismosecuencia V.

Sismosecuencia VI

Esta sismosecuencia se depositó durante fines del Plioceno e inicios del Pleistoceno. Comparada con la secuencia anterior, muestra un mayor desarrollo de los *topsets* de la plataforma y de abanicos de piso de cuenca (LST). Sin embargo, los clinoformos del margen de la plataforma continúan muy suaves, casi paralelos. La arquitectura esquemática muestra mayor agradación que progradación lo que sugiere que durante el HST/TST hubo una tasa mayor de sedimentación y espacio de acomodamiento disponible (Figura VI.4.6).

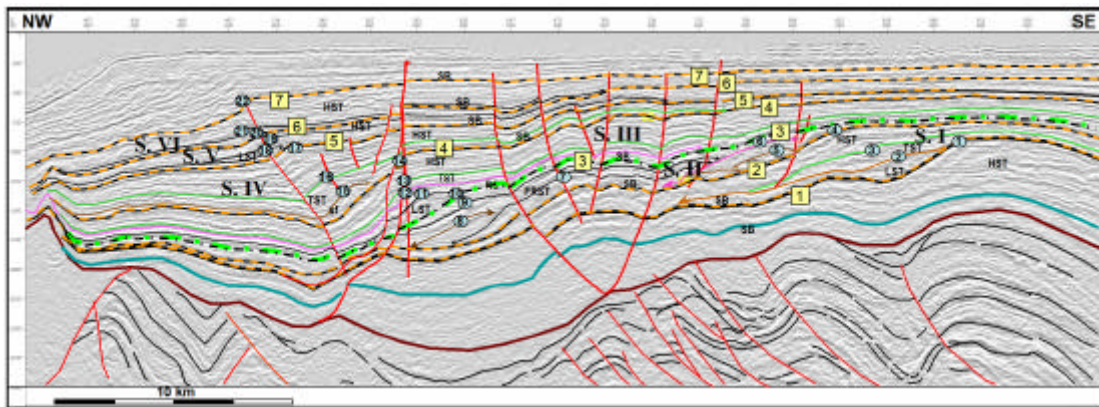


Figura VI.4.6. Sismosecuencia VI.

Sismosecuencia VII

Durante el Pleistoceno Tardío se depositó esta sismosecuencia, en la cual se observa mayor agradación y poca progradación. En la plataforma los *topsets* del HST y TST son paralelos y están bien desarrollados, en el margen de esta y el talud, los reflectores son clinoformos sigmoideos que muestran una mayor pendiente en el talud. En esta sismosecuencia el *systems tract* de descenso está representado por reflectores que cubren por *onlap* el límite superior de la secuencia anterior, lo cual indica el depósito de abanicos de talud (*sf*) y/o de piso de cuenca (Figura VI.4.7).

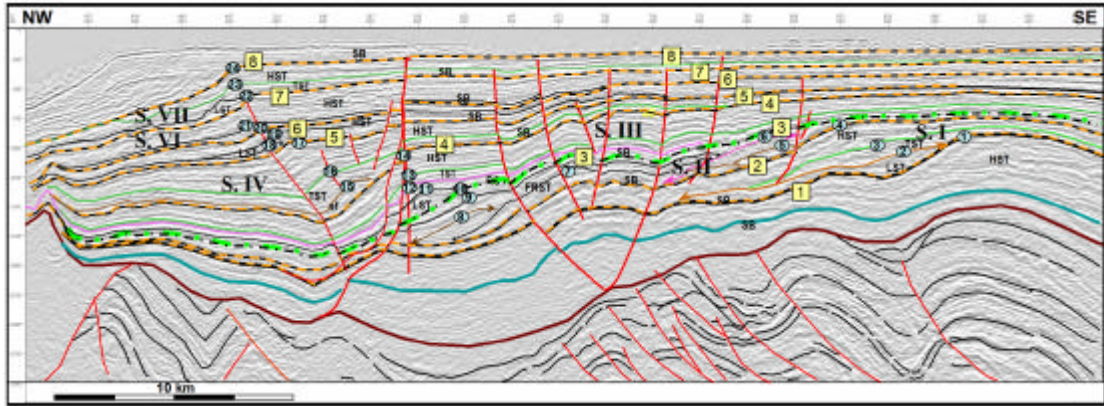


Figura VI.4.7.- Sismosecuencia VII.

Sismosecuencia VIII

Es la sismosecuencia final de la sucesión sedimentaria del Neógeno depositada del Pleistoceno Tardío al presente. En esta sismosecuencia se presenta un cuerpo de *systems tract* de descenso fuertemente progradante, sin agradación, compuesto por reflectores clinoformos oblicuos que indican alta energía y alta tasa de aporte de sedimentos, los cuales son depositados directamente sobre el talud y el piso de cuenca de la sismosecuencia anterior. Por tal razón, en esta etapa del descenso relativo del nivel del mar, la plataforma no acumula sedimentos, sino que solo permite el paso de estos hacia la cuenca (*bypass sedimentario*). Durante el TST se inicia la agradación del margen de la plataforma y del talud y disminuye la progradación. Este comportamiento continúa actualmente en el TST/HST (Figura VI.4.8).

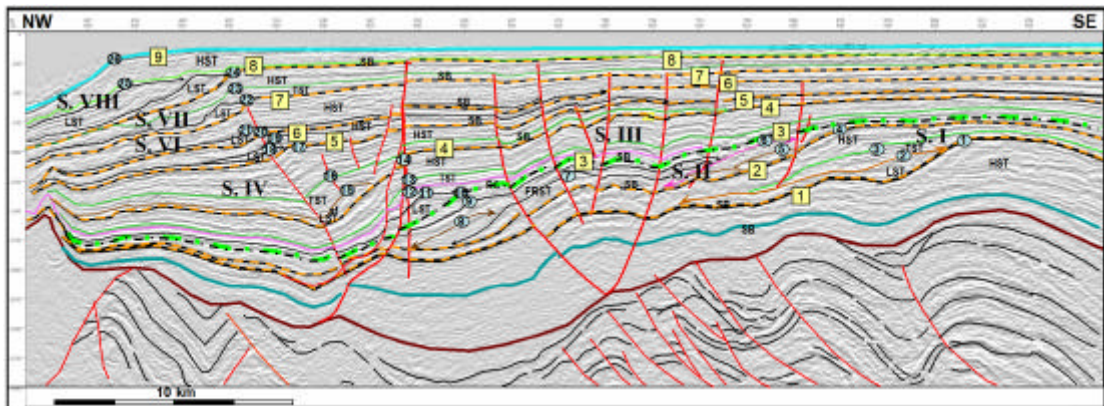
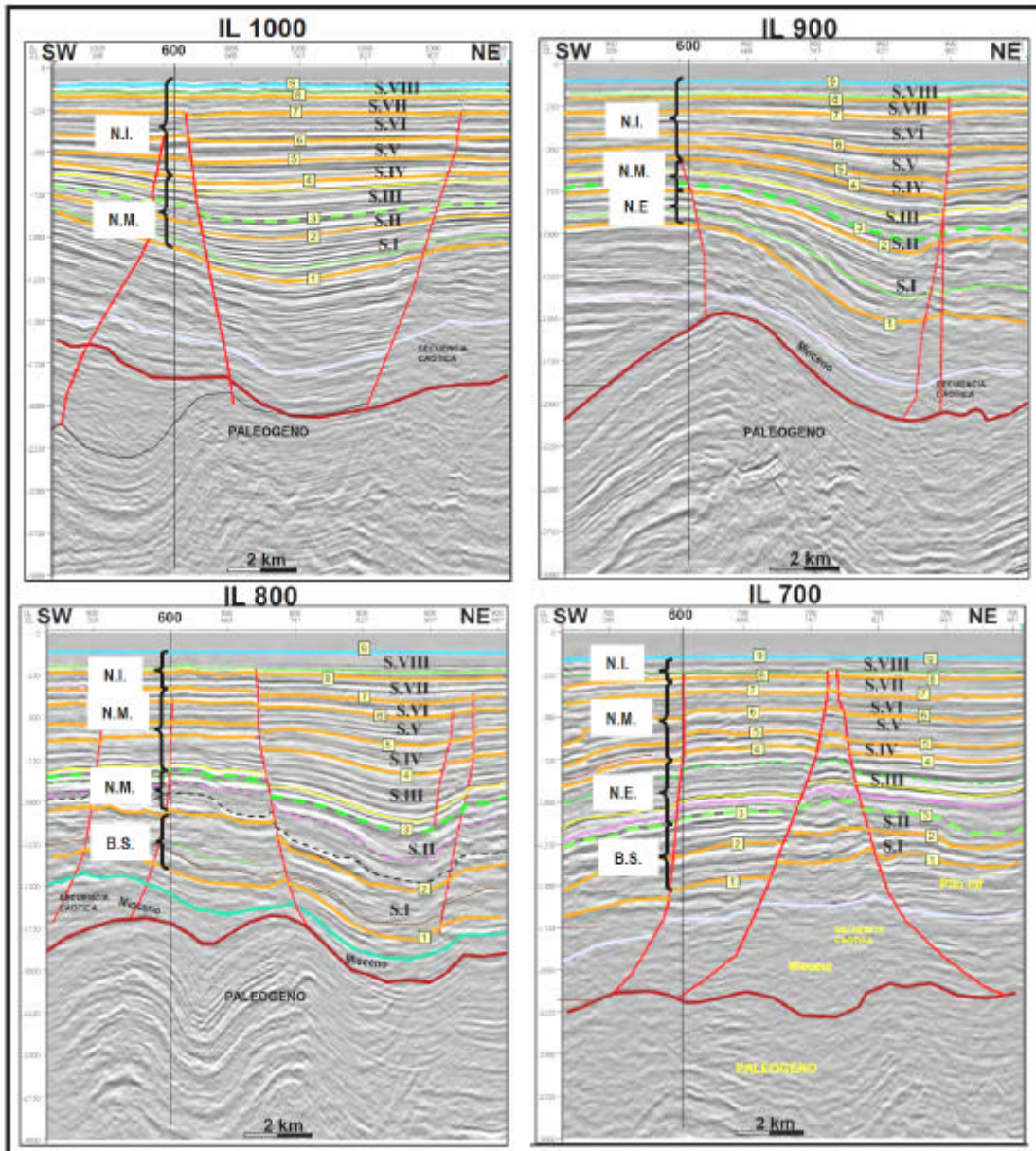


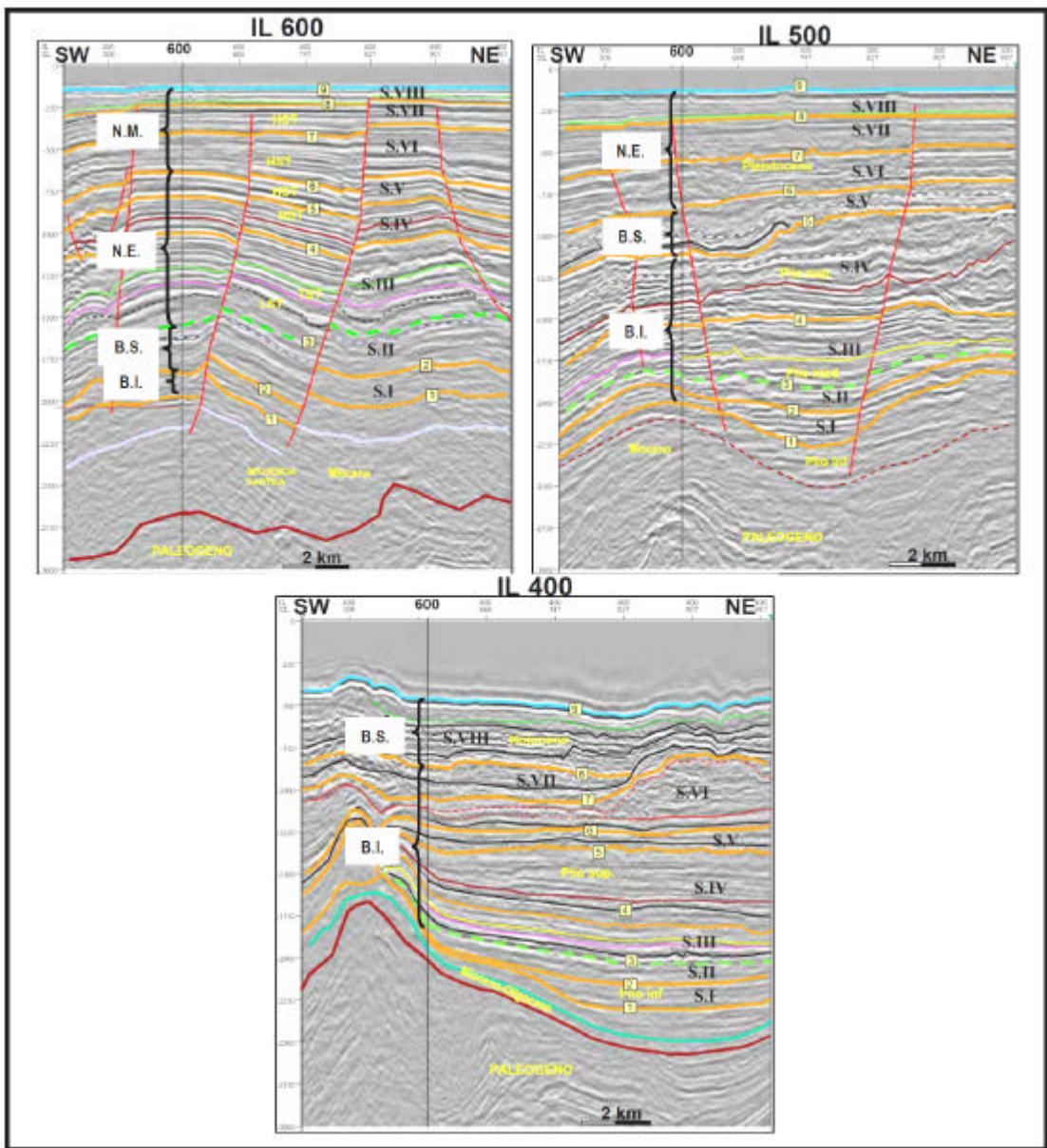
Figura VI.4.8.- Sismosecuencia VIII.

En las Figuras VI.4.9 y VI.4.10, se muestra la interpretación de las sismosecuencias en las líneas sísmicas siguientes: IL 1000, IL 900, IL 800, IL

700, IL 600, IL 500 e IL 400, a partir de la interpretación de la traza sísmica XL 600, así como la interpretación paleobatimétrica de estas.



Figuras VI.4.9. Interpretación de las Líneas (*Inlines*) IL 1000, IL 900, IL 800 e IL 700.



Figuras VI.4.10.- Interpretación de las Líneas (*Inlines*) IL 600, IL 50 e IL 400.

VII.- SISTEMA PETROLERO

El área marina de Campeche, ubicada costa afuera de los estados de Tabasco y Campeche, es la provincia petrolera más importante en México, ya que ha contribuido durante los últimos 20 años con alrededor del 70% de la producción diaria de aceite en nuestro país. En los últimos años se han realizado diversos estudios geoquímicos y modelados de cuencas, tanto a nivel regional (abarcando toda la Región Marina), así como en ciertas áreas específicas dentro de ellas. A continuación se resumen algunas conclusiones con respecto a los elementos del sistema petrolero, de los estudios “Sistemas Petroleros Tunich-Chilam” (PEMEX, 2004), “Los Subsistemas Generadores de Hidrocarburos del Área Marina de Campeche, México” (PEMEX, 2001) y “Modelados de prospectos 3D” (PEMEX, 1999)

Rocas Generadoras

La integración e interpretación de la información geoquímica de pozos ubicados en y alrededor del área de estudio indican que las rocas generadoras del Tithoniano son las más importantes. Estas han aportado más del 90% de las reservas probadas y de la producción acumulada de hidrocarburos, debido a que corresponden a sedimentos arcillo-calcáreos ricos en materia orgánica del tipo II. Estas facies, presentan los más altos valores de carga potencial, expresada a través del Índice del Potencial Generador, además de que se encuentran distribuidas en la mayor parte del área estudiada (Figura VII.1 y 2). El kerógeno tipo II predominante en las rocas del Tithoniano, su nivel de madurez de incipiente a moderado, así como los resultados de la exploración geoquímica del fondo marino, sugieren que en el área de estudio se espera encontrar aceite pesado y gas principalmente (Figura VII.3).

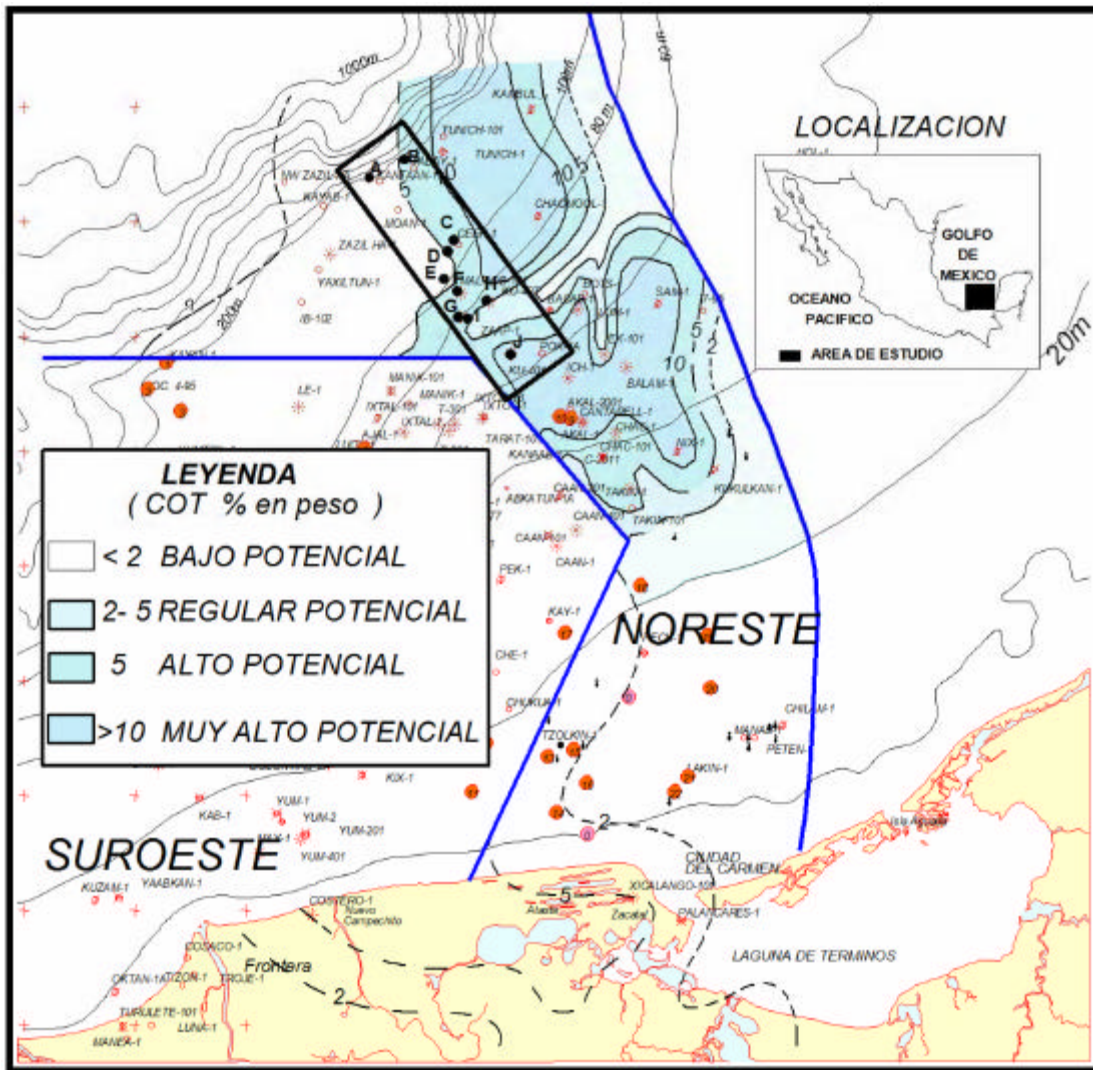


Figura VII.1. Potencial Generador (S2) en facies del Tithoniano. Modificada de Pemex (2003)

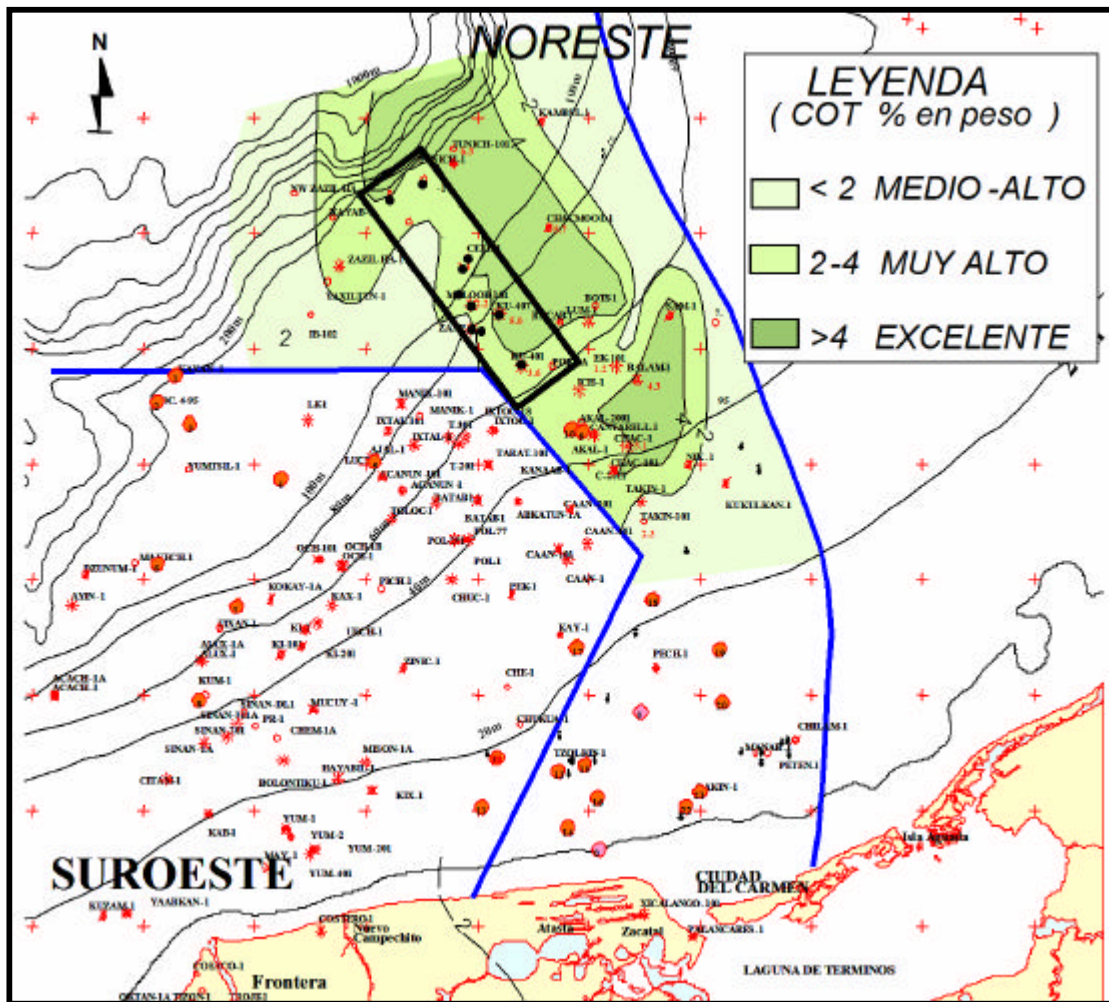


Figura VII.2. Riqueza orgánica (COT) en facies del Tithoniano. Modificada de Pemex (2003)

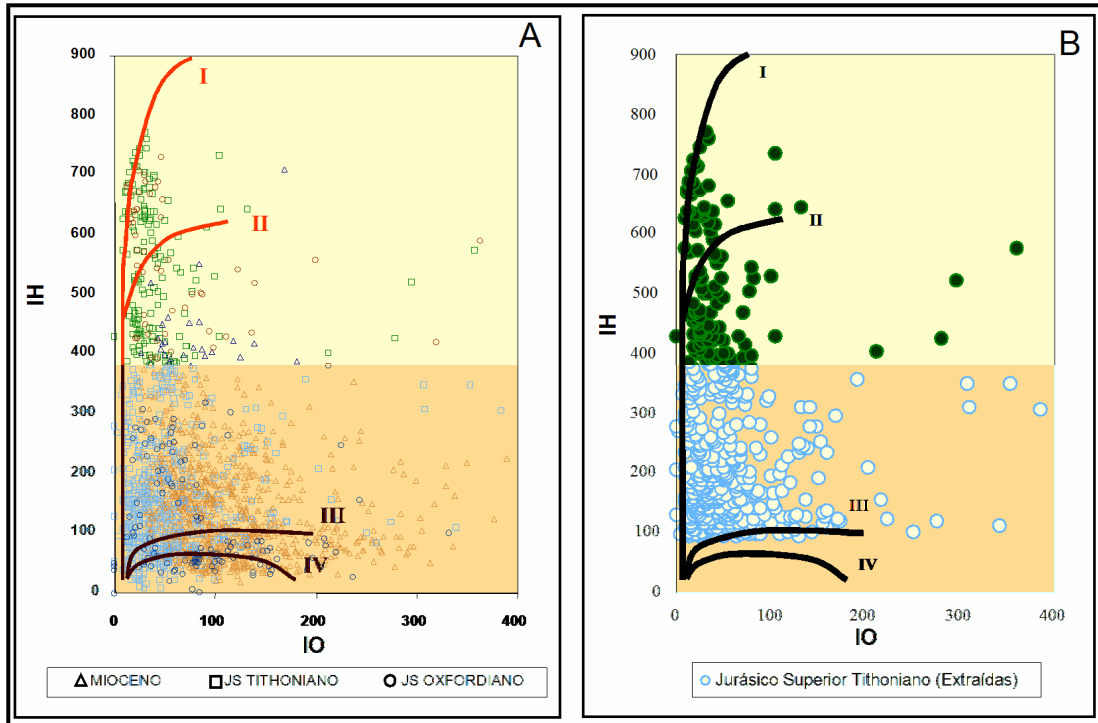


Figura VII.3. A) Diagrama de Van Krevelen Modificado que muestra los tipos de kerógeno de las rocas del Oxfordiano, Tithoniano y Mioceno. B) Diagrama con los tipos de kerógeno solo de las rocas del Tithoniano. Modificada de Pemex (2003)

Es muy probable el hallazgo de yacimientos de aceite y gas en horizontes del Neógeno en el área de estudio. Mediante correlaciones roca-aceite se ha establecido que hidrocarburos generados por las rocas del Tithoniano han alcanzado a impregnar los horizontes del Mioceno y los sedimentos de fondo en el área estudiada y han cargado a arenas del Mioceno y Plioceno en áreas vecinas (Figura VII.4).

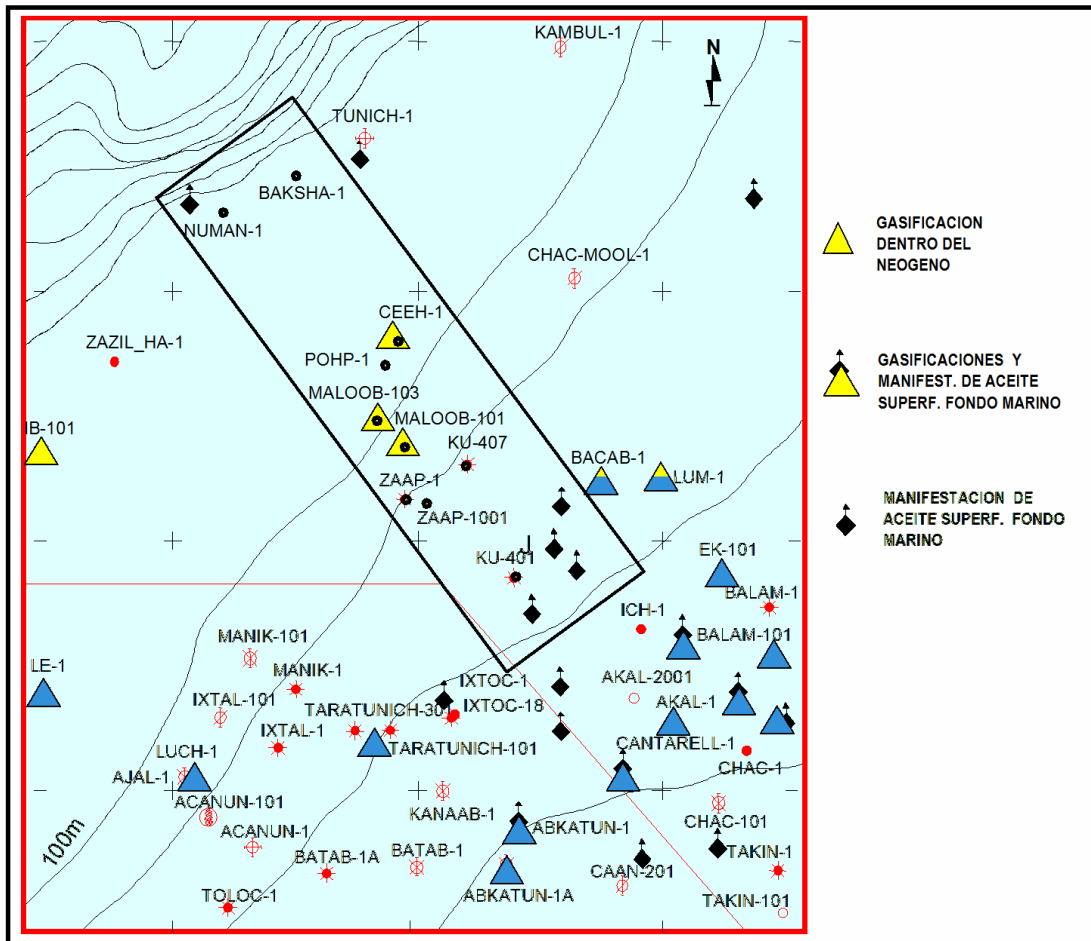


Figura VII.4. Gasificaciones de pozos y manifestaciones del fondo marino del Neógeno y Recientes. Modificado de Pemex (2003)

Roca Almacén

El nivel inferior de rocas almacenadoras en la columna neógena está representado por delgados cuerpos de arenas siliciclásticas y carbonatadas de grano fino a medio, intercalados con lutitas depositados durante el Mioceno Inferior, Medio y Superior en ambientes que incluyen desde el talud inferior hasta la plataforma media. Los espesores totales de las arenas varían de 60 a 280 m. y las porosidades de 27 a 37%. El nivel superior de rocas almacenadoras está constituido por delgados cuerpos de arenas carbonatadas y siliciclásticas de grano fino a medio intercalados con lutitas del Plioceno. Todos estos sedimentos fueron depositados en ambientes que van desde el talud superior hasta la

plataforma interna. Los espesores que se estimaron para los cuerpos de arenas varían de 20 a 400 m y las porosidades del orden de 32 a 40% (Figura VII.5).

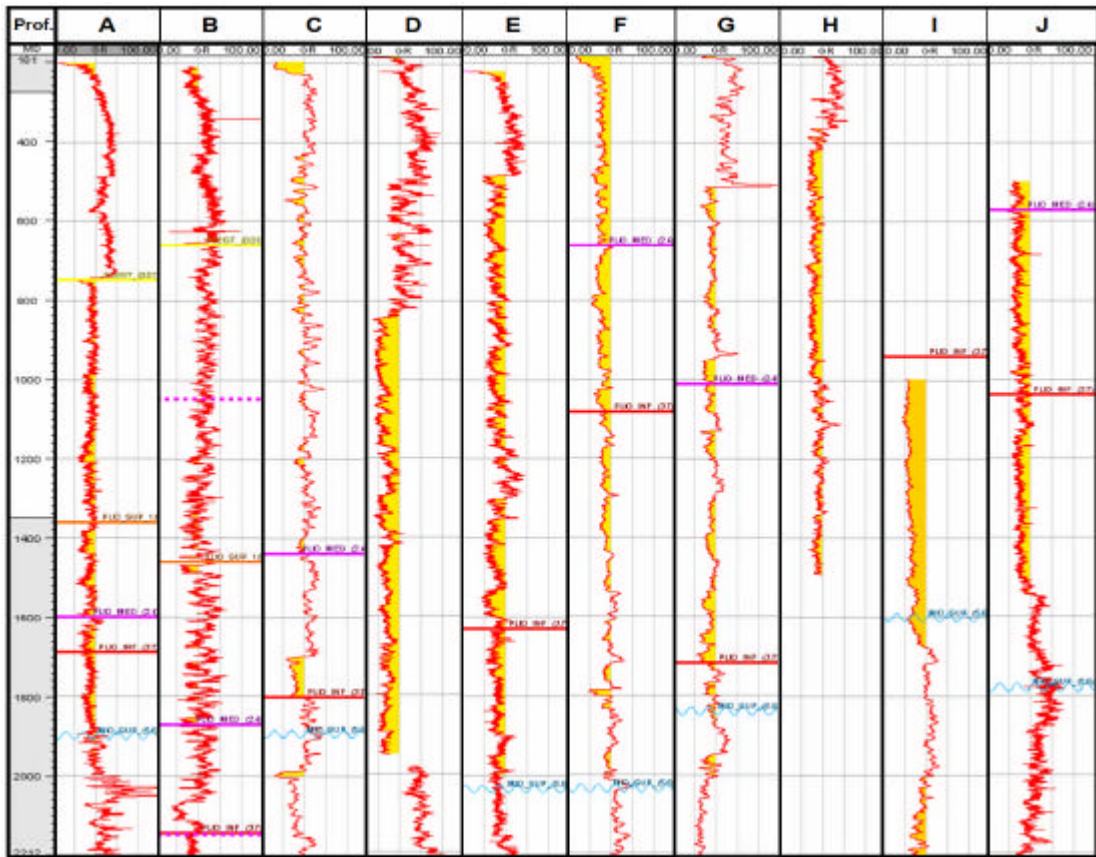


Figura VII.5. Registros de rayos gamma de los pozos del área de estudio que muestran los probables cuerpos de arenas neógenas en amarillo. La escala es de 0 a 100° API y el valor de corte en la curva es de 40° API.

Trampa y Sello

La distribución de las rocas sello del área es regional y están representadas por lutitas calcáreas, lutitas ligeramente arenosas y limolíticas, depositadas en paleo batimetrías distribuidas desde el batial inferior hasta transicional durante el Mioceno y Plio-Pleistoceno y cuyos espesores van desde los 400 hasta los 5100 m aproximadamente. De la interpretación sísmica de los horizontes del Plioceno y Mioceno, se establece que los tipos de trampa visualizados en orden de importancia son estratigráficos, estructurales y combinados. Estas pueden ser

posibles acuíferos contra el talud en zonas de progradaciones y trampas estructurales tipo *roll-over*.

Migración de Hidrocarburos y Sincronía

El tipo de migración en las zonas con alto fracturamiento y fallamiento tiene un carácter principalmente vertical de alta impedancia; mientras que hacia los límites con la Plataforma de Yucatán en donde el nivel de deformación y dislocación de la columna sedimentaria disminuye se incrementa la componente horizontal de la migración. La sincronía de los diferentes elementos y procesos del Sistema Petrolero del Tithoniano-Neógeno resulta favorable toda vez que las rocas generadoras son mucho más antiguas que las almacenadoras y que la formación de las trampas ocurre antes y durante la expulsión de los hidrocarburos.

De acuerdo a un Modelado de cuencas en 3D con el software Temis-3D (PEMEX 1999), la relación de transformación de las rocas del Tithoniano indica madurez moderada a alta en los bajos estructurales, mientras que en las cresta de las estructuras indica inmadurez. Por lo que se considera que las rocas generadoras maduras que cargan las áreas de drenaje de las posibles trampas, corresponden a las rocas del Tithoniano, aunque no se descarta una posible aportación de las rocas del Oxfordiano. Asimismo, este modelado indica que la migración primaria (expulsión) de los hidrocarburos en el área de estudio, inició hace 5 millones de años y continúa hasta el presente. También se interpretan saturaciones importantes de hidrocarburos para algunas estructuras y trampas aledañas, con la posibilidad de desmigraciones de hidrocarburos a través de las rocas arcillo-calcáreas desde algunas trampas o yacimientos cretácicos y terciarios hacia horizontes almacenadores del Neógeno (arenas del Plioceno Medio).

Finalmente, la sincronía con la formación de las trampas durante el Mioceno Superior y Neógeno (arenas del Plioceno Medio) es favorable (Figura VII.7).

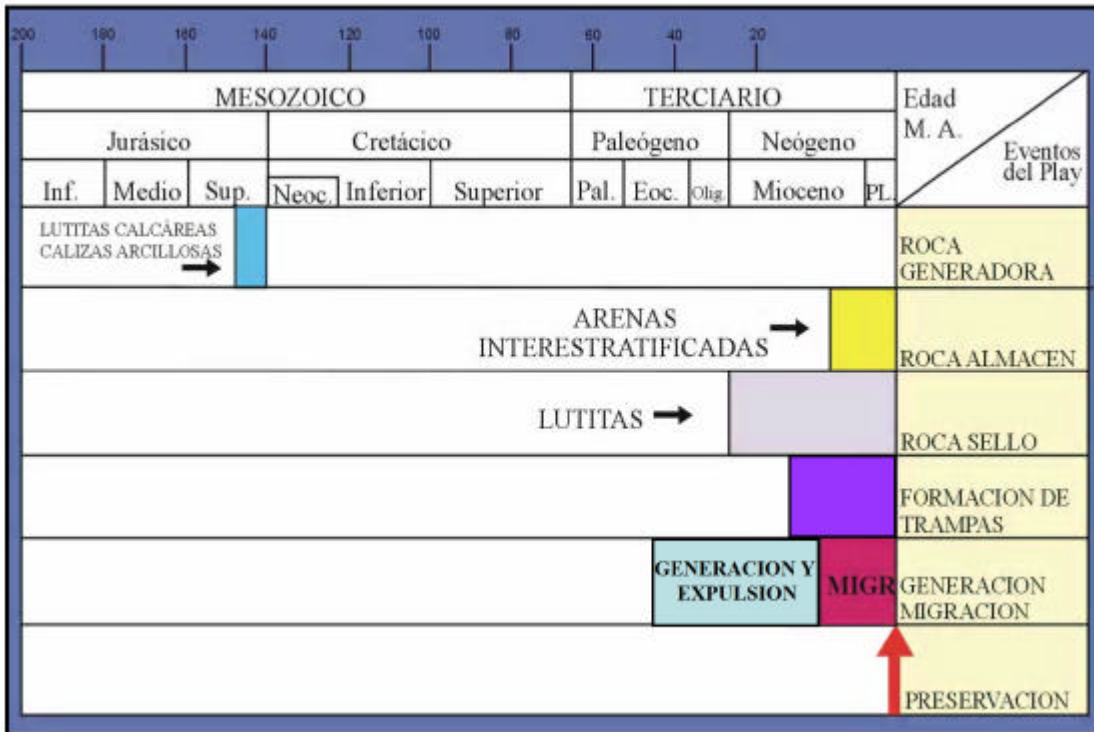


Figura VII.6. Diagrama de eventos del Play Tithoniano-Neógeno (Pemex, 2003).

VIII.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Modelo Sedimentario de las Sismosecuencias

Un criterio útil para analizar las secuencias sedimentarias, es considerar la evolución del espacio de acomodamiento (Jervey, 1988) y la velocidad con que éste se genera o su “tasa de sedimentación”. El espacio de acomodamiento es el espacio disponible para albergar sedimentos y básicamente depende de la interrelación entre subsidencia y eustasia. La tasa de sedimentación controla cuánto sedimento y cómo éste rellena el espacio de acomodamiento disponible.

En la plataforma, los depósitos iniciales del LST están ausentes debido a que el límite de secuencia tipo 1 implica la migración del depósito de sedimentos hacia zonas de cuenca profunda, desconectando los depósitos del LST de los depósitos transgresivos y de HST. Las discordancias de tipo 1 están relacionados con la incisión fluvial de valles en la plataforma. Estos sistemas de valles se comportaron como zonas de *bypass*, llevando sedimentos desde la plataforma hasta los sectores profundos de la cuenca y permitiendo el desarrollo de rellenos de canal multi-episódicos o cíclicos que demuestran que estos cortes permanecieron abiertos y activos durante lapsos muy largos de tiempo.

El LST culmina con una superficie de inundación que lo separa del TST suprayacente y expresa un cambio a condiciones de mayor espacio de acomodamiento que de aporte de sedimentos. Estas condiciones se reflejan en el arreglo retrogradante de los apilamientos de parasecuencias del TST, cuyos depósitos son delgados o condensados, debido a la retención de sedimentos en la plataforma. Por tal motivo los depósitos en los TST son más delgados y más finos que los del LST.

Los depósitos del TST presentan un arreglo agradante y luego retrogradante debido a que el espacio es mucho mayor que el aporte. Posteriormente cuando los sistemas se estabilizan y el ascenso relativo del nivel del mar se desacelera, comienza la progradación de los apilamientos de parasecuencias típicos de HST y controlados por un aporte que excede al espacio de acomodación.

La Sismosecuencia I, depositada durante el Plioceno inferior temprano, es una típica secuencia Tipo 1, dado que los sedimentos del LST se depositaron por debajo del quiebre de la plataforma continental. Esta sismosecuencia presenta una mayor distribución de facies de cuenca, así como un borde de plataforma progradante y ligeramente agradante, lo cual indica que el espacio de acomodamiento fue reducido, con una tasa alta de aporte de sedimentos.

En los inicios del Plioceno medio (3.2 ma), la Secuencia-II se depositó completa y concordante sobre el límite superior de la Secuencia-I, sin embargo, mediante el análisis sismoestratigráfico del carácter de los reflectores y las arquitecturas estratigráficas esquemáticas se interpreta lo siguiente. Debido a un descenso abrupto del nivel relativo del mar, representado por una progradación del borde de plataforma hacia la cuenca y hacia abajo (*downstepping*), la falta de los *topsets* de los *systems tracts* previamente depositados en la plataforma, y los reflectores que terminan en *onlap* sobre el talud en dirección a la costa (*onlap* costero), se deduce que durante el Plioceno medio ocurrió una “regresión forzada”.

La siguiente secuencia de imágenes es una comparación de la representación esquemática del efecto del descenso relativo del nivel del mar en un margen de plataforma, de Posamentier *et al.* (1992), con la interpretación de la Sismosecuencia II, (Figuras VIII.1 y VIII.2).

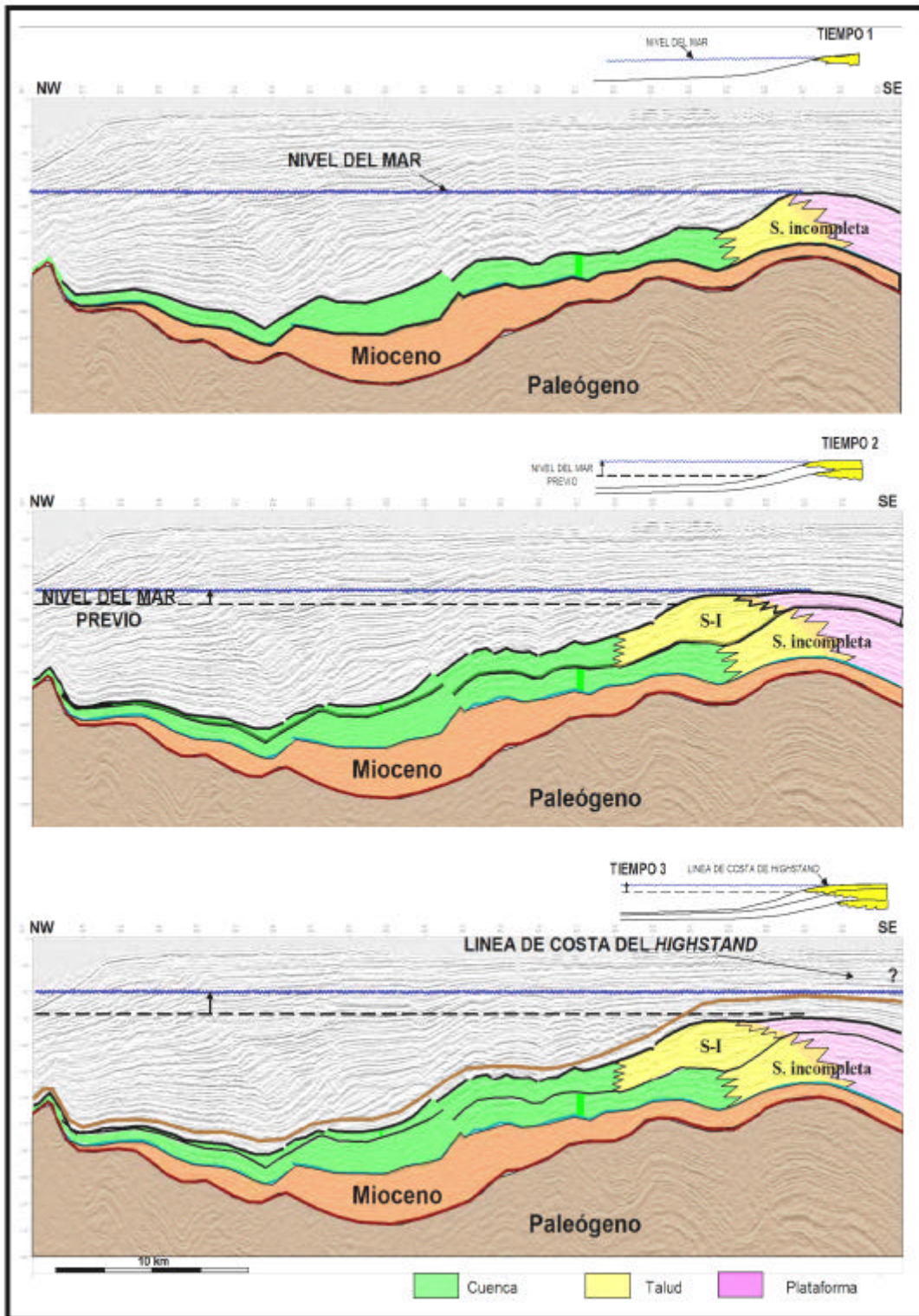


Figura VIII.1. Comparación de la Sismo-secuencia II, tiempos 1 al 3, con el modelo de “regresión forzada” de Posamentier *et al.* (1990).

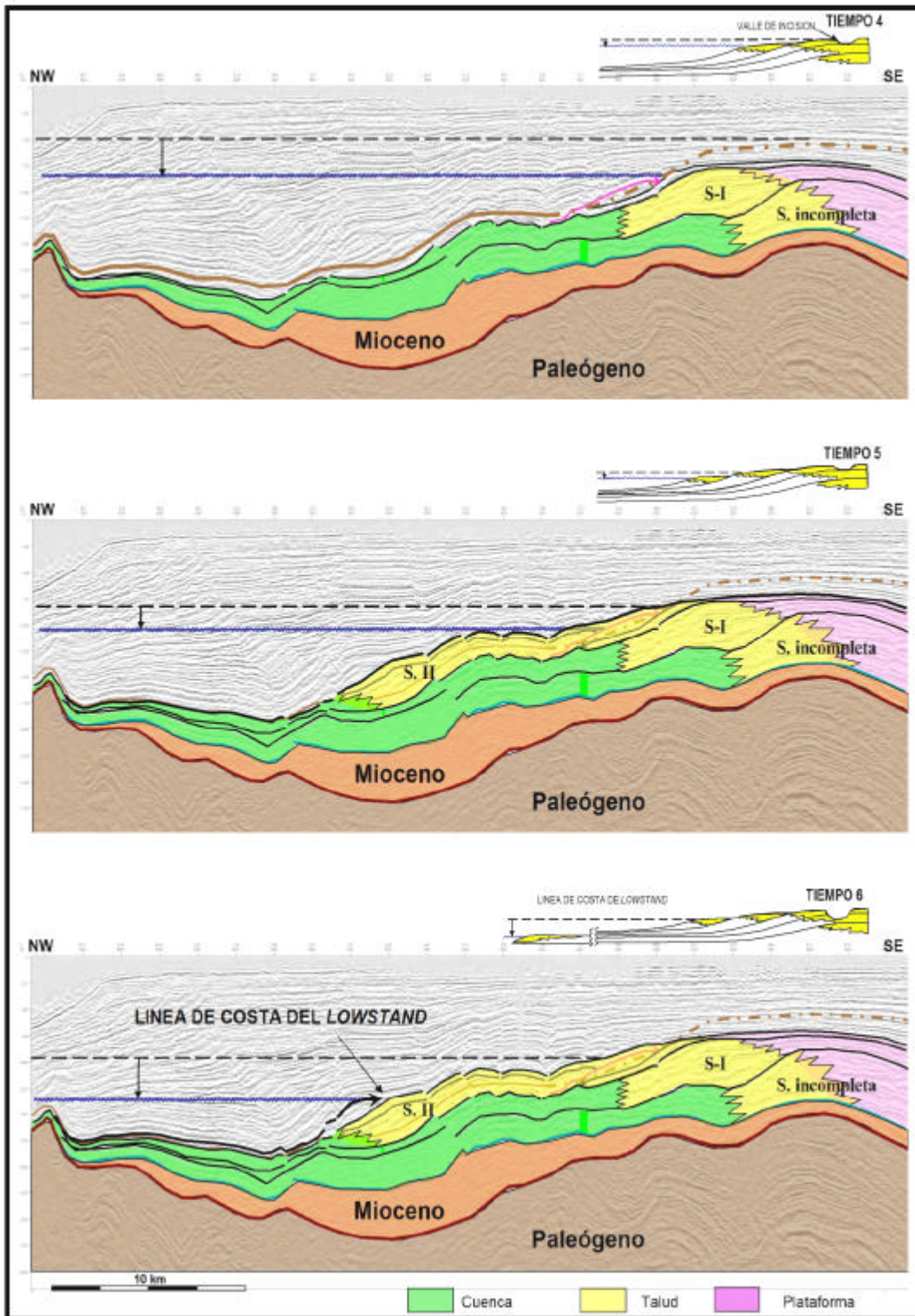


Figura VIII.2. Comparación de la Sismo-secuencia II, tiempos 4 al 6, con el modelo de “regresión forzada” de Posamentier *et al.* (1990).

Los tiempos 1 al 3 representan la etapa del depósito del *HST* de la Sismosecuencia II. La regresión forzada inicia entre los tiempos 3 y 4 y continúa lentamente hasta que la pendiente abrupta de la zona de rompiente (*shoreface*) previa, queda expuesta totalmente por el descenso relativo del nivel del mar entre los tiempos 5 y 6. Durante los tiempos 4 al 6 se erosionaron los *topsets* del HST/TST. Después del tiempo 6, el continuo descenso del nivel relativo del mar resulta en una rápida regresión forzada, al tiempo que queda expuesto el piso marino de baja pendiente. Las regresiones forzadas provocan el traslado abrupto de facies de aguas someras y costeras hacia la cuenca a través de una superficie discordante (Figura VIII.3).

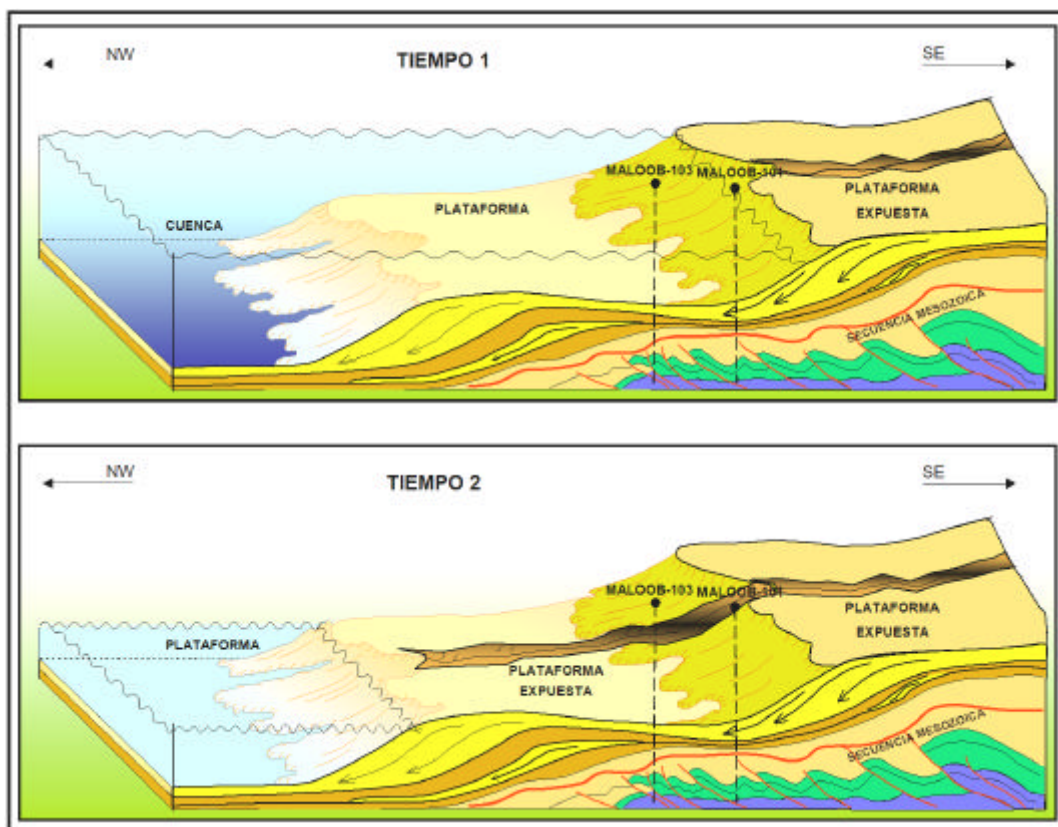


Figura VIII.3.- Modelo sedimentario del Plioceno medio (Modificado de Ruiz-Morales, comunicación personal).

Posteriormente, la Sismosecuencia III inicia con una cuña de LST con *onlap* sobre el talud. Para el HST/TST muestra una fuerte agradación en el patrón de apilamiento y muy ligera progradación, indicando una tasa muy alta del aporte

de sedimentos y un aumento relativo del nivel del mar, lo cual generó espacio de acomodamiento suficiente para la conservación de las facies de plataforma, talud y cuenca. A este aumento del espacio de acomodamiento contribuye también el descenso del bloque del talud por efecto de una falla de crecimiento.

Para la Sismosecuencia IV, se puede deducir que el aporte de sedimentos continuó siendo alto y el nivel relativo del mar descendió, de tal manera que las facies de plataforma son delgadas, sin agradación por ser esta una zona de paso de sedimentos (*bypass*), mientras que el margen de la plataforma y el talud progradan hacia la cuenca. Sobre esta sismosecuencia se depositó la Sismosecuencia V, la cual es delgada y con un espesor uniforme en las facies de plataforma, talud y cuenca, lo que se puede interpretar como un aumento relativo en el nivel del mar y una tasa baja de aporte de sedimentos.

La Sismosecuencia VI se interpreta en un inicio con un descenso relativo del nivel del mar que provocó el depósito del LST más allá del margen de plataforma y posteriormente un aumento relativo del nivel del mar, con agradación y ligera progradación. El mismo patrón siguió la Sismosecuencia VII, depositada durante el Pleistoceno, en la que sí es posible distinguir el patrón retrogradante del TST, seguido de depósitos agradantes del HST.

En la Sismosecuencia VIII es posible distinguir las facies de plataforma, talud y cuenca. Los depósitos iniciales del LST de esta sismosecuencia están representados por potentes abanicos de talud fuertemente progradantes y sobrepuestos (*onlap*) en el talud de la sismosecuencia anterior. En Gutierrez-Estrada *et al.* (2003), se hace mención que durante el periodo glacial del Wisconsin tardío iniciado hace 18,000 años, el nivel eustático del mar descendió aproximadamente 140 m, aproximadamente; a partir de ese nivel el mar ascendió hasta alcanzar su posición actual hace 6,000-5,000 años (verTabla V.1.1).

A partir del Holoceno tardío (6000-5000 años a.P.), la planicie costera del sureste de México progradó del sur-sureste al nor-noroeste hacia el Golfo de México, con el depósito sucesivo de sedimentos fluvio-deltaicos, a razón de 6 a 10 metros por año (Aguayo *et al.* 1999 *en* Gutierrez-Estrada *et al.*, 2003).

IX.- CONCLUSIONES

Basado en el resultado del análisis de la información disponible y de su interpretación, se concluye lo siguiente:

1. En la secuencia del Neógeno, el estilo estructural predominante se caracteriza por un sistema de fallas normales orientadas sensiblemente NNE-SSW, con caída hacia el NW, acompañado de una serie de fallas antitéticas. Las fallas más importantes de este sistema descansan sobre sedimentos del Paleógeno, probablemente en la zona de despegue formada por una discordancia regional de edad Oligoceno.

2. Se identificaron y correlacionaron en las secciones sísmicas, ocho sismosecuencias, asociándolas con los ambientes de depósito respectivos, los cuales varían de nerítico interno a batial inferior; desde el Plioceno Inferior al Reciente. Seis de estas sismosecuencias están completas, ya que es posible distinguir los LST y TST/HST.

3. Debido a un descenso abrupto del nivel relativo del mar, la falta de los *topsets* del TST/HST previamente depositados en la plataforma y los reflectores que terminan en *onlap* sobre el talud en dirección a la costa (*onlap* costero), se deduce que durante el Plioceno medio ocurrió una “regresión forzada”.

4. Mediante el análisis sismoestratigráfico y de secuencias sedimentarias, fue importante considerar la evolución del espacio de acomodamiento y la velocidad con que éste se genera, así como las arquitecturas estratigráficas desarrolladas a partir de la interrelación entre subsidencia, eustasia y la tasa de sedimentación.

5. En el área de estudio se encuentran todos los elementos del Sistema Petrolero, siendo los sedimentos arenosos del LST del Plioceno medio a los que probablemente les favoreció la sincronía de la migración y expulsión de los hidrocarburos generados en las rocas del Tithoniano, con la formación de las trampas durante el Mioceno Superior y Neógeno.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Tolson, G., (Editores), 2004. *Léxico Geológico Mexicano*, Sociedad Geológica Mexicana, 130 p.

Ángeles-Aquino, J.F., 1985, (reedición en 2003). *Monografía Petrolera de la Zona Marina*, Pemex Exploración y Producción. Inédito

Ángeles-Aquino, J.F., 1995. *Bosquejo Geológico de la Sonda de Campeche*. Pemex Exploración y Producción. Inédito.

Ángeles-A., J.F., Reyes-N, J., Quezada-M., and Meneses, J.,1994, Tectonic evolution, structural styles and oil habitat in Campeche Sound, México: *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, v. 44, p. 53–62.

Bertram, G.T., Milton, N.J., 1996. *Seismic Stratigraphy*, in *Sequence Stratigraphy*, D. Emery y K. Myers editors. Blackwell Science, Oxford, p. 45-60

Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge Earth Science Series, 1032 p.

Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. *Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins*. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. *American Association Petroleum Geologist* Ed. By Charles E. Payton. Memoir 26. p. 213-248.

Brown, L.F., Fisher, W.L., 1979. *Principles of Seismic Stratigraphic Interpretation; Interpretation of Depositional Systems and Lithofacies from Seismic Data*. Austin, Texas. 125 pp.

Catuneanu, O. 2002. *Sequence Stratigraphy of Clastic Systems: Concepts, Merits and Pitfalls*. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, p. 1-43.

Cruz-Mercado, M.A., Villanueva-González, L.L., 2000. Análogos de Facies Sísmicas en Depósitos Siliciclásticos del Neógeno en Aguas Profundas, Sonda de Campeche, México. Informe de Pemex Exploración y Producción, RMSO. Inédito.

Dobrin, Milton B., 1977. Seismic Exploration for Stratigraphic Traps, *in* Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, AMGP, Memoir 26, Pages 329 - 351,

Emery, D., Myers, K.J., 1997, *Sequence Stratigraphy*; Blackwell Science, Oxford, 297 pp.

Ghosh, S.K., 2004. Apuntes del Curso: Análisis Secuencial en Registros de Pozos, Núcleos y Afloramientos, 141 pp., Inédito.

González-Posadas, J.F., 2004. Evolución Geológica Durante el Cenozoico en el Área Chiapas-Tabasco, Cuenca del Sureste, México. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Gutierrez-Estrada, M.A., Aguayo-Camargo, J.E., Araujo-Mendieta, J., 2003. Morfobatimetría y textura de los sedimentos de las provincias Banco de Campeche y Bahía de Campeche, suroeste del Golfo de México, *en* Agustín Ayala Castañares: universitario, impulsor de la investigación científica (L.A. Soto, Ed.) Inst. de Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. Mexico: (189-208)

Jervey, M. T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. A. Ross, H. W. Posamentier, J. C. Van Wagoner, and C. G. St. C. Kendall, eds., *Sea-level changes: an integrated approach*: SEPM Special Publication No. 42, p. 47-69.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Sangree, J.B., 1977, *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflections Patterns in Depositional Sequences*: *in* Payton, C.E., ed., *Seismic*

Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AMGP, Memoir 26, p. 117-133.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., 1977b, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedures: *in* Payton, C.E., ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AMGP, Memoir 26, p. 135-143.

Myers, K.J. and N.J. Milton, 1996. Concepts and Principles of Sequence Stratigraphic. *in Sequence Stratigraphy*. Edited by Dominic Emery and Keith Myers. Blackwell Science, Oxford. p. 11-41.

Oviedo-Pérez, A.E., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste. Tesis de Maestría. DEPMI-UNAM.

PEMEX, 1989. Informe Final del Pozo Ceeh-1. Gerencia de Exploración, Región Marina. Inédito.

PEMEX, 1990. Informe Final del Pozo Zaap-1. Gerencia de Exploración, Región Marina. Inédito.

PEMEX, 1992a. Informe Final del Pozo Ku-401. Gerencia de Exploración, Región Marina. Inédito.

PEMEX, 1992b. Informe Final del Pozo Maloob-101. Gerencia de Exploración, Región Marina. Inédito.

PEMEX, 1993. Informe Final del Pozo Maloob-103. Gerencia de Exploración, Región Marina. Inédito.

PEMEX y British Petroleum, 1994. Proyecto Marbella. Inédito

PEMEX, 1999. Informe Final Modelado de cuencas en 3D con el software Temis-3D, (Incorporación de Reservas de Exploración, RMNE, Inédito.

PEMEX, 2001. "Los Subsistemas Generadores de Hidrocarburos del Área Marina de Campeche, México", Inédito.

PEMEX, 2003. Informe Final Localización "Xotol-1". Coordinación de Evaluación del Potencial, Proyectos de Exploración, RMNE, Inédito.

PEMEX, 2004. Sistemas Petroleros Tunich-Chilam. Coordinación de Evaluación del Potencial, Proyectos de Exploración, RMNE, Inédito.

PEMEX, 2005. Las Reservas de Hidrocarburos de México, Evaluación al 1 de enero de 2005,

Posamentier, Henry W., Allen, George P., James, David P., and Michel Tesson, 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance: AAPG Bulletin, v. 76, no. 11, November, p. 1687-1709.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy-Concepts and Applications: in Dalrymple R.W. ed. SEPM Special Publications Concepts in Sedimentology and Paleontology #7, 210 pp.

Rocha-Mello, M., Canipa, N., Escudero, M., 2001. Geochemical Characterization of Natural Gas and its use in Petroleum systems Evaluation of Mexican Sedimentary Basins.

Romero-Peñaloza, R., 2003, Geometría del Fracturamiento y Procesos Diagenéticos que Condicionan las Propiedades Petrofísicas de la Brecha Calcárea en el Campo Cantarell. Tesis de Maestría. DEPMI-UNAM.

Sánchez-Montes de Oca, R. 1978. Geología petrolera de la Sierra de Chiapas, IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Distritos de Exploración, Zona Sur, Libreto-Guía, 57 pp.

Santiago A., J., Carrillo B., J. y Martell A., B., 1984, Geología Petrolera de México: en Marmissolle-Deguerre, D., et al., etc., Evaluación de Formaciones en México: Petróleos Mexicanos y Schlumberger Offshore Services, 181 p.

Sturrock, S.J., 1996, Sequence Stratigraphy Tools: Biostratigraphy, *in* Sequence Stratigraphy, edited by Emery, D., and Myers, K., Blackwell Science, Oxford, p. 89-107.

UK Earth Science Courseware Consortium (UKESCC), 2000, Courseware Demonstration CD-ROM.

Vail, P.R., Todd, R.G. and Sangree, J.B., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 5: Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: *in* Payton, C.E., ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AMGP, Memoir 26, p. 99-116.

Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure, *in* Bally, A.W., ed., Atlas of Seismic Stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 27, p. 1-10.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., and Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, *in* Wilgus, C.K., et al., eds., Sea-level changes: An integrated approach: Society of Economic Petrologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 39–45.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time Facies. AAPG Methods in Exploration Series, v. 7, 55 pp.

ANEXOS

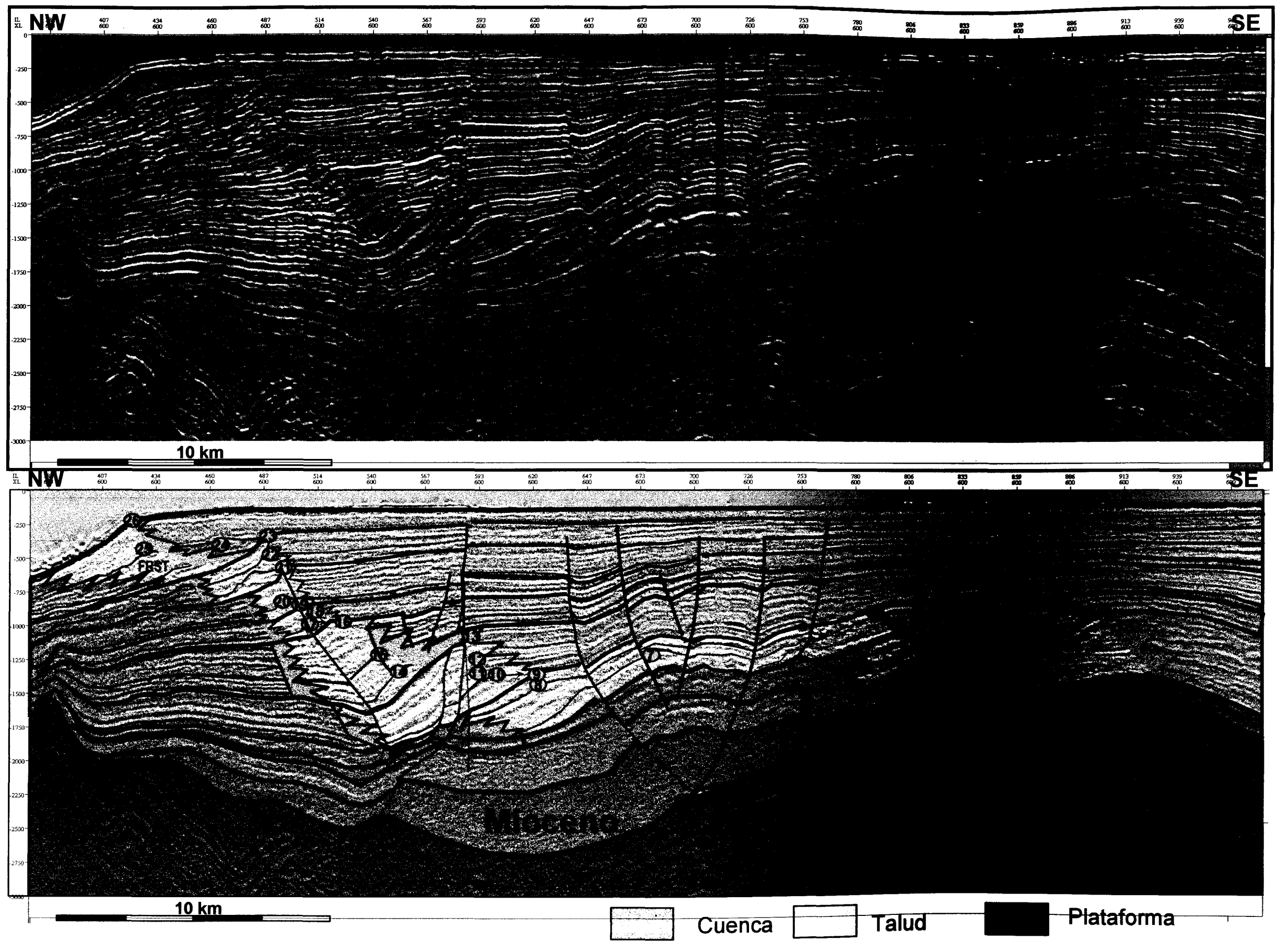


Figura V.1.2. A) sección sin interpretar y B) sección interpretada, donde es posible distinguir en la secuencia neógena una topografía bien definida de plataforma, talud y piso de cuenca; un margen de plataforma relativamente abrupto, patrones de cliniformes oblicuos y depósito de abanicos submarinos de piso de cuenca y abanicos de talud.

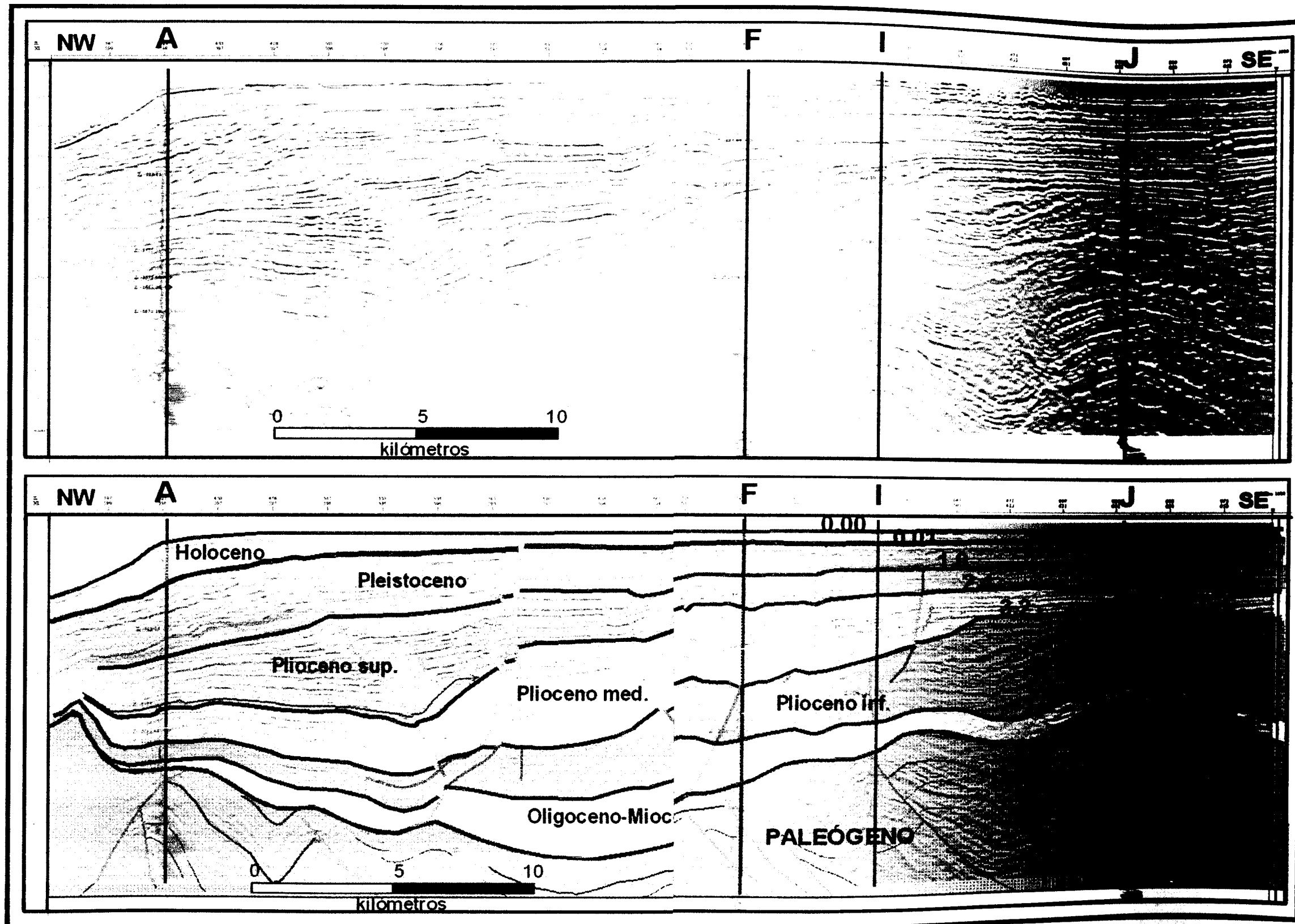
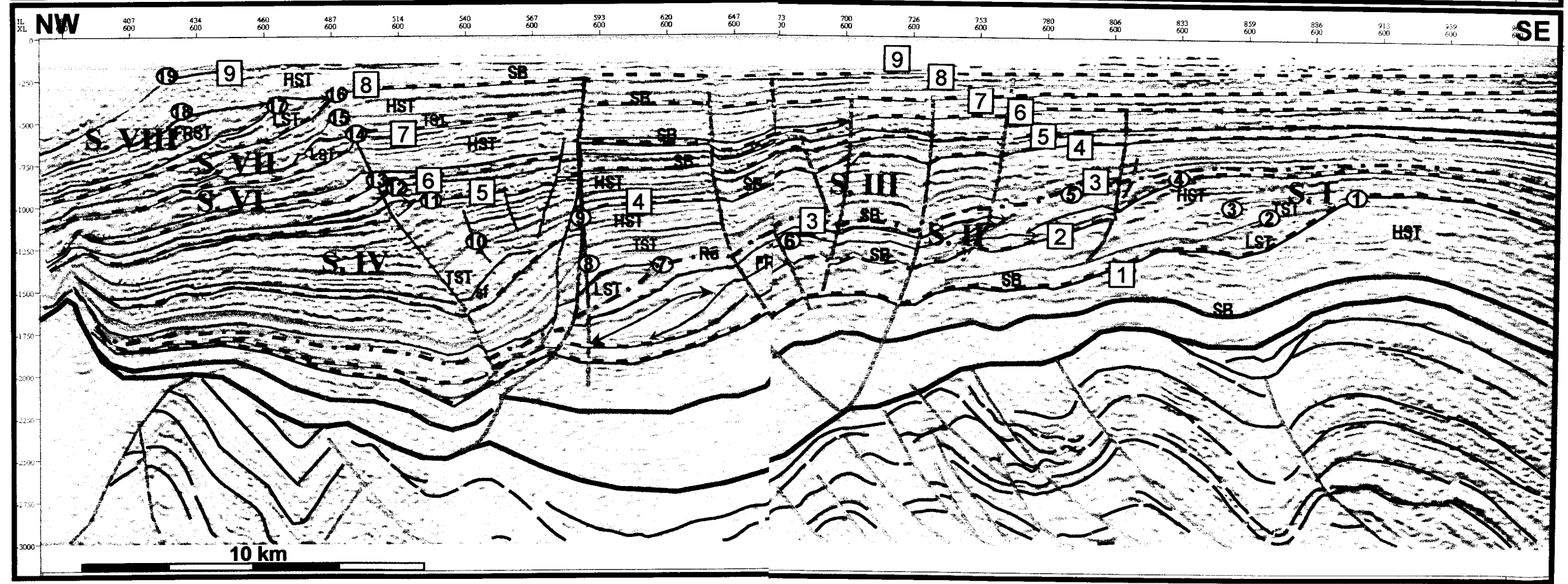
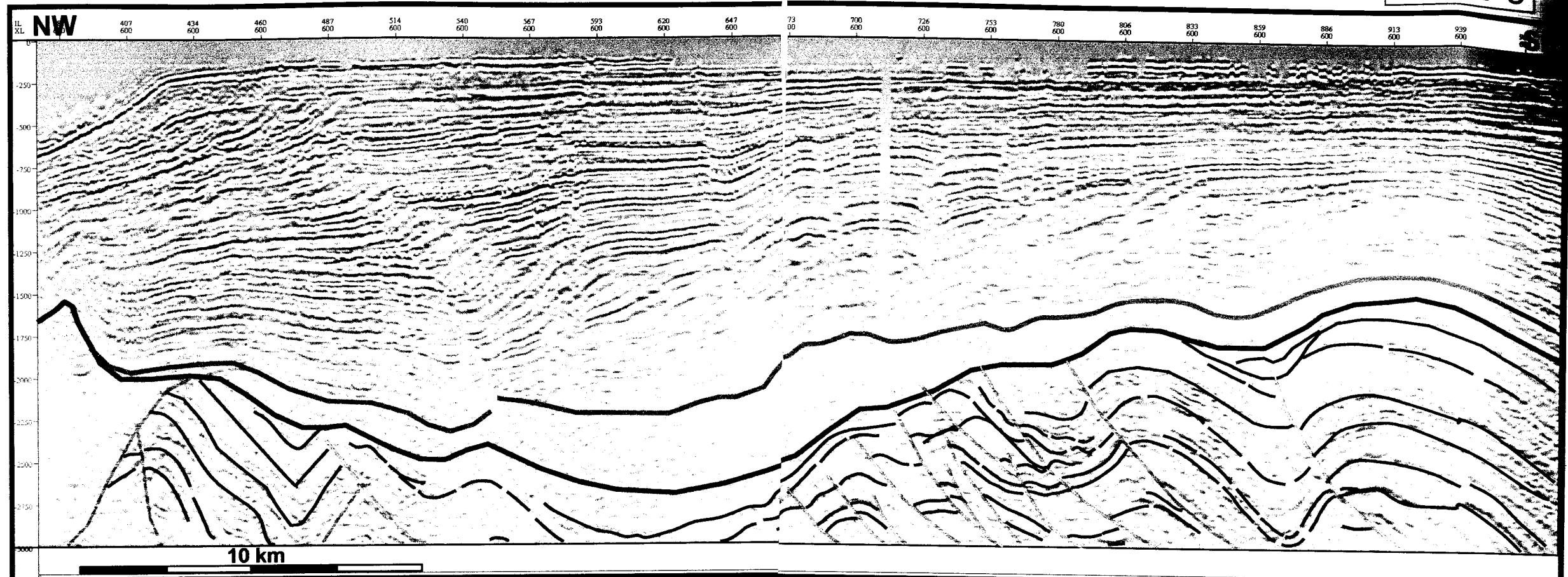


Figura VI.3.1. Interpretación cronoestratigráfica sobre la mica Aleatoria 1 (ver figura IV.1.2 para ubicación).



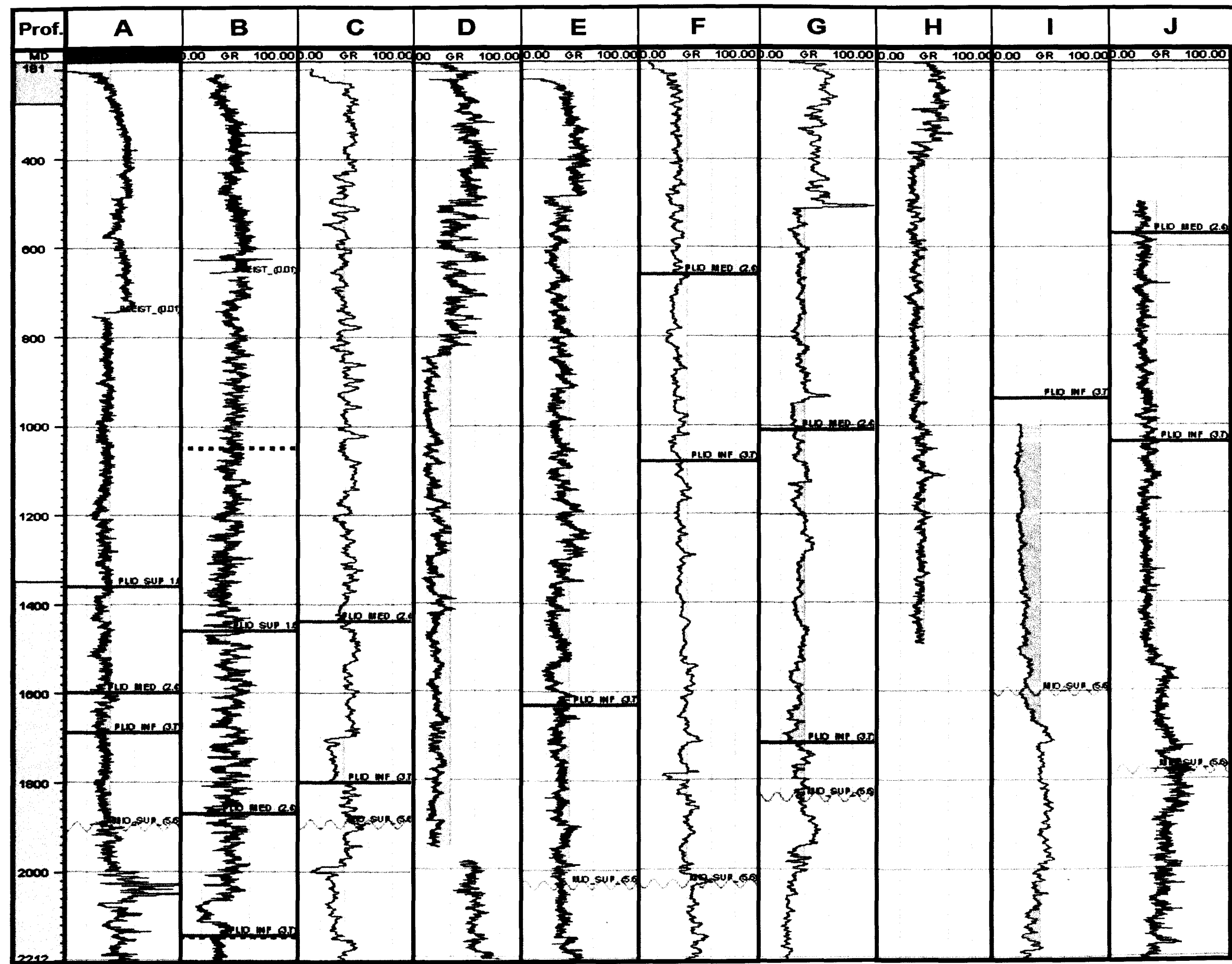


Figura VII.5. Registros de rayos gama de los pozos del área de estudio que muestran los probables cuerpos de arenas neógenas en amarillo. La escala es de 0 a 100° API y el valor de corte en la curva es de 40° API.