

00383



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**



**UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA RECIENTE
Y SU RELACIÓN CON LAS SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS
DEL NEÓGENO EN EL SUROESTE DEL GOLFO DE MÉXICO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGIA)**

PRESENTA

JUAN ARAUJO MENDIETA



México, D. F., 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

Con profundo cariño y amor agradezco infinitamente a mi esposa **Adela** y a mis Hijos **Brenda Elena y Juan Manuel**; por su comprensión, paciencia y apoyo en mis estudios doctorales y en la terminación del Manuscrito y por nuestras convivencias en la Universidad durante sus estudios profesionales de Juan Manuel y Brenda Elena y mi estancia en la Institución.

A la memoria de mi madre y padre; **Sra. Manuela Mendieta Acevedo y Sr. Atanasio Araujo Castillo (Q. E. P. D)** por todo lo que me dieron y por haberme siempre inculcado con su ejemplo el habito al trabajo, el estudio, la honestidad y el respeto a mis semejantes y a la naturaleza.

A la memoria de mis hermanos **Manuel y María Del Carmen (Q. E. P. D)**: por los momentos felices que vivimos en nuestra niñez y el apoyo recibido durante mis estudios profesionales.

Con aprecio para mis hermanas y hermanos: **Josefina, Salomón, Balbina, Gregorio, Artemio, Verónica del Rocío y María De los Ángeles**: Por los momentos felices de nuestras vivencias en nuestra época de crecimiento en el campo, así como por aquellos momentos difíciles y de tristeza que hemos pasado juntos; por su apoyo y motivaciones que de una u otra forma me han servido para seguir adelante.

RECONOCIMIENTOS

La realización de esta tesis se pudo llevar a cabo gracias al financiamiento del Proyecto FIES-IMP-UNAM-96-17-1 del Instituto Mexicano del Petróleo.

Deseo agradecer profundamente a funcionarios y ex funcionarios del IMP quienes me autorizaron y brindaron apoyo para realizar la presente investigación:

Dr. Gustavo A. Chapela Castañares, Dr. Alfredo Arriola Torres, Dra. Alma América Porres Luna, Dr. Mario A. Guzmán Vega e Ing. Baldomero Carrasco Velásquez.

A Funcionarios de PEMEX, Exploración y Producción; quienes me autorizaron y proporcionaron la información requerida para el desarrollo del trabajo:

M. en C. Alfredo E. Guzmán Baldizán, Ing. Rodolfo Juárez Gómez, Ing. Fernando López Arriaga, Ing. Alberto Aquino López, Ing. Mario Pimienta Lugo, Ing. José Ruiz Morales e Ing. Cesar Cabrera Cuervo.

Agradezco también a las autoridades de la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM, por haber facilitado el uso del Buque oceanográfico Justo Sierra para llevar a cabo las dos campañas oceanográficas; al Dr. Víctor Malpica Cruz por haber dado facilidades para realizar los análisis sedimentológicos en el Laboratorio del Instituto de Geología. También agradezco a todos los participantes en las dos campañas oceanográficas, profesores y alumnos de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, a los Ings. Agustín Ruiz Violante y Gloria Suárez Ramírez por la asesoría en la elaboración de los mapas y a mi sobrino Arturo Meza Araujo por su ayuda en la elaboración de las figuras.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. J. Eduardo Aguayo Camargo por haber dirigido este Trabajo de investigación y haberme introducido en el estudio de los Ambientes sedimentarios Recientes, al Dr. Emiliano Mutti por haberme interesado y motivado en el estudio de la sedimentación de aguas profundas; a los doctores José Guerrero García, Gustavo Tolson Jones, Esteban Cedillo Pardo, José Ortega Ramírez, Francisco Vega Vera, Mario Guzmán Vega y Dra. Elena Centeno García por su tiempo, paciencia y recomendaciones críticas en la revisión del Texto. Al Dr. J. Héctor Sandoval Ochoa por sus observaciones y recomendaciones, y a las personas que ya no están con nosotros: Dr. Odranoel Quintero que formó parte de mi comité tutorial y Dr. Mario A. Gutiérrez Estrada que intervino en el desarrollo del Proyecto FIES.

A mí querida **Alma Mater. La Universidad Nacional Autónoma de México** por su gran nobleza y por ser una fuente inagotable de cultura y conocimiento para el Pueblo de México; por todo lo que me ha dado, desde mi paso por sus aulas de la Escuela Nacional Preparatoria, la Facultad de Ingeniería, la Facultad de Ciencias y mis estudios doctorales en el Posgrado en Ciencias de la Tierra.

CONTENIDO

	Página
RESUMEN -----	XII
ABSTRACT -----	XIII
 CAPITULO I	
INTRODUCCIÓN -----	1
I.1 Presentación -----	1
I.2 Antecedentes -----	4
I.3 Objetivos -----	9
I.4 Localización del área de estudio -----	10
I.5 Metodología -----	11
 CAPITULO II	
MARCO GEOLÓGICO -----	14
II.1 Regional -----	14
II.2 Local -----	14
II.2.1 Plataforma de Yucatán -----	18
II.3.2 Bahía de Campeche -----	18
II.4.3 Cuencas del sureste -----	25
 CAPITULO III	
ESTRATIGRAFÍA REGIONAL -----	28
III.1 Basamento -----	29
III.1.1 Triásico Superior -----	33
III.2 SISTEMA JURÁSICO -----	34
III.2.1 Jurásico Inferior -----	34
III.2.2 Jurásico Medio -----	35
III.2.2.1 Depósitos de evaporitas -----	37
III.2.3 Jurásico Superior -----	40
III.2.3.1 Oxfordiano -----	42
III.2.3.2 Kimmeridgiano -----	43
III.2.3.3 Thithoniano -----	44
III.3 SISTEMA CRETÁCICO -----	45
III 3.1 Cretácico Inferior -----	46
III.3.2 Cretácico Superior -----	50
III.3.2.1 Cenomaniano-Turoniano -----	51
III.3.2.2 Coniaciano-Santoniano -----	51
III.3.2.3 Campaniano -----	53
III.3.2.4 Maestrichtiano -----	54
III.4 SISTEMA TERCIARIO -----	57
III.4.1 Período Paleógeno -----	59
III.4.1.1 Paleoceno -----	59
III.4.1.2 Eoceno -----	60
III.4.1.3 Oligoceno -----	60
III.4.2 Período Neógeno -----	61
III.4.2.1 Mioceno -----	61
III.4.2.2 Plioceno-Pleistoceno -----	63

CAPITULO IV	
PROVINCIAS FISIOGRAFICAS MARINAS RECIENTES Y SU RELACION CON LOS DIAPIROS SALINOS	65
IV.1 Antecedentes	65
IV.2 Provincias regionales	67
IV.3 Provincias del suroeste del Golfo	68
IV.3.1 Banco de Campeche	69
IV.3.2 Cañón de Campeche	69
IV.3.3 Zona de Diapiros Salinos	70
IV.3.4 Cañón de Veracruz	72
CAPITULO V	
SEDIMENTOLOGIA RECIENTE	73
V.1 Análisis sedimentológico	73
V.2. Medidas estadísticas	74
V.3 Análisis estadístico	78
V.4 Textura y distribución textural de los sedimentos	80
V.5. Modelo de la distribución de sedimentos recientes	83
CAPITULO VI	
ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS DEL NEÓGENO AL RECIENTE	87
VI.1 Comportamiento regional de las corrientes marinas en el sur del Golfo de México	87
VI.2 Procesos hidrodinámicos que gobiernan la distribución de los sedimentos en la Plataforma Continental	91
VI.3 Sistemas fluvio-deltáicos, costeros marinos y sus facies edimentarias	94
VI.4 Sistemas fluvio-deltáicos de la Región sureste	100
VI.4.1 Ríos Mezcalapa y Grijalva-Usumacinta	100
VI.4.2 Río San Pedro-San Pablo	102
VI.4.3 Ríos Palizada, Chumpán y Candelaria	104
VI.4.4 Identificación de las facies fluvio-deltáicas y costeras en el subsuelo	106
VI.5 Sistema de Plataforma Continental y sus facies sedimentarias	108
VI.5.1 Plataforma Continental en la Región	110
VI.5.2 Fluctuaciones eustáticas en la plataforma	114
VI.5.3 Distribución de sedimentos siliciclásticos y calcáreos	117
VI.5.4. Identificación de las facies sedimentarias de plataforma en el subsuelo	118
VI.6 Sistemas de Talud Continental	121
VI.6.1 Definición de turbiditas y factores que controlan su depósito	122
VI.6.2 Elementos morfológicos y facies sedimentarias en un Sistema turbidítico	124
VI.6.2.1. Cañones submarinos y depósitos no canalizados de pie de talud (aprones y slump)	125
VI.6.2.2 Canales, bordes (levees) y depósitos de desbordamiento (overbanks)	126
VI.6.2.3 Lóbulos (lobes)	129
VI.6.3 Acumulación de secuencias turbidíticas	130

VI.6. 3. 1 Megaturbiditas-----	131
VI.6.3.2 Factores que controlan los depósitos de turbiditas-----	131
VI.6.4. Identificación de las facies sedimentarias turbidíticas en el Subsuelo-----	132
VI.7 Corrientes de contorno y contornitas-----	136
VI.7.1 Definición y mecanismos de transporte y depósito -----	136
VI.7.2 Tendencias de su distribución en el subsuelo de la región -----	138
CAPITULO VII	
EVOLUCIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTARIA DEL	
NEÓGENO AL RECIENTE -----	141
VII.1. Evolución Tectónica Terciaria del sur-sureste de México -----	141
VII.2. Evolución Geodinámica del suroeste del Golfo-----	146
VII.2.1 Transgresión marina durante el Mesozoico -----	147
VII.2.2 Regresión y transgresión marina durante el Paleógeno -----	148
VII.2.3 Regresión marina durante el Neógeno -----	149
VII.2.4 Regresión y trasgresión marina durante el Pleistoceno Holoceno -----	151
VII.2.5 Estabilidad eustática actual desde el Holoceno Tardío -----	151
VII.3 Curvas de sepultamiento y subsidencia tectónica -----	152
VII.4. Tectónica salina-----	156
VII.5. Mini-cuencas interdómicas -----	159
CAPITULO VIII	
SISTEMA PETROLERO EN LA REGIÓN-----	161
VIII.1 El Sistema petrolero -----	161
VIII.2 Manifestación de hidrocarburos-----	162
VIII.3 Rocas Generadoras-----	166
VIII.3.1 Origen y tipos de hidrocarburos -----	168
VIII.3.2 Generación y migración-----	169
VIII.3.3 Relación de cuerpos salinos y conducción de calor-----	171
VIII.4 Rocas almacenadoras -----	172
VIII.5 Rocas sello -----	173
CAPITULO IX	
DISCUSIÓN -----	175
CAPITULO X	
CONCLUSIONES -----	186
CAPITULO XI	
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----	191
Relación de Figuras -----	1-62
Relación de Secciones Sísmicas-----	A-J
Relación de Tablas -----	1-11
Relación de Láminas-----	I-III
Apéndice de mapas-----	1,2 ,3

RELACIÓN DE FIGURAS

Entre páginas

Figura 1. Plano de localización del área de estudio, Suroeste del Golfo de México ----- 10-11

Figura 2. Sección esquemática que ilustra la evolución temprana de la formación de la Cuenca del Golfo de México (según Weimer et al., 1998, después de Buffler, 1991).----- 14-15

Figura 3. Marco actual de la tectónica de placas de la República Mexicana (de Aguayo y Trápaga, 1996). ----- 14-15

Figura 4. Localización de la falla Motagua-Polochic y su relación con la tectónica del sur y sureste de México (después de Viniegra, 1992). ----- 15-16

Figura 5. Paleo-cuencas marginales del Golfo de México y principales rasgos estructurales (después de Ewing, 1991) (nombre de cuencas y plataformas en el texto).----- 16-17

Figura 6. Columna estratigráfica de la Península de Yucatán, atravesada por pozos perforados por Petróleos Mexicanos, se observa la gran plataforma calcárea y el basamento Paleozoico (modificada de Aguayo et al., 1981). ----- 19-20

Figura 7. Principales unidades estructurales en la región Sureste de México y campos petroleros gigantes (después de Santiago et al., 1980). ----- 22-23

Figura 8. Columna Estratigráfica generalizada de la región Suroeste del Golfo de México.----- 24-25

Figura 9. Mapa de localización de pozos que han cortado rocas del basamento en el Sureste de México y en la Península de Yucatán (después de Pacheco C., 2002). ----- 30-31

Figura 10. Distribución actual de la sal del Jurásico Medio en el Suroeste del Golfo de México (después de Amos Salvador, 1991). ----- 37-38

Figura 11. Perfiles de reflexión sísmica de la Bahía de Campeche, donde se observan los diápiros salinos cercanos al piso marino, (A) porción occidental de la Bahía de Campeche y (B) porción oriental; para localización, ver Figura 10 (después de Amos Salvador, 1991). ----- 38-39

Figura 12. Distribución paleogeográfica de la cuenca del Golfo de México durante el Mioceno (modificada de Amos Salvador, 1991) ----- 62-63

Figura 13. Distribución paleogeográfica de la cuenca del Golfo de México

- durante el Plioceno (modificada de Amos Salvador, 1991). ----- 63-64
- Figura 14.** Plano de localización de las provincias geológicas marinas de la plataforma continental del Golfo de México, de acuerdo a la clasificación de Petróleos Mexicanos comprendiendo hasta la isobata de 500 m (de Camargo Z. y Quezada M., 1991). ----- 66-67
- Figura 15.** Plano de Morfobatimetría del Suroeste del Golfo de México y provincias fisiográficas marinas (Crucero oceanográfico FIES-1999; batimetría en metros).----- 68-69
- Figura 16.** Rasgos de karsticidad en el Banco de Campeche, originados por el descenso del nivel del mar durante el Pleistoceno, detectada por perfilaje de ecosonda (Crucero Oceanográfico FIES-1999). ----- 69-70
- Figura 17.** Paleo-bermas, barras y cordones litorales detectados por ecosonda en el Banco de Campeche, (Crucero Oceanográfico FIES-1999). ----- 70-71
- Figura 18.** Terrazas litorales originadas por el descenso del nivel del mar en el Banco de Campeche, durante la regresión marina del Pleistoceno Tardío-Holoceno Temprano, (Crucero oceanográfico FIES, 1999).----- 71-72
- Figura 19.** Presencia de pináculos de arrecife en la plataforma (a) y fosa en el piso marino (b), originada por fallamiento distensivo Reciente (Crucero oceanográfico SGMA-1, Julio-1998; localización Figura 55).----- 71-72
- Figura 20.** Esquema de la proyección del manto superior y localización de cortes transversales NW-SE en el oeste y suroeste del Golfo de México (después de Sandoval-Ochoa *et al.*, 1999). ----- 71-72
- Figura 21.** Imagen satelital NOAA-GOES, donde se observa el polo de atracción gravitacional del manto superior y su posición con respecto a las trayectorias de las corrientes marinas anticiclónicas en el Suroeste del Golfo de México (este trabajo).----- 72-73
- Figura 22.** Imagen satelital donde se observa la distribución de sedimentos por corrientes marinas en la plataforma (litoral de los estados de Tabasco y Campeche, México).----- 72-73
- Figura 23.** Imagen satelital donde se observa la corriente oceánica anticiclónica (a) y la distribución de sedimentos costeros en suspensión por corrientes marinas litorales (b). ----- 72-73
- Figura 24.** Perfilaje de ecosonda donde se observa el Cañón de Veracruz en su escarpe oriental con dirección E-O, que delimita a la zona de Diapiros Salinos de Campeche; en el punto (Fix-246) cambia la dirección hacia el norte, observándose una fuerte pendiente en el fondo del cañón, que

- es una zona de "bypass" hacia la porción más profunda. ----- 72-73
- Figura 25.** Localización de estaciones y zonas de muestreo, en los litorales de los estados de Tabasco y Campeche (Marzo-Abril de 1999).----- 73-74
- Figura 26.** Mapa de distribución de sedimentos recientes, de acuerdo a sus parámetros texturales, en la el Suroeste del Golfo de México, (campanías oceanográficas SGMA-1, 1998 , FIES-1999 y muestreo litoral abril, 1999). ----- 80-81
- Figura 27.** Mapa batimétrico, donde se observan los principales canales y cañones submarinos, conductos por donde son transportados los sedimentos de la zona litoral y de la plataforma hacia el talud continental en el suroeste del Golfo de México. ----- 85-86
- Figura 28.** Patrones de circulación de la corriente de Lazo, esta corriente también afecta el fondo marino y genera anillos anticiclónicos y ciclónicos (después de Mullins *et al.*, 1987 y Vidal V. M., 1992).----- 89-90
- Figura 29.** Cambios en los patrones de circulación oceánica en el Golfo de México desde el Mioceno Medio, debido al cierre del Istmo de Panamá por el Movimiento de la Placa del Caribe (según Mullins *et al.*, 1987).----- 90-91
- Figura 30.** Terrazas del Pleistoceno y desarrollo de las planicies fluvio-deltáicas de los sistemas Mezcalapa, Tonalá y Grijalva- Usumacinta, del sureste de México (después de Psuty, 1966). ----- 92-93
- Figura 31.** Neotectonismo y sedimentación del sistema fluvio-deltáico Grijalva-Usumacinta, en el sureste de México (después de Aguayo *et al.*, 1999). -- 97-98
- Figura 32.** Lineamientos de los cordones de playa, algunos de estos (C) han sido truncados por la erosión marina y otros más modernos (A) y (B) se han desarrollado por el abundante aporte de sedimentos, la velocidad y dirección de las corrientes a lo largo de la costa, son indicados por las flechas (después de Yañes y Correa , 1971). ----- 98-99
- Figura 33.** Plano de localización de pozos perforados por Petróleos Mexicanos, en los cuales se enmarcan las facies del Neógeno al Reciente en el Suroeste del Golfo de México.----- 107-108
- Figura 34.** Cuerpos arenosos identificados como facies de línea de costa; barras, cordones y lentes cuyos espesores varían de 3.0 a 10.0 m (Pozo Yum-1, prof. 350 a 400 m). ----- 108-109
- Figura 35.** Cuerpos arenosos de facies de plataforma, consistentes en cordones, lentes y mantos de arena de 2.0 a 5.0 m de espesor; depositados durante el Mioceno Superior (Pozo Kinil-1, profundidad 1175-1300 m). ----- 120-121

- Figura 36.** Cuerpos arenosos formados por cordones, espigones, bancos y barras cuyos espesores varían de 1.0 m, los más delgados a 10.0 m los más potentes, depositados en el Mioceno Superior en ambiente de plataforma (Pozo Yaxche-1, profundidad 1550-1650 m).----- 121-122
- Figura 37.** Facies arenosas formadas por cordones delgados, lentes, espigones y bancos, siendo sus espesores delgados de 2.0 a 8.0 m de espesor; depositados durante el Plioceno Superior en ambiente de plataforma (Pozo Tascob-1 profundidad 1450-1550 m). ----- 122-123
- Figura 38.** Cañón submarino ubicado en la porción noroeste de la Bahía de Campeche, se encuentra entre las isobatas 1450 y 1950 m de profundidad, la anchura es de aproximadamente 10.0 Km.(fixes 147 y 150, localización mapa 2 campaña oceanográfica FIES-1999). ----- 126-127
- Figura 39.** Canal submarino en el talud continental relacionado a corrientes de fondo y diápirismo salino, localizado en la porción norte de la desembocadura de los ríos Grijalva y San Pedro-San Pablo, a la profundidad de 450 m (Fixes 330 a 333, localización mapa 2, Campaña oceanográfica FIES-1999).----- 127-128
- Figura 40.** Sedimentos turbidíticos depositados en el talud continental en abanicos complejos, sus espesores varían de 2.0 a 10.0 m y corresponden al Mioceno Inferior (Pozo Bolontiku-1 profundidad 3600-3700 m). ----- 133-134
- Figura 41.** Facies de sedimentos turbidíticos interestratificados con cuerpos arcillosos depositados en abanicos de talud complejos, durante el Mioceno Medio, los espesores de los cuerpos arenosos varían de 2.0 a 8.0 m (Pozo Yum-1, profundidad 1700-1800 m).----- 134-135
- Figura 42.** Intervalos de cuerpos arenosos constituidos por facies turbidíticas, depositados en abanicos submarinos, durante el Mioceno Inferior y Medio, los espesores de los cuerpos de areniscas varían entre 2.0 y 10.0 m (Pozo Kinil-1, profundidad 3350-3450 m).----- 135-136
- Figura 43.** Facies arenosas depositadas en ambiente de talud en abanicos complejos durante el Mioceno Inferior, los espesores de los cuerpos arenosos identificados en los registros geofísicos varían entre 2.0 y 5.0 m (Pozo Tascob-1, profundidad 4100-4225 m).----- 136-137
- Figura 44.** Modelo conceptual, mostrando las relaciones entre corrientes turbidíticas en dirección axial y corrientes de fondo (corrientes de contorno); las corrientes de contorno retrabajan las arenas de borde de canal, derrame y lóbulos (según G. Shanmugam, 1995). ----- 137-138
- Figura 45.** Comparación entre dos tipos de dispersión de sedimentos: (A) ambiente de deriva a lo largo de la línea de costa y (B) corrientes de fondo en ambientes marinos profundos; las arenas contorníticas son resultado

- de la erosión, retrabajo y clasificación de los sedimentos (según Mutti, 1992). 138-139
- Figura 46.** Intervalos de cuerpos arenosos en estratos delgados, interestratificados con capas laminares de lutitas y limolitas; estos cuerpos arenosos fueron identificados como contornitas depositadas por corrientes de fondo, durante el Mioceno Medio (Pozo Kinil-1-A, profundidad 2400-2525 m). ----- 139-140
- Figura 47.** Cuerpos de areniscas distribuidos uniformemente e interestratificados con capas laminares de lutitas y limolitas; estos cuerpos fueron identificados como intervalos de contornitas depositadas a finales del Mioceno Superior (Pozo Bolontiku-1, profundidad 1600-1715 m).----- 140-141
- Figura 48.** Esquema donde se observa la evolución tectónica de la margen continental del sur de México, el magmátismo asociado desde el Oligoceno hasta el Reciente y el movimiento del Bloque de Chortis desde las costas de Acapulco hasta su posición actual (de Moran-Zenteno et al., 2000). ----- 142-143
- Figura 49.** Marco tectónico del Plioceno al Reciente que muestra la situación actual de la Republica Mexicana y del Golfo de México representando eventos desde principios del Mioceno y la formación de los puntos triples (de Coney P.,1987). ----- 150-151
- Figura 50.** Curvas de sepultamiento de tres pozos situados dentro del área de Estudio (según Tovar-Guerrero A., 1977) ----- 152-153
- Figura 51** Curvas de subsidencia tectónica total mostrada en tres pozos situados Dentro del área de estudio (deTovar-Guerrero A., 1977) ----- 153-154
- Figura 52.** Modelo de mini-cuencas interdómicas y la relación con la evolución de su relleno "bff" (basin floor fan) abanicos de piso de cuenca, "cls" (channel levee system) Sistemas de canal y bordes de canal y "cs" (condensed section)" sección condensada (según Weimer *et al.*, 1998). ----- 159-160
- Figura 53.** Mapa de isócronas de sistemas turbidíticos de aguas profundas, depositados en bajos paleo batimétricos soportados entre altos batimétricos de cuerpos salinos. Las isócronas son aproximadas a los intervalos de isópacas, usando conversión tiempo profundidad donde 0.1 seg son 100 m., el área sombreada es de aproximadamente 80 m de espesor (Normark *et al.*, 1993).----- 160-161
- Figura 54.** Mapa de localización de transectos donde se observa ubicación de los puntos de muestreo y de registro de ecogramas tomados con ecosonda (campana oceanográfica SGMA-1-1998). ----- 162-163
- Figura 55.** Perfil de ecograma (e-f) donde se observa (e) formación de fosas por fallamiento distensivo reciente y (f) escape de grandes burbujas de gases, en la interface agua sedimento (campana oceanográfica SGMA-1, 1998; localización Figura 52).----- 163-164

- Figura 56.** Perfil de ecogramas (c-d) donde se observan en (c) agujas de sal que están intrusionando el piso marino y (d) pequeños domos salinos que llevan sedimentos en sus cimas acompañados por escape de gases (campaña oceanográfica SGMA-1, 1998; localización Figura52). ----- 163-164
- Figura 57.** Grandes plumas de gases en la interface agua sedimentos en la plataforma continental, frente a los Tuxtlas, a la profundidad de 100 m, (Fix 353 y 354, localización mapa 2, campaña oceanográfica FIES-1999).----- 165-166
- Figura 58.** Provincias neotectónicas en relación a la proyección del manto superior, a la geomorfobatimetría de los cuerpos salinos y la corriente oceánica anticiclónica y su relación con la distribución de las familias de hidrocarburos en el Suroeste del Golfo de México. ----- 165-166
- Figura 59.** Columna geológica donde se muestran los eventos tectónicos y subsistemas generadores de petróleo, en la Región Marina de Campeche (Romero *et al.*, 2001). ----- 167-168
- Figura 60.** Sección transversal esquemática de la Península de Yucatán a la Bahía de Campeche, donde se observa la complejidad estructural y las condiciones de madurez de las rocas generadoras en la cuenca. (después de González y Holguín, 1991).----- 170-171
- Figura 61.** Sistemas geológico-estructurales mayores en la Bahía de Campeche del Suroeste del Golfo y la llanura costera del Sureste de México (Aguayo *et al.*, 2003).----- 176-177
- Figura 62.** Modelo geodinámico del sureste de de México y suroeste del Golfo de México del Neógeno al Reciente. ----- 180-181

RELACIÓN DE SECCIONES SÍSMICAS DE “A a J” ENTRE PÁGINAS 72-73

Figura A. Plano de localización de líneas sísmicas regionales de reflexión sísmica continua en el Suroeste del Golfo de México (Proyecto FIES-UNAM-IMP, Aguayo, et al., 2001)

Figura B. Secciones sísmicas 18 y 19 con orientación norte-sur y noroeste-sureste, donde se observa el cambio del talud hacia la plataforma frente a los Tuxtlas y el fallamiento normal y lístrico con bloques caídos hacia el Golfo.

Figura C. Secciones sísmicas 20 y 21 con orientación suroeste-noreste y norte-sur, donde se observan fosas en el borde de la plataforma, con bloques caídos hacia el Golfo, así como numerosos díapiros salinos en el talud, someros y profundos, observándose fallamiento radial en la cima de la columna por el empuje de la masa salina

Figura D. Secciones sísmicas 21' y 22 con orientación este-oeste y norte-sur, donde se observan domos salinos intrusionando a la plataforma, existiendo fallamiento normal. En la sección 22 se observan sedimentos fuertemente deformados en el talud asociados con fallamiento inverso y normal.

Figura E. Secciones sísmicas 22' y 23 con una orientación este-oeste y norte-sur, donde se observan diápiros salinos en el talud asociados a fallamiento radial en sus cimas y deformación en las secuencias interdómicas

Figura F. Secciones sísmicas 23' y 24, con una orientación suroeste-noreste y norte-sur, donde pueden observarse los cuerpos salinos a diferentes profundidades y la formación de mini-cuencas interdómicas que son características de la provincia de diápiros salinos de Campeche.

Figura G. Secciones sísmicas 24 y 25' con una orientación suroeste-noreste y noroeste-sureste, observándose el límite de la provincia de diápiros salinos hacia el oeste del Cañón de Campeche y hacia el este el borde de la Plataforma de Yucatán, con fallamiento intenso normal e inverso; dentro de la plataforma el fallamiento es normal en bloques.

Figura H. Sección sísmica 25' con una orientación suroeste-noreste, donde se observa fallamiento normal en bloques y basculamiento de la plataforma hacia el suroeste.

Figura I. Sección Sísmica 26 con una orientación sureste noroeste, donde se observa el fallamiento normal en bloques dentro de la plataforma y el basculamiento de dicha plataforma hacia el noroeste, hasta los límites con el Cañón de Campeche.

Figura J. Secciones sísmicas 27 y 38 con orientación casi este-oeste, que van del Cañón de Campeche al Cañón de Veracruz, pasando por la provincia de diápiros Salinos de Campeche, observándose las mini-cuencas interdómicas y el fallamiento lístrico de talud hacia el Cañón de Campeche y lengüetas y cuerpos de sal intrusionando hacia la plataforma.

RELACIÓN DE TABLAS DE "1 a 11" ENTRE PÁGINAS 86-87

Tabla 1. Posición geográfica de las estaciones de colecta de sedimentos en la zona litoral de la porción sur-occidental del Golfo de México

Tabla 2. Posición geográfica y profundidad de las estaciones de colecta de sedimentos, Campaña Oceanográfica, SGMA-1

Tabla 3. Posición geográfica y profundidad de las estaciones de colecta de sedimentos, Campaña Oceanográfica, FIES-1999

Tabla 4. Posición geográfica y profundidad de las estaciones de colecta de sedimentos, Campaña Oceanográfica, COSMA-06-70

Tabla 5. Clasificación textural de los sedimentos del Suroeste del Golfo de México, Campaña Oceanográfica COSMA-06-70

Tabla 6. Parámetros granulométricos y clasificación textural de los sedimentos del suroeste del Golfo de México, Campaña Oceanográfica COSMA-06-70

Tabla 7. Parámetros granulométricos de los sedimentos del suroeste del Golfo de México, Campaña Oceanográfica, FIES-1999

Tabla 8. Clasificación litológica de los sedimentos del Suroeste del Golfo de México Campaña Oceanográfica, FIES-1999.

Tabla 9. Clasificación textural de los sedimentos del suroeste del Golfo de México, Campaña Oceanográfica, SGMA-1.

Tabla 10. Parámetros granulométricos y clasificación litológica de los sedimentos de la zona litoral del suroeste del Golfo de México.

Tabla 11. Clasificación textural de los sedimentos colectados durante la campaña oceanográfica, FIES-1999.

RELACIÓN DE LÁMINAS ENTRE PÁGINAS 174-175

Lámina-I. Chapopotera observada en la porción nor-occidental de la Isla del Carmen, Campeche.

Lámina-II. Crecimiento de la Isla del Carmen, por la formación de bermas, debido al acarreo y depósito de sedimentos transportados por la corriente litoral con dirección del Este hacia el Oeste

Lámina III. Manchas iridiscentes de aceite y burbujeo de gases en la superficie del agua marina, debido a manifestaciones de hidrocarburos en el fondo marino (Campaña Oceanográfica, SGMA-1

APÉNDICE 1: MAPAS EN SOBRE

Mapa 1. Batimetría y control de muestreo litoral, marino y de ecosonda en la campaña oceanográfica FIES-1999 (profundidad en brazas, 1 braza equivale a 1.83 m)

Mapa 2. Morfobatimetría de la Bahía de Campeche, elaborada con información tomada en la campaña oceanográfica FIES-1999, (batimetría en metros)

Mapa 3. Morfotectónica y su relación con el diápirismo salino del Neogeno al Reciente en el Suroeste del Golfo de México

RESUMEN

El área de estudio se ubica en la porción suroeste del Golfo de México y en el margen externo de la llanura costera del sureste, con una extensión de 150,000 km². Incluye la plataforma y talud continentales del suroeste del Golfo de México

Los métodos utilizados para realizar esta investigación fueron: Análisis de imágenes satelitales, verificación y muestreo superficial en 46 sitios específicos en la zona litoral; dos expediciones oceanográficas con el Buque Oceanográfico "Justo Sierra de la UNAM, En ambas expediciones fueron mapeadas las estructuras geológicas del piso marino usando ecosonda hidroacústica. Se tomaron muestras de sedimentos en 64 estaciones, estas fueron procesadas y analizadas en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geología. En la integración e interpretación fueron utilizadas; secciones sísmicas regionales, columnas geológicas y registros geofísicos de pozos.

Los resultados de la presente investigación nos indican: en la superficie de la plataforma continental del Banco de Campeche la presencia de rasgos fisiográficos del Cuaternario, caracterizados por terrazas escalonadas de origen eustático, como productos de la erosión o el depósito sedimentario en antiguas franjas costeras y litorales. Estos rasgos geomorfológicos son debidos a erosión subaérea, depósitos fluvio-deltáicos y por corrientes marinas, estos se encuentran a diferentes profundidades, como canales y valles erosivos, depósitos sedimentarios en forma de bancos y bordes de canales, barras y lóbulos, orientados en forma paralela y transversalmente a la franja costera, y como abanicos de talud en la terraza abisal, al pie de la plataforma continental; Se identificaron y describieron cinco tipos de texturas en los sedimentos superficiales, comprendidos desde las gravas mal y moderadamente clasificadas y las arenas que varían de bien a mal clasificadas, hasta las arcillas limosas y limos arcillosos mal clasificados, la característica más conspicua de los sedimentos es su naturaleza lodosa.

La actividad de la tectónica salina en la Bahía de Campeche es muy intensa, lo que es evidente por las irregularidades en la superficie del fondo oceánico, que son consecuencia de numerosos díapiros de sal que están intrusionando a la columna estratigráfica desde el Jurásico hasta el Reciente.

La provincia petrolera en la región se localiza principalmente en las fosas y pilares tectónicos asociados con litofacies terrígenas y calcáreas, cuyos espesores son de más de 10 kilómetros y se asocian comúnmente a díapiros de sal. Estos sistemas tectónicos y estratigráficos, comprenden al prisma acrecional del Terciario y del Cuaternario de la margen continental de las cuencas del sureste de México, que se extienden desde el sur, en el frente norte de la Sierra de Chiapas, y hacia el norte, en la planicie costera marina y en el Golfo de México. En esta porción marina, el límite norte del prisma acrecional, corresponde al frente sur de la

proyección superficial del manto superior en el subsuelo profundo, emplazado estimativamente entre 15 y 16 kilómetros bajo el nivel del mar.

Las secuencias sedimentarias han progradado hacia el interior del Golfo durante los periodos glaciales e interglaciares. La dinámica marina actual permite caracterizar los mecanismos de transporte, dispersión y depósito de los sedimentos recientes, gobernados por las corrientes litorales y costeras y la circulación anticiclónica del Golfo de México.

ABSTRACT

The study area is located in the southwestern Gulf of Mexico. It covers an extension of 150,000 km² and includes the external margin of the southeastern coastal plain, the continental shelf, and slope.

The methodology used for the development of this research project included satellite imagery analysis, verification and surface sampling at 46 sites along the littoral zone. Two oceanographic expeditions were carried out aboard of the Research Ship "Justo Sierra" owed by UNAM. Geological structures of the sea floor were mapped using the hydroacoustic ecosound and systematic sediment sampling was carried out at 64 selected stations in both expeditions. Processing of samples was made at the sedimentary laboratory of the Instituto de Geología. Regional 2D seismic sections, geological columns, and well logs were used for interpretation purposes.

Our observations across the surface of the continental platform of the Campeche Bank let us to identify the occurrence of Quaternary physiographic features characterized by multiple terraces in steps. These terraces are interpreted to have an eustatic origin, produced by erosion or deposition of sediments along the ancient coastal and littoral belts. Sub-aerial erosion of the sea floor and subsequent deposition of fluvio-deltaic sediments reworked by marine currents produced these geomorphologic features. The fluvio-deltaic deposits occur at variable depths as distributary channel-fill, overbank, levee, and lobes oriented parallel and transversally to the coastline. Slope fans were also identified in the abyssal plain at foothills of the continental shelf.

Five textural types ranging from poorly to moderately sorted gravel, well and poorly sorted sand, poorly sorted silty clays and muddy silts were identified and described with notation on their distribution and provenance. Most of the sediments are polymodal mixtures of particles characterized by their high mud content.

The salt tectonic activity in the Campeche Bay is very intense. Multiple irregularities on the surface of the sea floor are interpreted as a consequence of the intrusion of many salt diapirs that affect the Jurassic to the Recent sedimentary record.

The oil fields in the region are mainly located within a geological province characterized by a structural tectonic framework composed by horst and grabens. Terrigenous and calcareous lithofacies, more than 10 km thick, are commonly associated with salt diapirs. These tectonic and stratigraphic systems integrate the Quaternary and Tertiary accretional prism of the continental margin of the southeastern basins of Mexico. These basins extend from the southernmost foothills at the north front of the Sierra de Chiapas to the coastal plain of the Gulf of Mexico. In that marine province, the northern border of the accretional prism is the southern border of the shallow projection of the upper mantle at deep subsurface, emplaced between 15 to 16 km below the sea level. Its geomorphological expression is a circle on the sea floor with clusters of salt diapirs. The northern border of the accretional sedimentary prism is concave northward and the distribution of the superficial sediments follows the same lineation along its northern front, where lenses and lobes concave northward were developed.

The sedimentary sequences have prograded toward the interior of the Gulf of Mexico during glacial and interglacial periods. Current dynamics conditions favors the characterization of the mechanisms of transport, sediment dispersal patterns, whose deposition is controlled by littoral and coastal currents and by the anticyclonic circulation of the Gulf of Mexico.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

I.1 Presentación

La provincia del suroeste del Golfo de México es significativamente importante, como un laboratorio natural geológico y oceanográfico, en el cuál han interactuado durante su evolución, procesos tectónicos, sedimentarios e hidrodinámicos, que ofrecen la oportunidad de comprender el origen de varios ambientes y sub-ambientes costeros y marinos, desde la línea de costa, la plataforma y talud continentales, hasta la planicie abisal, sujetos a diversos procesos, tectónicos, sedimentarios, hidrodinámicos y cambios climáticos.

El Golfo de México es una cuenca marginal de forma ovoide, cuyo diámetro menor desde la costa noroccidental de la Península de Yucatán a las costas de Texas es de 700 km; y el diámetro mayor, desde Tamaulipas a la costa occidental de la Península de Florida, es del orden de 1600 km; comprende una superficie aproximada de 1.5 millones de Km² y en su parte central, en la porción abisal de la planicie de Sigsbee, el tirante de agua es de 3750 m.

El prisma marginal de acumulación sedimentaria del suroeste del Golfo de México, contiene una columna estratigráfica sedimentaria que varía entre 10 y 15 kilómetros de espesor. Está constituida por secuencias líticas que se depositaron en ambientes sedimentarios continentales, litorales, marinos someros y profundos, desde el Triásico Superior hasta el Reciente, durante los eventos tectónicos distensivos y subsidentes, que dieron origen a la evolución del Golfo de México (Aguayo *et al.*, 2001). Debido a estos procesos geológicos espacio-temporales, los rasgos fisiográficos que caracterizan al golfo difieren morfológicamente según sea su posición geográfica, ya que la evolución geológica de la provincia marina ha sido diferente en sus diversas regiones locales y como consecuencia se distinguen aquellas provincias y

subprovincias fisiográficas que son gobernadas por la intensidad y persistencia de los procesos tectónicos, hidrodinámicos sedimentarios y climáticos que han variado a través del tiempo.

El origen del Golfo de México ha sido motivo de controversias, ya que los procesos tectónicos distensivos y evolutivos de la cuenca circumpacífica marginal, a partir del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, se han asociado con los movimientos geodinámicos del Bloque de Yucatán, ocurridos en relación con el Cratón de Norteamérica durante el Jurásico Tardío y en síntesis se mencionan en los siguientes modelos, entre otros: (1) movimientos del bloque de Yucatán, paralelamente a la expansión de la placa de Atlántico Norte (Buffler *et al.*, 1980; Dickinson y Coney, 1980; Kligord y Schouten, 1986); (2) movimiento del bloque de Yucatán en forma oblicua a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte: por el norte (Salvador y Green, 1980; Salvador 1987); por el occidente (Pilger, 1978 y Walper, 1980); (3) movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán (Hall *et al.*, 1982); (4) movimiento sinextrógiro del bloque de Yucatán (Humphris, 1979 y Pindell, 1985, 1990 y 2001); (5) inmovilidad del bloque de Yucatán (Van-Sincken, 1984). Winker y Buffler (1988) sugieren que el modelo del movimiento sinextrógiro del bloque de Yucatán (4) propuesto por Humphris (*op.cit.*) y Pindell (*op.cit.*), es el que más corresponde con la geometría del borde norte del Cratón de América del Sur, durante el rompimiento cortical y antes del desplazamiento de los bloques tectónicos continentales.

En la región en estudio, posteriormente a los movimientos tectónicos regionales precursores durante el Paleógeno, y como consecuencia de los desplazamientos tectónicos simultáneos e intermitentes de las placas oceánicas de Cocos y el Caribe, el bloque de Yucatán también se reactivó originándose las cuencas tectónicas distensivas del sureste de México, y éstas se reactivaron y subsidieron rápidamente durante el Mioceno Tardío- Plioceno Temprano (Aguayo *et al.*, 2001).

La dirección del movimiento del Bloque de Yucatán en el Neógeno es controvertido: Viniegra (1971) sugiere que su desplazamiento ocurrió hacia el norte; Charleston *et al.* (1984) proponen que el movimiento del bloque fue en sentido dextrógiro sin

interpretar los movimientos que lo originaron; Aguayo y Marín (1987), Aguayo y Carranza-Edwards (1990) y Aguayo *et al.* (2001) sugieren que el bloque de Yucatán se desplazó inicialmente hacia el Norte y posteriormente en sentido dextrógiro como una Microplaca Tectónica, asociada a sistemas de fallas con movimiento lateral izquierdo y otras secundarias con sentido dextral. Pacheco (2002); además interpretan que su margen occidental es el Cañon de Campeche, que se prolonga hacia el sureste, hasta incidir en la fosa geológica del Arco de la Libertad y en el sistema de fallas con desplazamiento lateral izquierdo Polochic, en Centro América. Los sistemas de fallamiento lateral izquierdo son evidentes en la llanura costera del sureste de México y se han estudiado en el complejo fluvio-deltaico Grijalva-Usumacinta y su continuación hacia el piso marino en el suroeste del Golfo de México.

La industria petrolera que se desarrolla en la región es vital en la economía nacional y regional de las zonas costeras de los estados de Veracruz, Tabasco y Campeche. De las zonas costeras de los estados de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco y Campeche, se extrae más del 95% de la producción nacional de petróleo y de gas natural; además, en esos estados se concentran actividades afines a su transporte, almacenamiento, refinación y distribución. La producción de hidrocarburos a nivel nacional, de la bahía de Campeche y de la llanura costera continental del sureste de México se obtiene respectivamente, 78.8 % y 18.6 % de crudo y 33 % y 40 % de gas natural; de los estados de Veracruz y Tamaulipas se extraen de la zona costera marina el 2.6% de crudo y el 27% de gas natural. (Barbosa C., 2000).

Los estudios recientes por sísmica de reflexión continua de alta resolución, reflejan la existencia de una potente columna sedimentaria, afectada por diapirismo salino que ha dado origen a la formación de minicuenas sedimentarias interdómicas, en la Plataforma y Talud continentales, las cuales han tenido una rápida subsidencia y han sido rellenadas con sedimentos siliciclásticos. Estas estructuras actualmente constituyen importantes receptáculos de hidrocarburos en el subsuelo de aguas profundas de la zona económica exclusiva del Golfo de México.

Las actividades petroleras presentes y futuras en el suroeste del Golfo de México obligan a fomentar el estudio de los procesos geodinámicos actuales costeros y oceánicos que controlan la distribución de los sedimentos marinos, los que son transportados y depositados en la provincia marina, y cuyos análogos antiguos en el subsuelo son rocas potenciales formadoras de sistemas petroleros, existiendo rocas generadoras, almacenadoras y sellos, así como las trampas estratigráficas y estructurales requeridas para los yacimientos de petróleo y gas.

1.2 Antecedentes

Los trabajos exploratorios con el fin de encontrar hidrocarburos en el Golfo de México se remontan casi 50 años atrás. A partir de 1948 Petróleos Mexicanos empezó a desarrollar trabajos regionales de exploración geofísica en el Golfo de México, configurando gravimétricamente los domos salinos y delimitándolos detalladamente por métodos de reflexión sísmica.

En 1950 se perforó el pozo direccional Tortuguero-1, desde la playa hacia la plataforma continental, con el que se localizaron los yacimientos de gas natural y aceite entre 1975 a 1045 metros de profundidad, en estratos del Mioceno. Entre 1951 y 1971 también se perforaron los pozos Rabón Grande-1, Santa Ana-239 y Marbella-1, produciendo gas natural y aceite en terrígenos del Terciario Superior asociados con intrusivos salinos.

Desde la década de los 60's, el señor Gumersindo Cantarell, pescador campechano, reportó emanaciones de hidrocarburos en la superficie del mar, a unos 70 km al noreste de Ciudad del Carmen, Campeche. En 1971 personal de Petróleos Mexicanos los muestreó y fueron analizados en el Instituto Mexicano del Petróleo, corroborando las manifestaciones de gas natural y de aceite crudo en esa región, que fue nombrada como zona o área Cantarell, en reconocimiento al descubridor de las chapopoterías marinas.

Inicialmente se realizó la exploración gravimétrica frente a las costas de Veracruz y Tabasco; posteriormente en 1965 dieron principio los trabajos sísmicos en el área marina de Campeche (Camargo, 1980). En 1968 se llevó a cabo el primer trabajo de aeromagnetometría en el área de Arenque, cerca de la ciudad de Tampico, Tams. En los primeros años de la década de los setenta se intensificaron los trabajos sismológicos en la región marina, con el apoyo de la información geológica-geofísica terrestre, que fueron fundamentales para el descubrimiento de los campos petroleros de la sonda marina de Campeche (Camargo *op cit.*).

En 1976 cuando se terminó la perforación del pozo Chac-1, productor en la zona de brechas del Cretácico Superior (Santiago, 1979), se dio origen a los trabajos geológicos y geofísicos encaminados a la exploración de esta nueva zona productora de hidrocarburos en el suroeste del Golfo de México. Los estudios geológicos efectuados en la región empezaron a partir de que hubo información de pozos petroleros perforados en el área. Los primeros estudios fueron los realizados por: Viniegra (1971); Santiago (1979) y Meneses (1980), entre otros; trabajos elaborados con base en datos geofísicos como los de Camargo (1980) y Puerto-Zapata (1986). En el período de 1974 a 1983 se efectuó el levantamiento geofísico-sismológico hasta la isóbata de 500 m, y desde 1979 se han realizado trabajos de sismología tridimensional, así como de gravimetría y magnetometría, con el fin de interpretar y definir las estructuras geológicas en el subsuelo de la plataforma y talud continentales; los levantamientos geofísicos de sismología tridimensional continúan en la actualidad desarrollándose.

También se han realizado trabajos sobre estratigrafía, sedimentología, geología estructural y tectónica, paleontología y de otras disciplinas, desarrollados en el Instituto Mexicano del Petróleo y Petróleos Mexicanos. Entre estos se tienen los de Araujo *et al.* (1986) y Ángeles-Aquino (1988) y Ángeles-Aquino *et al.* (1994) entre otros mencionados, siendo la mayoría de ellos de carácter inédito.

Así mismo, existen varios trabajos a nivel regional sobre el origen y evolución del Golfo de México tales como: Pindell *et al.*, (2000); Buffler (1991); Salvador (1991). Hall (1990); Pindell (1985) Buffler y Sawyer (1985) y Ibrahim and Uchupi (1982).

En cuanto a estudios de sedimentología recientes, oceanografía geológica, geoquímica y geofísica, existen también varios trabajos realizados en la región por diversos autores; Guzmán-Vega *et al.* (1999 y 2001); Romero *et al.* (2001); Sosa *et al.* (2001); Carranza-Edwards *et al.* (1993); González y Holguín (1992); Aguayo (1997); Aguayo y Carranza (1990); Ayala y Gutiérrez (1990), Cal y Mayor (1987); Mullins *et al.* (1987); Gutiérrez-Estrada (1977); Elliot (1982); Molinari *et al.* (1978); entre los trabajos de Geofísica se tienen los de: Sandoval-Ochoa *et al.* (1999); Salvador (1991); Camargo *et al.* (1991); Camargo (1990) .Cominguez *et al.* (1977) y Puerto-Zapata *et al.* (1986).

Los estudios geológicos sobre la extensión de los elementos paleogeográficos del área de Chiapas-Tabasco hacia la Bahía de Campeche, dentro del marco geológico-regional, estratigráfico y estructural, se desarrollaron en las últimas cuatro décadas con fines de exploración petrolera por: Aguayo (1966), Weyl (1974), Olivas- Ramírez (1975), Flores-Vargas y Baro-Santos (1977), Sánchez-Montes de Oca (1978) y Meneses de Gyves (1980); entre otras numerosas contribuciones destacadas, contemporáneas y posteriores, con enfoques diferentes de acuerdo a sus objetivos específicos y a su carácter regional y local: tectónico, estructural, estratigráfico, sedimentológico, bioestratigráfico y geoquímico; los que fueron ampliamente referidos por Ángeles-Aquino en 1996 y por la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C., en sus publicaciones especiales Nos. 3 y 4 de Octubre de 1999, conmemorando los 50 años de su fundación.

En la planicie costera del sureste de México y su extensión hacia el Golfo de México, los estudios de investigación geológica del Cuaternario y del Reciente son escasos, comparativamente con los trabajos geológico-estructurales, estratigráficos y geoquímicos del Mesozoico y del Terciario, que son estratégicos para la exploración

petrolera; no obstante, la planicie costera es un importante laboratorio natural en la que se conjugan fenómenos tectono-sedimentarios, oceánicos y climáticos, que son la base científica para entender la dinámica de las costas y sus recursos naturales, aportando criterios sobre su explotación y preservación, en los que se sustenta la planificación y el desarrollo socio-económico regional. Además, estudios de esta naturaleza son fundamentales para la industria petrolera, en la predicción de los depósitos sedimentarios análogos antiguos que se encuentran en el subsuelo y que son objetivos en la exploración de recursos energéticos.

Estudios científicos y aplicados a la dinámica costera litoral reciente, fueron publicados por: Ayala-Castañares (1963), sobre la sistemática y distribución ecológica de foraminíferos en la Laguna de Términos, Campeche; Putsy (1965 y 1966), describió y explicó el origen de los cordones litorales (beach-ridge) de la planicie fluvial-deltáica de los ríos Grijalva-Usumacinta, depositados durante la etapa de progradación sedimentaria holocénica (5000-6000 años), hacia el Golfo de México, con el nivel del mar similar al actual, aunque con ligeras fluctuaciones transgresivas, pero con franca tendencia progradante; además, el autor estudió la planicie fluvial-deltáica de los ríos Mezcalapa y Tonalá, y determinó que en 1932 ocurrió el rompimiento del borde del río Mezcalapa y su captura por el río Grijalva; el autor también reconstruyó el frente erosionado del complejo deltáico Grijalva-Usumacinta, tomando como base las continuidades morfológicas laterales de los cordones litorales y definió la velocidad y dirección de las corrientes marinas desde estos dos sistemas fluviales hasta Punta Xicalango, que está situada en el extremo occidental de la Laguna de Términos; Tanner y Stapor (1971), estudiaron el frente del complejo deltáico Grijalva-Usumacinta, concluyendo que en los últimos 50 años no se manifestó la progradación sedimentaria en el frente deltáico, lo que ocurre, según los autores, probablemente desde hace varios siglos; Mancilla y Vargas (1980), realizaron estudios sobre la dirección en la circulación y del flujo total en la Laguna de Términos; Graham *et al.* (1981), propusieron un modelo de circulación hidrodinámica en la Laguna de Términos; Gutiérrez-Estrada y Galavíz (1983), relacionaron la morfobatimetría con la distribución de sedimentos en las lagunas El Carmen-Pajonal y

La Machona, Tabasco; Galavíz, Gutiérrez-Estrada y Castro del Rio (1987), relacionan la hidrodinámica de las lagunas Dos Bocas y Mecoacán, Tabasco, con la distribución de sedimentos y las estructuras del fondo de las lagunas; Yañez-Arancibia y Sánchez-Gil (1988), caracterizan las condiciones ambientales de la Bahía de Campeche frente a la Laguna de Términos; Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada en 1990, caracterizan la morfología y los sedimentos del fondo marino del suroeste del Golfo de México, frente a Tabasco y Campeche; Aguayo y Carranza-Edwards (1990), destacan los lineamientos estructurales de los ríos Grijalva y Usumacinta dentro del marco tectónico regional; Cruz-Abrego (1990), relaciona a los moluscos bentónicos con la granulometría de los sedimentos en los abanicos costeros de los sistemas fluvio-deltáicos Grijalva-San Pedro-San Pablo; Rosales-Hoz *et al.* (1992) y Carranza-Edwards *et al.* (1993), describen los sedimentos superficiales del suroeste del Golfo de México; Vázquez-Gutiérrez *et al.* (1994), relacionan la hidrodinámica con la estabilidad de las bocas y de la zona litoral en el sistema lagunar El Carmen-Pajonal y la Machona; Aguayo (1997), enfatizó sobre la dinámica costera y los procesos erosivos retrogradantes en la zona litoral del suroeste del Golfo de México; Gutiérrez-Estrada *et al.* (1998) y Vázquez-Gutiérrez *et al.* (1998), estudiaron la morfología del fondo marino y los sedimentos superficiales de la plataforma continental del occidente del Banco de Campeche, así como los procesos erosivos litorales en relación a su impacto ambiental; Aguayo *et al.* (1999), estudiaron la planicie fluvial-deltaica del sistema Grijalva-Usumacinta y establecieron la velocidad y la edad de progradación holocénica, con base en dataciones con carbono radioactivo en conchas de moluscos; Sandoval-Ochoa *et al.* (1999), proponen un modelo de los bloques corticales del basamento, en relación a su morfología y a la tectónica del suroeste del Golfo de México.

Tomando en cuenta que en la Exploración Petrolera se requiere conocer mejor las secuencias sedimentarias que estan rellinando la cuenca en la porción suroeste del Golfo de México, se pensó que existe la necesidad de realizar trabajos de investigación sedimentológica en dicha región. Con el fin de conocer y establecer los procesos sedimentarios que gobernaron y estan gobernando el transporte, la

distribución, el depósito y geometría de los cuerpos sedimentarios, desde el Neogeno al Reciente, así como los procesos tectónicos que han estado interactuando en ese mismo período de tiempo.

Con el modelo sedimentológico depositacional generado en la investigación realizada en este trabajo, fue posible conocer la influencia que han tenido los eventos geológicos y oceanográficos y que han intervenido local y regionalmente en el transporte, depósito, sedimentación, subsidencia y en la deformación de las facies sedimentarias que se encuentran, tanto en el subsuelo como en la superficie. Así mismo se establecieron métodos para seguir las tendencias de distribución y la geometría de los cuerpos arenosos en el subsuelo y que son los que presentan mejores condiciones como rocas almacenadoras de hidrocarburos, en la plataforma y talud continentales.

1.3 Objetivos

Los principales objetivos del presente trabajo son:

- 1) Conocer y establecer los procesos sedimentarios y su relación con los procesos marinos y tectónicos, que han interactuado en el suroeste del Golfo de México del Neógeno al Reciente.
- 2) Obtener un modelo de la distribución y geometría de los cuerpos sedimentarios y establecer su evolución tectono-sedimentaria Reciente en la plataforma y talud continentales de la región.

Se consideró conveniente enfocar la investigación a los siguientes objetivos específicos:

- a) Investigar y caracterizar los procesos geológicos marinos recientes en la región, que gobiernan al depósito de las facies sedimentarias. A través de sus procesos de

erosión, transporte, dispersión y depósito, en las provincias de la franja costera, la plataforma y talud continentales.

b) Establecer e interpretar el marco neotectónico regional y local, del Neogeno al Reciente, desde la llanura costera continental del sureste y su extensión hacia el suroeste del Golfo de México.

c) Identificar y cartografiar los rasgos morfo-batimétricos debidos a tectonismo y diapirismo salino, e interpretar sus relaciones con la morfología de los depósitos sedimentarios superficiales y sub-superficiales del fondo marino.

d) Caracterizar e interpretar los atributos granulométricos de los sedimentos litorales y los superficiales del fondo marino de la plataforma y talud continentales, e identificar los procesos hidrodinámicos mayores que gobiernan su transporte, dispersión y depósito.

e) Enmarcar las subprovincias petroleras dentro del modelo conceptual tectono-sedimentario e hidrodinámico regional, con el objeto de aportar información complementaria en la identificación y distribución de las facies sedimentarias de interés geológico-petrolero en el subsuelo marino de la plataforma y talud continentales (rocas generadoras, almacenadoras y sello).

1. 4 Localización del área en estudio

El área de estudio se ubica, en el suroeste del Golfo de México; en la Bahía de Campeche, el límite norte del área, es el frente externo de la bahía, quedando hacia el Golfo profundo la planicie de Sigsbee y el suroccidente del Escarpe de Campeche; al sur, comprende el borde marginal externo de la llanura costera continental del sur del Estado de Veracruz y la de los estados de Tabasco y Campeche; al occidente, la limita el Cañón de Veracruz y su límite oriental, corresponde al Cañón de Campeche y a la franja litoral de los estados de Campeche y el noroccidente del Estado de

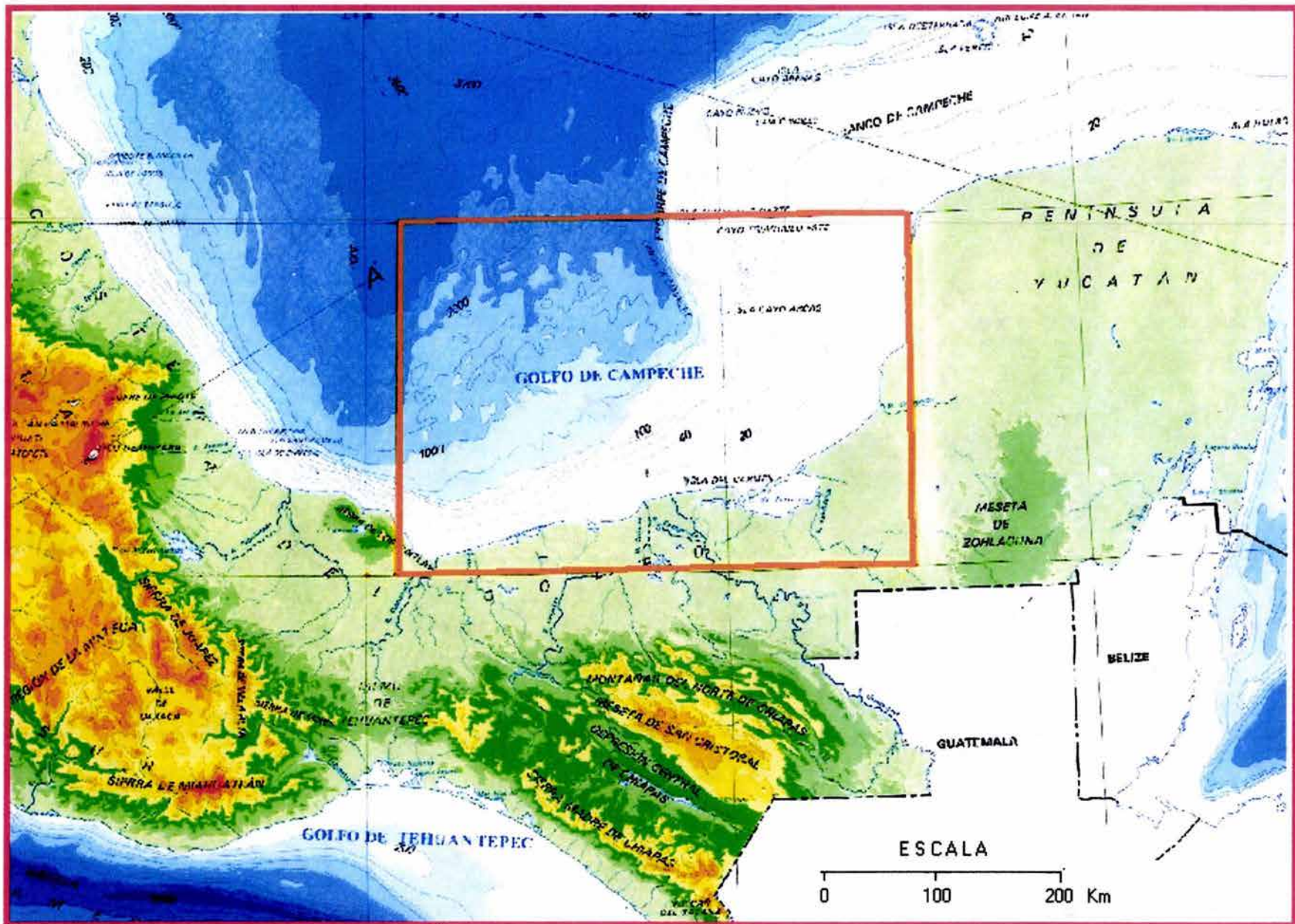


Figura 1 Plano de localización del área de estudio, suroeste del Golfo de México

Yucatán. El área queda enmarcada entre las coordenadas geográficas: 21° 00' y 18° 00' de latitud norte y 94° 50' y 90° 30' de longitud oeste; comprende una superficie aproximada de 150,000 km² la décima parte del actual Golfo de México, y abarca profundidades desde 0 m. en la franja litoral hasta 3240 m. b. n. m. (Figura 1).

I. 5 Metodología

1. Compilación, análisis y selección de información previa de artículos científicos y técnicos, informes técnicos, mapas y cartas geo-referenciadas, tesis de posgrado, registros geofísicos de pozos y secciones sísmicas de reflexión continúa.

2. Elaboración del mapa geo-referenciado utilizando el paquete Geographix, tomando como base la carta de la Secretaria de Marina (México- Costa Este, 1977; proyección Mercator, escala 1: 1,023,400); fotografías de vuelo bajo, escala 1: 50, 000; cartas topográficas de INEGI, escalas 1: 50, 000, 1: 100, 000, 1: 250, 000 y 1: 1 000 000; imágenes satelitales LANDSAT, bandas 1, 2, 3, 4 y 5 (1987 y mayo 18, 1999) y de NOAA-GOES (Octubre 12, 1987).

3. Verificación de campo en la franja litoral, en 26 estaciones previamente seleccionadas con base en sus diferencias fisiográficas, geomorfológicas, estructurales, estratigráficas y sedimentológicas, se realizó muestreo sistemático en 46 sitios específicos de las 26 estaciones; los sitios de muestreo se seleccionaron durante el trabajo operativo de campo, cubriendo una extensión lineal de aproximadamente 600 km, desde el río Tonalá (límite estatal de los estados de Veracruz y Tabasco) hasta Punta Celestún, en el Estado de Yucatán.

4. Muestreo y cartografía del piso marino:

a) en el mar, la primer campaña oceanográfica (SGMA-1) se realizó del 28 de febrero al 3 de marzo de 1998, a bordo del B/O "Justo Sierra" de la UNAM, para muestrear y cartografiar la porción sur del Cañón de Campeche y la sur-occidental de la

Plataforma de Yucatán, en la zona de campos gigantes de PEMEX; se cubrió una extensión de 400 km², con 21 sitios de muestreo y con perfilaje hidroacústico continuo del fondo marino, registrando en el subsuelo sub-superficial el perfil estratigráfico-estructural hasta 50 metros de profundidad a partir del piso marino, así como las emanaciones de hidrocarburos en el interfase agua-sedimento y en la columna de agua; los equipos específicos y criterios operativos son los mismos que los aplicados en la segunda campaña oceanográfica.

b). La segunda campaña oceanográfica (FIES) se realizó del 6 al 16 de julio de 1999, a bordo del B/O "Justo Sierra" de la UNAM, con un recorrido de navegación de 2 057 millas náuticas (3 743.74 km); se colectaron sedimentos superficiales del fondo marino en 60 estaciones, utilizando la draga, tipo Smith McIntyre. Entre estaciones se programaron 397 sitios de control (fixes) con un promedio de separación entre ellos de 5 km (2.75 millas náuticas), en los que se registraron datos de posicionamiento geográfico y de profundidad, al igual que en las estaciones de muestreo. En estas operaciones se utilizó el posicionador (GPS) navegador satelital multicanal modelo Magnavox.

5. Perfilaje morfobatimétrico. En las dos campañas oceanográficas a bordo del B/O "Justo Sierra" de la UNAM, se exploró la zona costera marina, con el levantamiento del perfilaje morfobatimétrico continuo del fondo marino por métodos hidroacústicos, utilizando la ecosonda modelo ORE y el sonar SIMRAD-ST, con frecuencias de 3.5 a 1.5 kHz., para registrar en los ecogramas, la interface agua sedimentos y el perfil estratigráfico-estructural del subsuelo marino hasta 50 metros de espesor de columna sedimentaria a partir del piso marino, así como las emanaciones de hidrocarburos en la interfase agua-sedimento y en el tirante de agua hacia la superficie del mar.

6. Procesado de muestras de sedimentos. En el laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geología de la UNAM, se procesaron las muestras litorales y marinas, y se hicieron los cálculos estadísticos para caracterizar texturalmente a los sedimentos

colectados, en el muestreo de la zona litoral y en las campañas oceanográficas; utilizando varios criterios previamente establecidos (ver Análisis sedimentológicos).

7. Elaboración de cartas y mapas. En el Instituto Mexicano del Petróleo, se elaboraron las cartas y mapas geo-referenciados utilizando el paquete Geographix Information System; así como la digitalización de los ecogramas y las figuras y tablas ilustrativas. La información recabada se enriqueció con los datos sedimentológicos de ocho estaciones muestreadas en la campaña oceanográfica COSMA 06-70, de septiembre de 1970, en la que se utilizó la draga de almeja tipo Veen Shipeck.

8. Interpretación de secciones sísmicas:

a) Los rasgos estructurales mayores del prisma acrecional en el subsuelo profundo del área marina, son evidentes en la interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión acústica continua en la plataforma y talud continentales, del crucero oceanográfico 70-02 de la U. S. Geological Survey, Secretaria de Marina y U.N.A.M.

b) Con la información oceanográfica y sedimentológica obtenidas y la información de los registros geofísicos de pozos y de líneas sísmicas regionales proporcionados por Petróleos Mexicanos, se pudo integrar e interpretar el modelo depositacional de las contornitas y turbiditas depositadas en el talud y las minicuenas interdómicas, así como las barras de plataforma, cordones litorales y sistemas deltáicos que han estado progradando hacia el Golfo, principalmente y en periodos cortos, retrogradando a partir del Paleógeno y con más énfasis del Mioceno al Reciente.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

II.1. Regional

De acuerdo a la opinión de diversos autores es ampliamente aceptado que la Cuenca del Golfo de México corresponde a una cuenca circum-atlántica continental marginal y divergente, relacionada con la apertura del Océano Atlántico (Dickinson,1979) y formada por el rompimiento de la Pangea desde el Triásico Tardío-Jurásico Inferior (Winker y Buffler,1988). Los autores explican el origen de la cuenca como consecuencia del rompimiento y deriva (rift-drift), de las masas corticales en proceso tectónico distensivo y, por lo tanto, asociada a fallamientos transcurrentes regionales, seguidos por la expansión del fondo oceánico y subsidencia por enfriamiento térmico en los márgenes pasivos, lo que ha sido ampliamente documentado por: Pilger (1981); Nunn *et al.*; (1984), Buffler y Sawyer (1985); Winker y Buffler; (1988); Weimer *et al.*, (1998) y Amos Salvador (1991); entre otros autores (Figura 2).

Regionalmente la Cuenca del Golfo de México, desde el Triásico Tardío-Jurásico Temprano hasta el Reciente, ha estado directamente relacionada en tiempo y espacio, con los movimientos geodinámicos de cinco placas tectónicas mayores: 1) la de Norteamérica desplazándose inicialmente hacia el nor-poniente y posteriormente hacia el poniente y sur-poniente; las circum-pacíficas, 2) De Kula, 3) De Farallón (3) y 4) De Cocos en subducción y con dirección hacia norte-noreste, y 5) La del Caribe con movimiento inicial hacia el noreste y posteriormente hacia el oriente franco (Figura 3). Como consecuencia de los desplazamientos geodinámicos simultáneos e intermitentes de las placas tectónicas de Cocos y del Caribe, el Bloque de Yucatán también se reactivó como una microplaca tectónica, con movimientos de rotación dextral, deslizando sobre la traza de la falla Polochic en la provincia geológica del Arco de la Libertad, en Centro-América, durante el Terciario y el Cuaternario Viniegra (1992), (Figura 4).

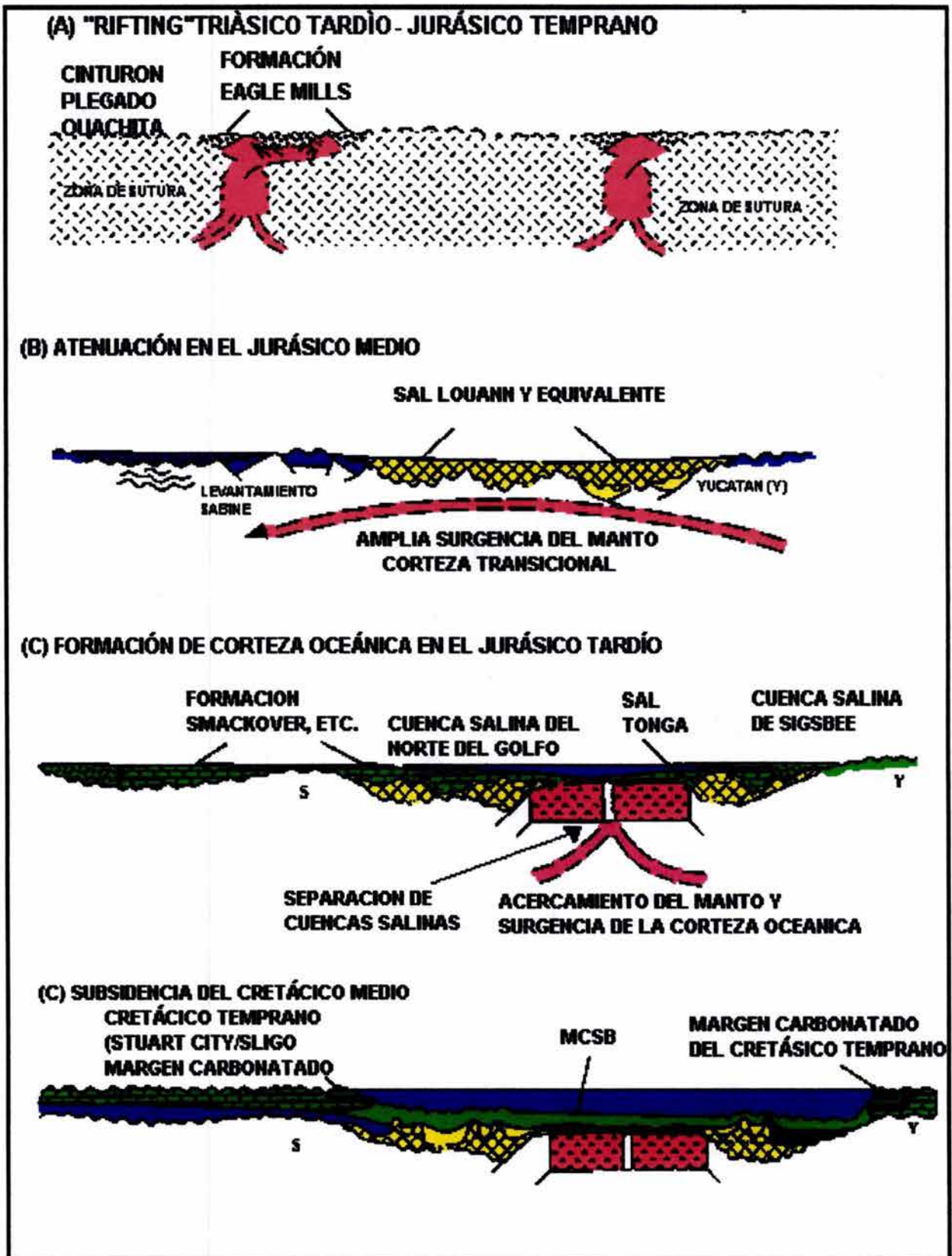


Figura 2. Sección esquemática que ilustra la evolución temprana de la formación de la cuenca del Golfo de México (según Weimer et al., 1998, después de Buffler, 1991).

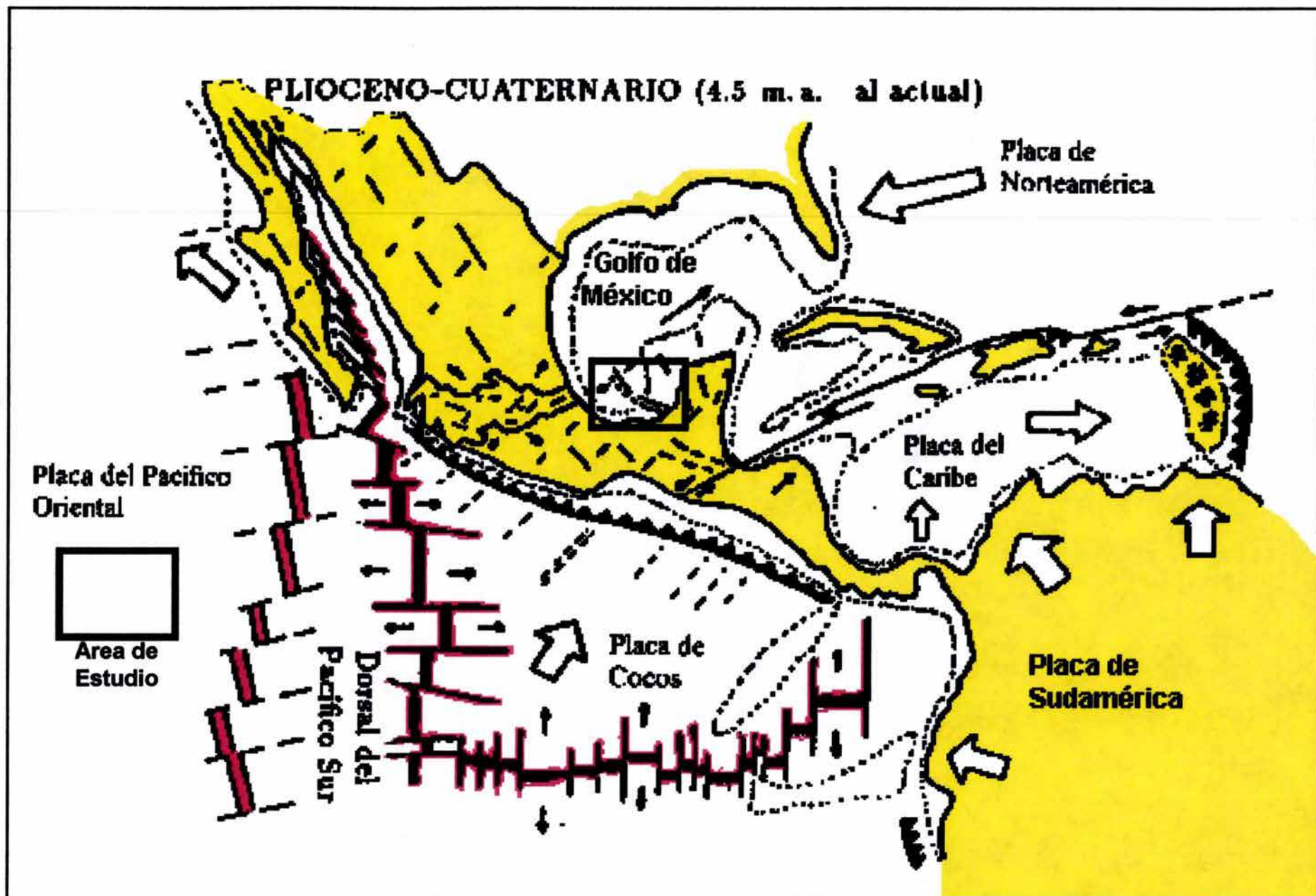


Figura 3. Marco actual de la tectónica de placas de la República Mexicana (después de Aguayo y Trápaga, 1996).

La Cuenca del Golfo de México comprende, tanto a la parte continental marginal expuesta y sepultada en su porción norte y occidental; como a su parte central, el actual Golfo de México, cuya planicie abisal está a 3,750 m de profundidad (b.n.m) y sus provincias geográficas, norte y sur, corresponden respectivamente a Estados Unidos y a México y su porción oriental a Cuba y los Estados Unidos Bryant and Bryant (1984).

Los límites externos de la Cuenca del Golfo de México en el interior del continente, se definen en Estados Unidos, hacia el norte, por el cinturón orogénico de las montañas Marathon-Ouachita y por el frente sur sepultado de los Apalaches; hacia el nororiente, por el norte de la Península de Florida y en el mar, por el margen atlántico de la plataforma continental. En México, hacia el occidente, el límite de la planicie costera es el frente oriental de la Sierra Madre Oriental y continúa hacia el sureste del país, bordeando el frente norte del macizo granítico de Chiapas y hacia las Montañas Maya en Belice; en el mar, el borde externo de la cuenca continúa hacia el oriente, en los estrechos o canales de Yucatán y Florida (Figura 5), Bryant and Bryant (*op cit.*).

La cuenca tiene espesores máximos conocidos entre 12 a 14 kilómetros de rocas estratificadas de origen sedimentario continental, transicional y marino, cuyo rango de edad comprende desde el Triásico Superior hasta el Reciente (Salvador Amos, 1991).en su porción marginal del Golfo se encuentran las cuencas, plataformas y arcos que la limitan y que fueron formadas a partir del Jurásico Medio al Plioceno; y son las siguientes (Figura 5), Ewing (1991).

1, Cuenca de Macuspana; 2, Levantamiento de Villahermosa; 3, Cuenca de Comalcalco; 4, Cuenca Salina del Istmo; 5, Cuenca de Veracruz; 6, Plataforma de Cordoba; 7, Macizo de Santa Ana; 8, Plataforma de Tuxpan; 9, Cuenca de Tampico Misantla; 10, Plataforma de Valles San Luis Potosí; 11, Cuenca de Magiscáztin; 12, Arco de Tamaulipas; 13, Cuenca de Burgos; 14, Cuenca de Sabinas; 15, Plataforma de Coahuila; 16, Levantamiento del Burro; 17, Arco de Peyotes Picachos; 18,

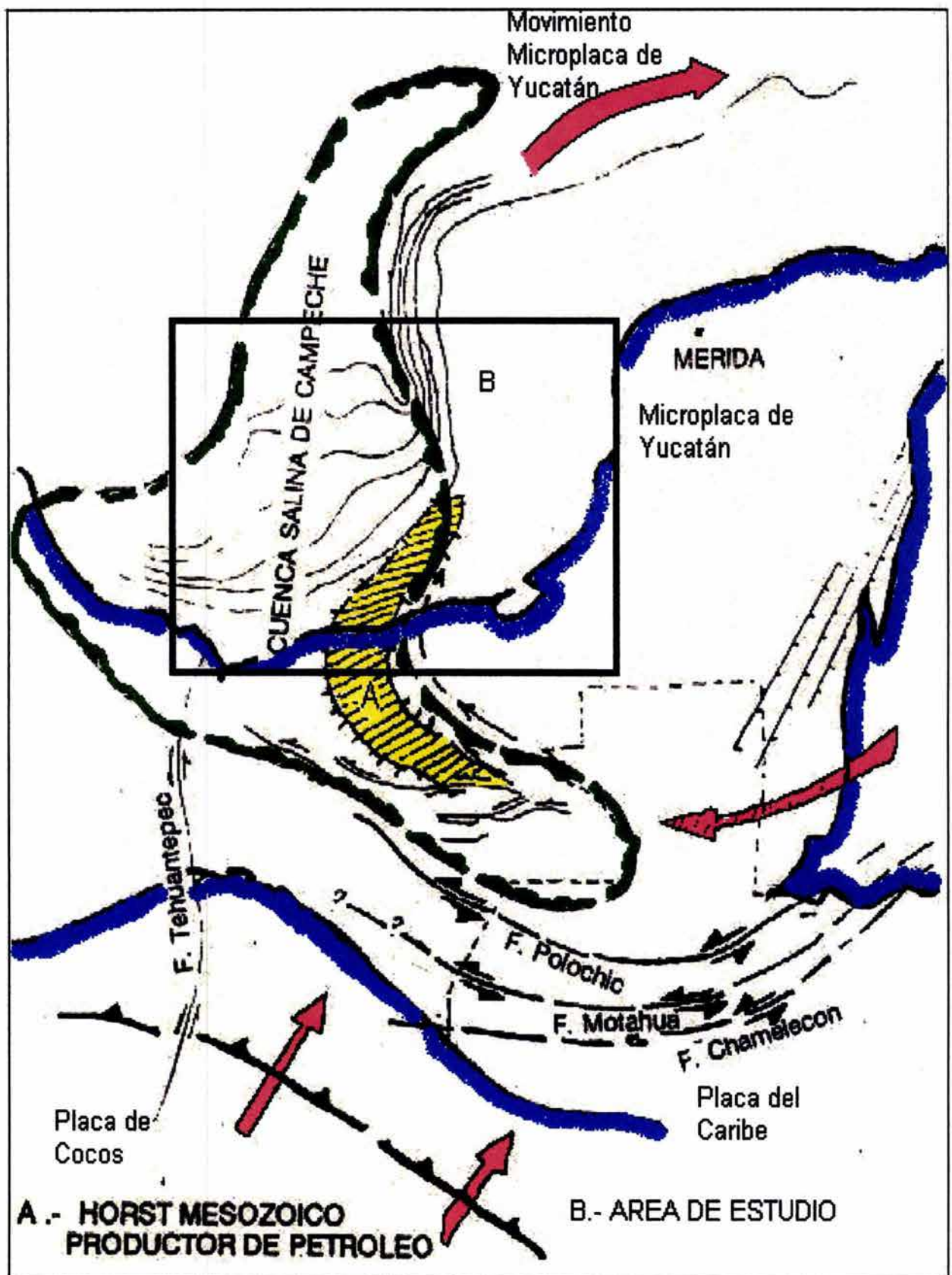


Figura 4. Localización de la falla Matagua-Polochic y su relación con la tectónica del Sur y Sureste de México, las flechas indican el movimiento de las placas (modificada de Viniestra O., 1992).

Embajamiento del Río Grande; 19, Arco de San Marcos; 20, Cuenca del Este de Texas; 21, Levantamiento Sabine; 22, Cuenca Salina del Norte de Louisiana; 23, Levantamiento de Monroe; 24, Cuenca Desha; 25, Arco La Salle; 26, Cuenca Salina del Mississippi; 27, Domo Jackson; 28, Cinturón Deformado Central del Mississippi; 29, Cuenca Black Warrior; 30, Levantamiento Wiggins; 31, Embajamiento Apalachicola; 32, Levantamiento Ocola; 33, Levantamiento del Sureste de Georgia; 34, Arco Midland Ground; 35, Plataforma del Sur; 36, Embajamiento Tampa; 37, Arco Sarasota; 38, Cuenca del Sur de Florida.

Esta cuenca tectono-estratigráfica del Golfo de México, descansa discordantemente sobre un basamento severamente deformado, constituido por rocas de origen sedimentario, ígneo y metamórfico, denominado como "basamento Pre-Triásico"; poco entendido, por aflorar aisladamente en el margen de la cuenca y muestreado en algunos pozos profundos que lo han alcanzado Ewing (*op cit.*).

El hundimiento del fondo oceánico al inicio de la evolución del Golfo de México, se debió a procesos distensivos corticales por la expansión del piso marino durante el Jurásico Tardío, lo que provocó que los depósitos salinos del Jurásico Medio y los arcillo-arenosos y calcáreo-arcillosos de ambiente euxínico del Jurásico Superior "temprano", previamente depositados, se segmentarán en dos bloques y migrarán hacia el norte y hacia el sur, respectivamente, a partir de la zona de extensión tectónica (rift) cuya orientación geográfica actual es del nor-oriental al sur-poniente (Buffler et al., 1980). En esta zona de fracturamiento cortical, en su parte central, se formó una depresión marina de más de 1 km de profundidad, el proto-Golfo de México (Winker y Buffler, 1988), cuya amplitud y profundidad se incrementaron a medida que el bloque de Yucatán se desplazaba hacia el sur, dando por resultado, que en la zona de distensión central, aflorara la corteza oceánica y hacia los márgenes de la cuenca, se desplazara la corteza continental.

En la Cuenca del Golfo de México se distinguen dos etapas geodinámicas mayores durante el Mesozoico y el Paleógeno. La primera, caracterizada por procesos

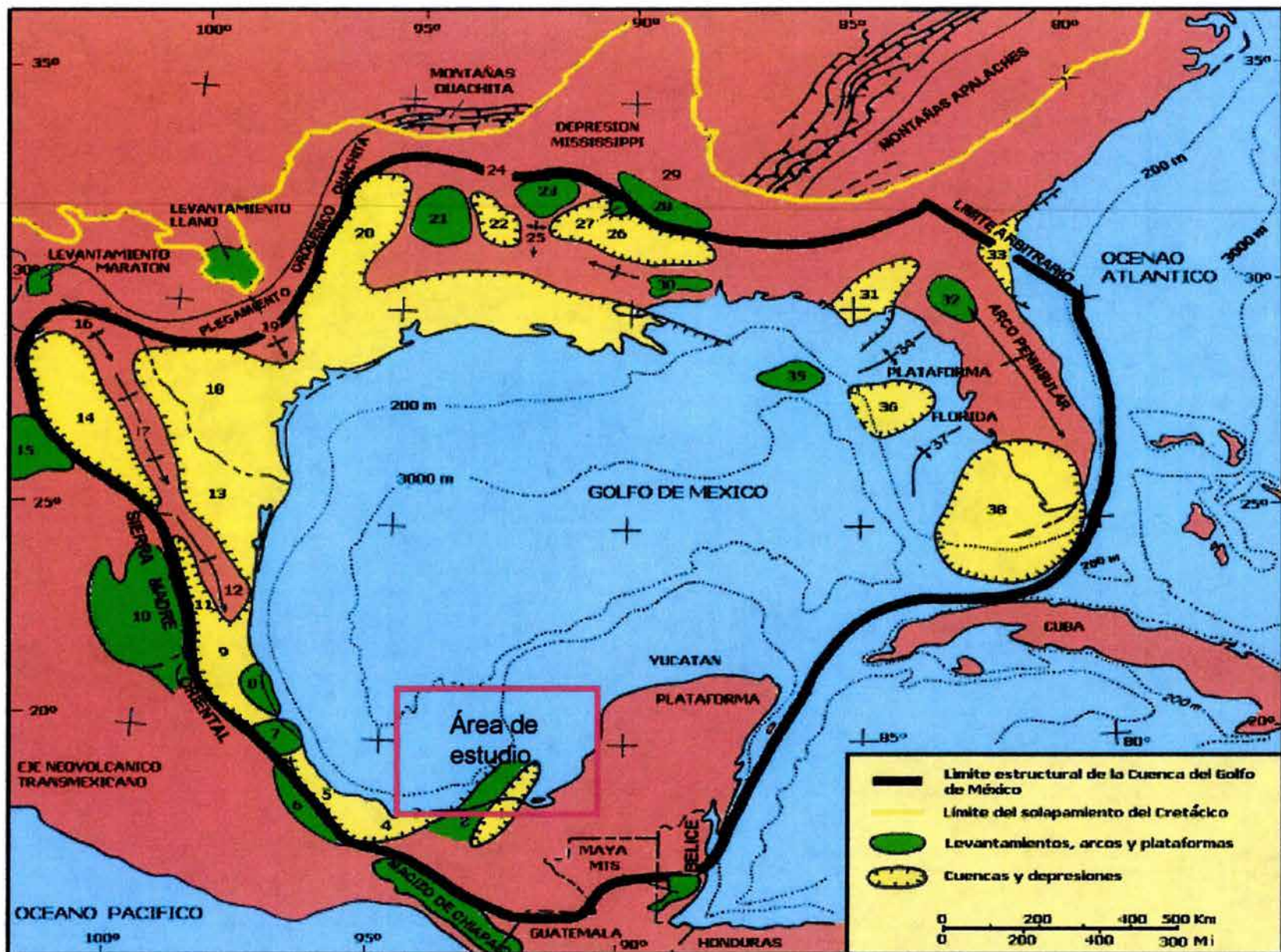


Figura 5. Paleocuenclas Marginales del Golfo de México y rasgos estructurales (modificada de Amos Salvador, 1991, nombre de cuencas y plataformas en el texto).

tectónicos distensivos y subsidentes a partir del rompimiento de la Pangéa desde el Triásico-Jurásico hasta el Cretácico Medio-Tardío, con el depósito de facies sedimentarias transgresivas y eventos cortos regresivos, característicos de los márgenes circum-atlánticos. La segunda etapa posterior evolutiva, tiene características estructurales compresivas debido a los esfuerzos tectónicos circum-pacíficos hacia el interior del continente, proveniente de la placa oceánica Farallón, tectonizando transpresiva y transtensivamente a la secuencias sedimentarias mesozoica y del Terciario Inferior, desde fines del Cretácico Tardío al Paleógeno tardío, durante las orogenias Laramide y Cascadiana, respectivamente Aguayo *et al.* (2001).

A partir del Neógeno, la placa tectónica circum-pacífica de Cocos afectó el interior del continente con esfuerzos compresivos de deformación y del rompimiento cortical, los que se manifiestan como sistemas complejos de pliegues recumbentes y fallas transcurrentes con dirección franca hacia el norte-noreste, asociados éstos, con sistemas estructurales transpresivos y distensivos conjugados con orientación noroeste-sureste y noreste-suroeste. La Cuenca del Golfo de México, también estuvo afectada por sistemas de fallamientos distensivos listricos paralelos al borde continental, que evolucionaron como sistemas de bloques normales de crecimiento sintético hasta rotacional antitético. Aguayo *et al.* (*op cit.*).

Los sistemas estructurales descritos, son característicos en el subsuelo de la planicie costera continental del margen de la Cuenca del Golfo de México y del actual borde occidental del Golfo de México, en el subsuelo de la plataforma continental. En conjunto, ambas provincias fisiográficas, conforman al prisma acrecional continental circum-atlántico de la Cuenca del Golfo de México, como producto de su evolución tectónica y cuyo rango de espesor estratigráfico varía entre 12 a 14 km, desde el Mesozoico al Reciente Sandoval-Ochoa *et al.*, (1999).

La columna estratigráfica del Terciario al Cuaternario en el prisma acrecional de la región marginal del Golfo de México, está caracterizada por contener espesores de

sedimentos terrígenos que varían de acuerdo a la posición y profundidad de los bloques del basamento Pre-Triásico. Aguayo *et al.* (*op cit.*).

Según Camargo y Quezada (1991) en la provincia marina Laguna Madre, la columna estratigráfica miocénica es del orden de 9,000 a 10,000 metros; en la de Tampico, los espesores del Terciario-Cuaternario varían de poniente a oriente, entre 2,900 a 4,000 m; en la provincia de Veracruz, el Terciario tiene un espesor aproximado de 9,000 m; en la región marina de Coatzacoalcos, y en la Bahía de Campeche, se han registrado con estudios geofísicos recientes de alta resolución, hasta 11,000 metros de espesor de estratos del Terciario al Reciente, asociados a fallas distensivas de crecimiento sintético, antitético y a bloques en rotación; y en el Banco marginal de Campeche, la columna estratigráfica del Terciario-Cuaternario, tiene un espesor promedio de 3,500 metros.

El fondo oceánico del Golfo de México continúa en subsidencia; la cima del manto superior, en su zona más profunda se ha estimado que se encuentra emplazado entre 12 a 16 km bajo el nivel del mar, que de acuerdo con datos de prospección geofísica marina, corresponde a corteza oceánica (Antoine y Ewing, 1963; Ewing y Antoine, 1965; Hales, Helsley y Nation, 1970; Antoine y Gilmore, 1970; Antoine y Pyile, 1970; Antoine, 1972; Cominguez, Sandoval y del Castillo, 1977; Sandoval *et al.*, 1999; entre otros). La corteza oceánica del centro del Golfo de México cambia transicionalmente a corteza continental, a partir del talud y plataforma continentales, hacia la franja marginal del Golfo de México Sawyer *et al.*, (1991).

II.2 Local

II.2.1 Plataforma de Yucatán

La Plataforma de Yucatán es una provincia que ha subsidido lentamente, lo cuál está reflejado en su columna sedimentaria con litofacies repetidas de más de 3000 m de espesor depositados desde el Jurásico hasta el Reciente (Figura 6). El basamento de

la Plataforma de Yucatán está formado por rocas de origen metamórfico del Paleozoico, sobre el cuál descansan lechos rojos del Jurásico que a su vez subyacen a una sucesión de rocas carbonatadas y evaporítica depositadas sobre la plataforma durante varios períodos de subsidencia lenta, aunque aparentemente continúa. Aguayo *et al.* (1980).

El complejo metamórfico de posible edad paleozoica formó un alto estructural en el subsuelo, en la porción nor-oriental de la provincia yucateca. Durante el Jurásico Inferior, este complejo metamórfico sirvió de fuente de suministro de sedimentos terrígenos que eran transportados hacia el interior de la plataforma, que estaba caracterizada por condiciones someras y restringidas, por lo que los depósitos de evaporitas y rocas terrígenas generalmente están interdigitados. La influencia fluvial que existió en el área se manifiesta al encontrar evaporitas y dolomias asociadas con areniscas submaduras de color rojizo por oxidación, variando a conglomerados hacia las porciones topográficas más altas López-Ramos (1982), (Pozo Yucatán 4, Figura 6).

Para inicios del Cretácico, la plataforma comenzó a tener subsidencia depositándose facies transgresivas y regresivas. Estas facies son de ambiente de inframarea somera, intermarea y supramarea. A fines del Cretácico, la porción norte-central de la península, empezó a emerger hasta quedar totalmente expuesta, lo que es evidente por el depósito de brechas y conglomerados constituidos por clástos de anhidrita, caliza y dolomia; este horizonte se encontró en los pozos Yucatán 1, 2, 4 y 5A (Figura 6). Por otro lado en la parte occidental de la Plataforma de Yucatán, las litofacies del Cretácico Superior son diferentes a las encontradas en la porción centro-oriental, y están constituidos por cuerpos de margas, dolomias, derrames andesíticos, areniscas y horizontes de bentonita Pozo Yucatán 6 (Figura 6), sobreyace a esta secuencia descrita como un depósito de rocas carbonatadas formadas por micritas y biomicritas y algunas lutitas, conteniendo globigerínidos y calciesferúlidos en condiciones de salinidad marina normal lo cuál es opuesto a los sedimentos subyacentes que

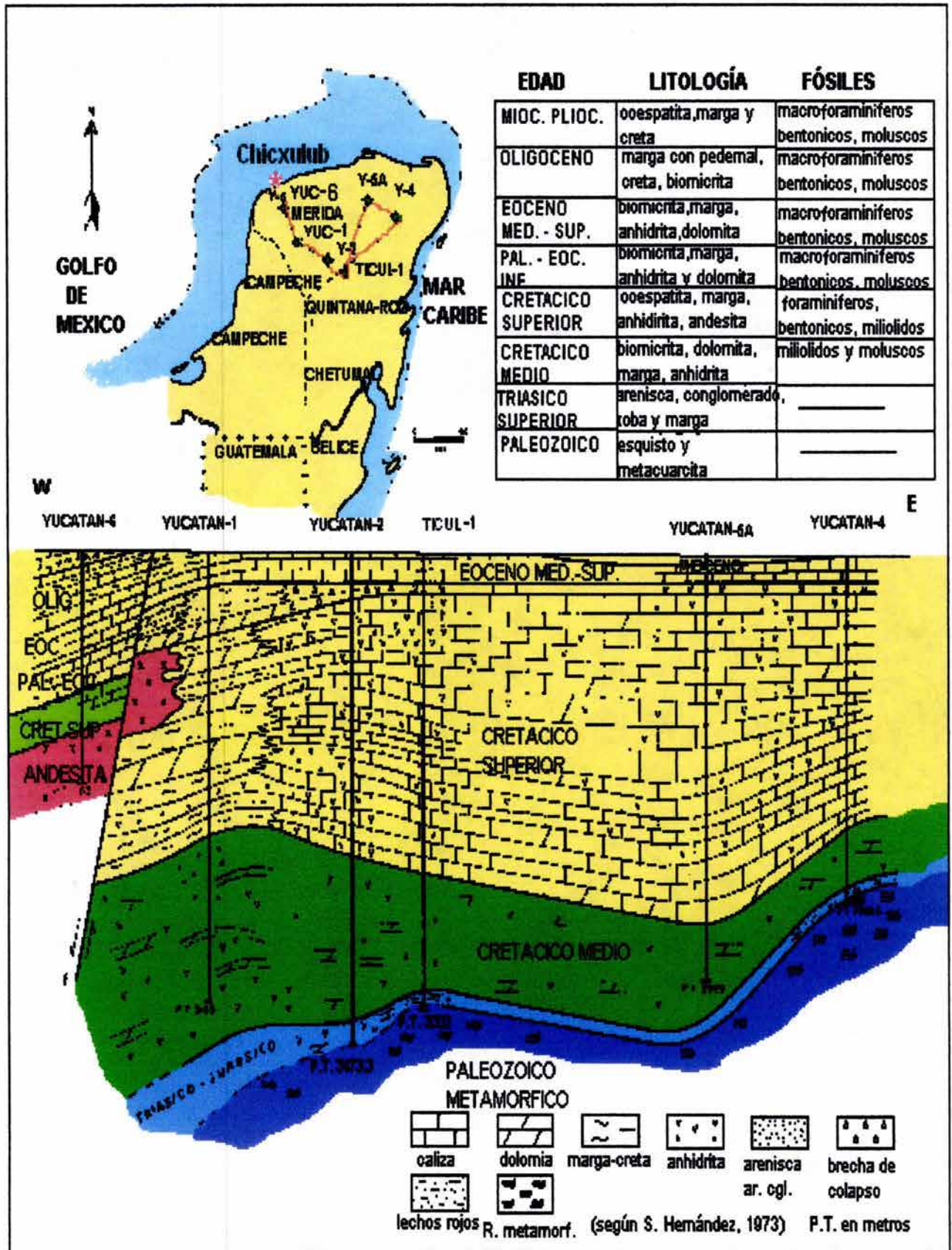


Figura 6. Columna estratigráfica de la Península de Yucatán, atravesada por pozos perforados por Petróleos Mexicanos, se observa la gran plataforma calcárea y el basamento Paleozoico, (modificada de Aguayo et al., 1981).

representan condiciones de sedimentación normal y restringida evaporítica Aguayo *et al.* (1980).

Durante el Terciario y el Cuaternario, el nivel del mar tuvo varios ascensos y descensos. Como consecuencia de ello las facies sedimentarias depositadas son características de plataforma somera, así como restringida-evaporítica, en ambientes de supramarea; rocas del Terciario afloran ampliamente en la península de Yucatán, las facies sedimentarias en general, varían de arcillo-arenosas en la porción sur-occidental, arcillo-calcáreas en la porción sur y calcárea en la porción nor-oriental de la Península. Ward y Wilson (1974).

Los sedimentos carbonatados del Pleistoceno y del Holoceno fueron ampliamente distribuidos en los márgenes litorales de la Plataforma de Yucatán en una etapa transgresiva, en la que, el nivel del mar ascendió 5 metros por arriba del actual. Los sedimentos calcáreos depositados son característicos de ambientes eólico costero y de playa Ward y Wilson (*op cit.*) un ejemplo de ello se tiene en la porción continental, al sur y noroeste de Puerto Juárez, y en Puerto Morelos, al sur del poblado de Cancún. La edad que reportan Ward y Wilson (*op cit.*) determinada por medio de carbono¹⁴, es de 20,000 a 30,000 años. Sin embargo, Broecker *et al.* (1968) consideran que estos mismos sedimentos no tienen menos de 125,000 años, en base a variaciones de elementos radiactivos contenidos en fragmentos coralinos.

Ward y Wilson (*op cit.*) consideran que las costas del Estado de Quintana Roo han sido tectónicamente estables desde el último período interglacial (desde hace 18,000 años), con base en estudios comparados con otras costas actuales, tales como las de Florida, Bermudas y Carolina del Norte, entre otras. Estos autores resumen los eventos eustáticos del nivel del mar durante el Pleistoceno y el Holoceno de la siguiente forma:

1.- A finales del Pleistoceno, en el Sangamoniano, el nivel del mar subió 5 metros (tomando como referencia el nivel actual del mar), con el consecuente depósito de

sedimentos de playa, lo cuál es evidente hacia el sur y hacia el noroeste de Puerto Juárez.

2.- En el Wisconsiniano el nivel del mar descendió con respecto al nivel actual, por lo que la línea de costa progradó mar adentro. Al estabilizarse el nivel del mar se formaron varias terrazas sobre la plataforma y paralelas a la línea de costa actual. El nivel del mar siguió descendiendo lentamente y dejó como testigos a una serie de terrazas escalonadas que fluctúan entre los 10 y 140 metros por debajo del nivel actual Logan *et al.*, (1969),

3.- Durante el período post-glacial hace 18,000 años, el nivel del mar fluctuó con franca tendencia transgresiva, formandose varias terrazas, que según Logan *et al.* (*op cit.*) están entre los 60 y 70 metros y entre los 30 y 40 metros debajo del nivel del mar actual.

4.- Hace 5,000 ó 6,000, años el nivel del mar estaba 4 ó 5 metros abajo del actual, el cuál ascendió gradualmente durante este periodo, hasta adquirir la conformación de la línea de costa que tenemos en el presente.

II.2.2 Bahía de Campeche

La Bahía o Sonda de Campeche se encuentra circundada, al norte por la planicie abisal del Golfo de México; al sur por la franja litoral de los estados de Tabasco y Campeche, al occidente, por el alto volcánico de los Tuxtlas y el margen oriental del Cañón de Veracruz y, al oriente por el Cañón de Campeche. A esta provincia también se le denomina, Zona de Diapiros Salinos, debido a que en ella se encuentran una gran cantidad de cuerpos salinos simples y compuestos que intrusionan a la columna estratigráfica, desde el subsuelo profundo del Jurásico Medio-Superior, hasta la superficie del fondo marino actual, donde se encuentran algunos cuerpos aflorando.

La sedimentación y deformación de la Bahía de Campeche han estado influenciadas por las unidades tectónicas de; la Plataforma de Yucatán, las Cuencas de Macuspana y Comalcalco y el Pilar Tectónico de Reforma-Akal, situado entre ambas cuencas (Figura 7). La Plataforma de Yucatán contiene rocas calcáreas mesozoicas y terciarias, prácticamente sin deformar, por constituir un elemento tectónicamente estable. La Cuenca de Macuspana es considerada como una fosa tectónica con una subsidencia activa miocénica, seguida de movimientos de deformación. La Cuenca de Comalcalco tectónicamente es menos compleja que la de Macuspana. El Pilar Tectónico de Reforma-Akal contiene estructuras con fallas normales e inversas, plegamientos concéntricos pronunciados y discordancias. La tendencia estructural es de sureste a noroeste y es similar a los alineamientos que presentan los ejes de la Sierra de Chiapas Santiago *et al.*, (1980).

El origen de esta deformación estructural, está íntimamente relacionado con los eventos tectónicos del Cretácico y del Terciario Temprano y otro evento Orogénico del Mioceno-Plioceno. Las acciones de fuerzas que determinaron el carácter de las estructuras mencionadas deben estar relacionadas, en gran parte por los movimientos relativos de las placas del Caribe, de Cocos, de Norteamérica y la Microplaca de Yucatán Aguayo *et al.*, (1999).

La columna sedimentaria marina cortada en los pozos de la Sonda de Campeche comprende del Jurásico Tardío al Terciario Tardío y presenta espesores de más de 6000 m. Los ambientes de depósito de los sedimentos varían de plataforma a talud y cuenca, en las secuencias atravesadas se presentan varias discordancias mayores, siendo las principales las del Cretácico-Terciario, Oligoceno-Mioceno y otra que debió existir entre el Triásico-Jurásico Temprano (Figura 8). A las rocas metamórficas cortadas en la base de los pozos Yucatán 1 y 4 de edad paleozoica, se les considera como el basamento de la columna Mesozoica, siendo el Bloque de Yucatán un elemento fundamental en la sedimentación y tectónica regional (López-Ramos, 1973).

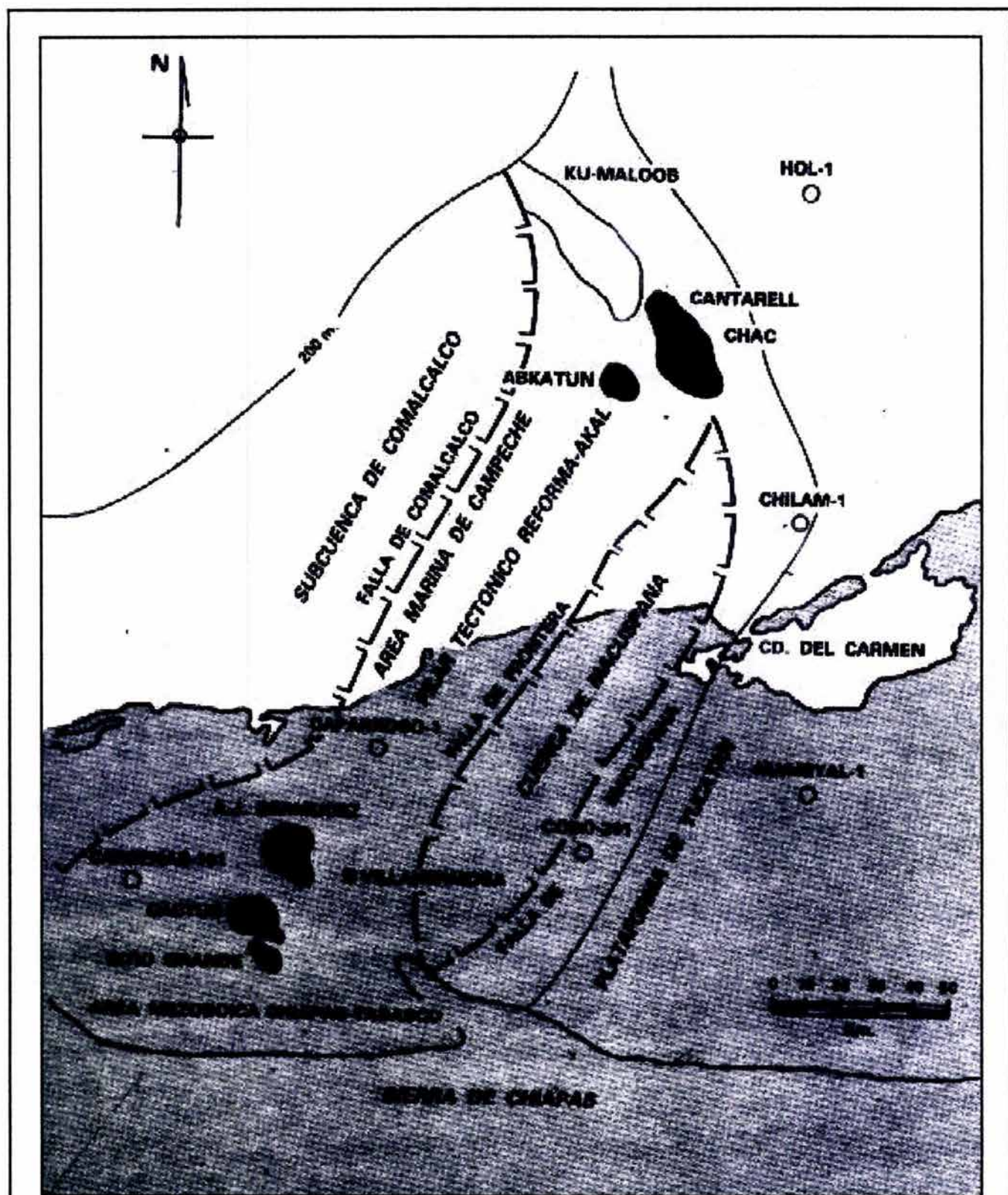


Figura 7. Principales unidades estructurales, sus límites en el Sureste de México y campos petroleros gigantes. (Después de Santiago et al., 1980).

En el Permo-Triásico existió un evento orogénico que dió origen a una paleotopografía particular de "Horsts y Grabens" sobre la cuál se inicia una sedimentación continental en ambientes áridos, caracterizados por una secuencia de areniscas y limolitas de coloración rojiza; al occidente del bloque de Yucatán se forma una gran cuenca evaporítica, donde se depositan los grandes cuerpos salinos que se encuentran en la Bahía de Campeche. (Buffler, 1991).

Las condiciones de ambientes continentales continuaron en el bloque de Yucatán y sus márgenes, depositandose sedimentos durante el Triásico-Jurásico que constituyen la Formación Todos Santos, que suprayace a las rocas del Basamento Paleozóico, Por otra parte, en la porción occidental del bloque de Yucatán, se identificó una transgresión marina del Oxfordiano, inferida por los datos de los pozos Chac-1, Ek-1 y Balam-1 (Rios, 1996), los cuales llegaron alcanzar rocas de dicha edad, que se encuentran constituidas principalmente por areniscas bien clasificadas con alto contenido de cuarzo, depositadas en ambientes marinos costeros y dunas litorales, con buenos desarrollos de porosidad que contienen hidrocarburos.(Rios-López, 1996).

Durante el Kimmeridgiano continuó la transgresión sobre el área continental del bloque de Yucatán y, es posible localizar una nueva línea de costa hacia el occidente de ese elemento. En cambio, en la porción que ocupa la Bahía de Campeche, se depositó una secuencia de carbonatos con alternancia de terrígenos finos de ambientes someros y profundos. En el Tithoniano, cambian las condiciones de sedimentación en la Bahía de Campeche, como resultado de la transgresión marina del Jurásico Superior, los ambientes someros del Kimmeridgiano cambian a más profundos y de circulación restringida, depositandose sedimentos arcillosos, limosos y carbonatos con alto contenido de materia orgánica Araujo *et al.* (1986).

Para la identificación de los pisos del Cretácico, tomando en cuenta la información de pozos del área marina y de la plataforma de Yucatán, se puede postular el modelo de sedimentación siguiente: Una plataforma calcárea en el área de Yucatán con una

sedimentación de ambientes predominantemente lagunares hacia el interior y de borde de plataforma hacia la periferia y de mar abierto, hacia la porción occidental de la Bahía de Campeche. Esta sedimentación inicia en el Cretácico Temprano y continúa durante todo el Cretácico. La erosión del borde de la plataforma a finales del Cretácico y principios del Terciario debe haber sido la fuente de los clastos calcáreos que dieron origen a las brechas que se localizan hacia el talud de esta gran plataforma, interdigitadas con sedimentos de ambientes profundos. Estas facies de brechas constituyen una franja paralela a la Plataforma de Yucatán en su porción occidental, teniendo hacia la Bahía de Campeche sedimentación de cuenca de aguas profundas (Basáñez, 1987). Algunos autores, entre ellos (Grajales *et al.*, 2000) consideran que las brechas depositadas en la región a finales del Cretácico y principios del Terciario límite K/T, fueron originadas por el impacto de un meteorito sobre la Plataforma de Yucatán hace 65 millones de años, estas fueron reconocidas en los núcleos del pozo Chicxulub perforado por Petróleos Mexicanos.

Los efectos tectónicos de la orogenia laramídica, dan lugar a cambios notables en la sedimentación, iniciándose para el Terciario, los depósitos de sedimentos terrígenos desde el Paleoceno hasta el Reciente. La secuencia terciaria presenta frecuentes interrupciones en la sedimentación de su columna estratigráfica debido a discordancias y falta de depósito, siendo las más notables las existentes entre las rocas del Oligoceno y Mioceno (Figura 8). Las causas principales que repercuten en la columna estratigráfica terciaria en la región son: Los efectos tectónicos de la Orogenia Laramídica que propician el levantamiento de la Sierra de Chiapas; en consecuencia se inicia un sistema fluvial que repercute en la sedimentación marina durante todo el Terciario; los eventos tectónicos miocénicos que activan la formación de las cuencas terciarias del sureste, con relleno de grandes depósitos de rocas terrígenas del Mioceno al Pleistoceno y por último, la acción intrusiva por el movimiento de grandes cuerpos salinos, debido a la fuerte carga de sedimentos y a la tectónica miocénica (Meneses de Gyves, 1980).

II 2 3 Cuencas del Sureste

Las Cuencas Terciarias del sureste se localizan en la región sureste de la República Mexicana, situándose en el sureste del estado de Veracruz, y casi todo el Estado de Tabasco y suroeste de Campeche; Comprendiendo a la Cuenca Salina del Istmo, la Cuenca de Comalcalco y la Cuenca de Macuspana (Santiago *et al.*, 1980).

En todas las Cuencas Terciarias del Sureste, existen evidencias de los depósitos salinos; ya sea como inicio de la serie sedimentaria marina o bien como diapiros, cuya expresión máxima se tiene en la Cuenca Salina del Istmo. Los elementos estructurales que limitan a la Cuenca de Macuspana son por el oriente, la falla Macuspana y por el occidente, la falla de Frontera. Los límites estructurales de la Cuenca Salina del Istmo son por el oriente, la falla de Comalcalco y por el occidente la falla del Istmo. Ambas cuencas tienen como límite, por el sur, al frente de la Sierra de Chiapas, aunque su límite tectónico no se ha podido definir en forma precisa hasta el momento; sin embargo, la dirección de las fallas y los ejes estructurales en la Sierra de Chiapas son de noroeste a sureste y en las Cuencas Terciarias, las fallas tienen una dirección noreste-suroeste y el límite norte se encuentra dentro del actual Golfo de México (González-Alvarado, 1969).

En el Terciario se presentó un proceso de distensión que dio lugar a la reactivación de las fallas de Palizada, Macuspana y Comalcalco. Esto provocó que las cuencas terciarias evolucionaran como fosas o "grabens" que recibieron el aporte de sedimentos durante el Cenozoico. El diastrofismo del Mioceno, aunado a los efectos de diapirismo salino, dio lugar a fallas inversas que ponen a rocas de esta edad o más antiguas del Oligoceno y Eoceno, debajo de las del Cretácico Medio y/o Jurásico Tardío Meneses-Rocha (1986).

La columna estratigráfica localizada en los depocentros es la más potente y se estima que tiene un espesor mayor de 10,000 m, en la Cuenca de Macuspana el pozo más profundo es el Victoria 101, con una profundidad de 5,100 m, se terminó en rocas del

Oligoceno-Eoceno. En los bordes de la Cuenca se perforaron los pozos Cobo-301 y Triunfo-101, cortando espesores de 4,252 m y 5,140 m respectivamente de rocas del Terciario. En la Cuenca Salina del Istmo, se perforaron los pozos Ateponta-1 y Arrastradero-101, cortando espesores de 5,430 m y 5,045 m respectivamente de rocas del Terciario. Santiago *et al.*, (1984).

En términos generales las rocas del Paleoceno y del Eoceno, en ambas cuencas están constituidas por lutitas que alternan con delgadas capas de areniscas. Los espesores conocidos son de 300 m para el Paleoceno y 350 m para el Eoceno en la Cuenca de Macuspana y de 400 m para el Paleoceno y más de 1,000 m para el Eoceno en la Cuenca Salina del Istmo. Estas rocas siliciclásticas en la Cuenca de Macuspana gradúan carbonatadas hacia la Plataforma de Yucatán. Las rocas del Oligoceno en dichas cuencas, se presentan con espesores irregulares, que bien podrían ser por erosión y no depósito, y están constituidas por lutitas y areniscas, en la Cuenca Salina del Istmo se presentan algunos conglomerados. Santiago *et al.* (*op cit.*).

En las Cuencas del Sureste las rocas del Mioceno son las de mayor importancia desde el punto de vista económico-petrolero, particularmente las del Mioceno Inferior; el carácter litológico de las rocas miocénicas es variable de un lugar a otro, según las condiciones del ambiente en el que se depositaron; consisten de lutitas, limolitas y areniscas. En la Cuenca de Macuspana las rocas presentan horizontes de cenizas volcánicas y algunos cuerpos de caliza cuya presencia más bien es de carácter local. Los espesores de estas rocas varían de una localidad a otra, pero aumentan en general de sur a norte, estimándose el mayor espesor en 6,300 m en la Cuenca de Macuspana Santiago *et al.* (*op cit.*).

La arquitectura estructural de las cuencas Cenozoicas, del suroeste del Golfo de México hacia el Este del Istmo de Tehuantepec, contrasta marcadamente con las cuencas de Tampico-Misantla y Veracruz, ya que estas dos cuencas están limitadas al oeste, por el frente oriental compresivo de la Sierra Madre Oriental, reflejando los

efectos de la orogenia Laramidica (Sawyer *et al.*, 1991). Las estructuras de las cuencas del sureste son caracterizadas por deformación tensional y transcurrente. El frente compresivo de la Sierra Madre Oriental no se prolongó a través del Istmo y la actividad tectónica de la Orogenia Laramídica, en el sureste de México, no es claramente reconocida. En suma, la sal del Jurásico Medio por debajo de las cuencas del sureste, ha jugado un rol importante en la configuración estructural y patrones de depositación en la sección sedimentaria del Cenozoico, particularmente en la Cuenca Salina del Istmo. En las cuencas de Tampico- Misantla y Veracruz, la sal no esta presente, y la deformación salina por esta razón, no juega un papel importante en el desarrollo estructural. Las cuencas de Comalcalco y Macuspana son limitadas por grandes fallas normales; y entre ellas el levantamiento de Villahermosa, un "horst" alargado denominado Pilar Tectónico Reforma-Akal Santiago *et al.* (*op cit.*), (Figura 7).

Al sur de las cuencas del sureste, está la Sierra de Chiapas, donde las secuencias estratigráficas del Jurásico-Cretácico y del Terciario inferior, están plegadas y falladas con desplazamiento lateral. El sur de la Sierra de Chiapas, es el Macizo de Chiapas, constituido por rocas ígneas y metamórficas pre-mesozoicas. La sección Terciaria de la Sierra de Chiapas representa una transición entre secuencias de terrígenos clásticos hacia el sur, probablemente derivados del Macizo de Chiapas e incluyendo depósitos de turbiditas como abanicos submarinos; y predominantemente cambiando en el Mesozoico, donde la sedimentación es enteramente compuesta de carbonatos de plataforma. El Cuaternario consiste principalmente de rocas piroclásticas y lavas andesíticas, que son el producto de la erupción de varios volcanes en la Sierra de Chiapas Meneses-Rocha (1986).

CAPITULO III

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La secuencia geológica en la región en estudio se compone de varios tipos de rocas, carbonatadas principalmente en el Banco de Campeche y terrígenas y evaporíticas en la Bahía de Campeche y en las cuencas terciarias del sureste; estas columnas descansan sobre un basamento ígneo y metamórfico de acuerdo a los estudios realizados a muestras de pozos perforados por Petróleos Mexicanos en la Península de Yucatán y en la porción continental del sureste de México, donde se han llegado a cortar rocas del Basamento, así como en estudios de afloramientos de rocas antiguas en los estados de Chiapas y Oaxaca y en Belice.

En la región en estudio, a las rocas no se les han asignado nombres formacionales ya que no se han establecido equivalencias formales con las formaciones existentes en la porción continental, debido a que la columna geológica en el área de estudio se encuentra en su totalidad en el subsuelo. Las secuencias del Triásico-Jurásico Inferior constituidas por lechos rojos y derrames ígneos formados al inicio de la apertura del Golfo de México, descansan sobre rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico que conformarían al basamento de la columna geológica (Figura 8), según la información inferida por datos geofísicos (Camargo, 1980 y Sandoval *et al.*, 1999).

En el Jurásico Medio se depositaron fuertes espesores de evaporitas con interdigitaciones de lechos rojos hacia las porciones marginales de las cuencas salinas. En el Jurásico Superior se depositaron, suprayaciendo a las evaporizas, sedimentos terrígenos hacia las porciones litorales de la cuenca y calizas y margas, empezándose a desarrollar las plataformas y sedimentos arcillosos y limosos hacia las porciones más profundas de las cuencas. A las secuencias del Jurásico, le sobreyacen calizas, calizas dolomitizadas, brechas dolomitizadas y conglomeráticas

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	COLUMNA ESTRATIGRAFICA	LITOFACIES	MEGASECUENCIAS		
CENOZOICA	CUATERNARIO	RECIENTE				5		
		PLEISTOCENO				4		
	TERCIARIO	PLIOCENO	PLACENCIANO			(1) CUERPOS DE ARENISCAS	3	
			ZANCLEANEANO					
			MESIANIANO					
			TORTONIANO					
			SERRAMALIANO					
			LANOHIANIANO					
			BURDIGALEANO					
		AQUITANIANO						
		OLIGOCENO	CHATTIANO			CUERPOS DE LUTITAS	2	
			RUPELIANO					
		EOCENO	PRIABONIANO			CUERPO DE CALCARENITAS		
			BARTONIANO					
LUTETIANO								
YPRESIANO								
PALEOCENO	SELANDIANO			CUERPO DE BRECHAS CALCAREAS				
	DANIANO							
MESOZOICA	CRETACICO	SUPERIOR	MAASTRICHTIANO		(2) BRECHA CONGLOMERATICA DE CLASTOS DE CALIZAS	1		
			CAMPANIANO					
			SANTONIANO					
			CORCACIANO					
			TURONIANO					
		MEDIO	CENOMANIANO				BRECHA DOLOMITIZADA MICRO Y MESODOLOMA, "MUDSTONE-WACKESTONE"	
			ALBIANO					
		INFERIOR	APTIANO				BRECHA CONGLOMERATICA TOTALMENTE DOLOMITIZADA	
			NEOCOMIANO					
			MICRO Y MESODOLOMA, "MUDSTONE-WACKESTONE"					
	JURASICO	SUPERIOR	TITHONIANO		(3)		H	
							G	
							F	
							E	
		KIMMERIDGIANO			D			
					C			
OXFORDIANO			B					
MEDIO	CALLOVIANO			A				
INFERIOR				SAL				
				CAPAS ROJAS				
TRIASICO								
PALEOZOICA				ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS	BASAMENTO			

Figura 8. Columna Estratigráfica del Golfo de México, complementada de:

- 1) Meneses de Gyves (1980)
- 2) Basañez Loyola (1987)
- 3) Angeles Aquino (1988)
- 4) Geological time Scale GSA (1983)

que fueron depositadas en plataformas carbonatadas y en el talud continental, durante el Cretácico.

La columna Terciaria esta constituida por rocas terrígenas principalmente y calcarenitas y margas sobre el Banco de Campeche y sus margenes, existiendo interdigitaciones de bentonita y rocas vulcanoclásticas en la región. La sedimentación en el suroeste del Golfo de México ha sido continúa desde el Jurásico Medio hasta el Reciente, teniendose algunas discordancias importantes a fines del Cenomaniano, en el Oligoceno y en el Mioceno.

III.1 Basamento

La información sobre el basamento más cercano de la región en estudio de lo que se tiene conocimiento, corresponde a trabajos realizados por diversos autores algunos inéditos y otros publicados. Los elementos que conforman al Marco Geológico regional, de las rocas más antiguas en el sureste de México, están representados por el Macizo de Chiapas, al Sur y el bloque de Yucatán hacia el Este. El Macizo de Chiapas esta constituido por un complejo cristalino de rocas graníticas, tiene su origen, por lo menos desde el Precámbrico Tardío con el emplazamiento de pegmatitas con 866 +/- 29 m.a. y de gneises graníticos y monzoníticos con 780 +/- 80 y 702 +/- 70 m.a. respectivamente (Pantoja et al., 1974) cuya petrogénesis en general, está relacionada con reactivaciones magmáticas en la raíz de un arco, como parte de un arco convergente aparentemente del lado del Pacífico. Estos intrusivos fueron seguidos por otros con similares características a los que Pantoja, *et al.* (*op.cit.*), citan con 430 +/- 45 m.a. y 390 +/- 40 m.a. por lo que, los situán en el (Paleozoico y Devónico Medio) y cuyo origen es consecuencia de reactivaciones magmáticas en la misma raíz de un arco Precámbrico; los autores hacen incapié, en que la edad ordovícica, es indicativa de la continuación meridional de la Orogenia Taconiana; en cuanto que a las edades devónicas, las asocian con la Orogenia Acadiana. Durante el Pérmico-Triásico, se registra en este elemento, la mayor actividad intrusiva, principalmente de tipo granítica, diorítica y monzonítica, con

edades isotópicas que varían de 288 +/- 6 m.a. (Damon *et al.* 1981 y Garcia *et al.*, 1980), que en el contexto de la tectónica global, significan efectos de la deformación Apalachiana, relacionada a su vez, con la integración del supercontinente de la Pangea. Este elemento, en el Homoclinal de la Sierra es el basamento de la columna mesozoica de la Sierra de Chiapas.

Por lo que corresponde al origen del Bloque de Yucatán, se interpreta en función de los pocos datos que se tienen de los pozos perforados por Petróleos Mexicanos y que han llegado a su basamento, se infiere que también estuvo relacionada con la evolución de las orogenias Taconiana, Acadiana y Apalachiana, ya que las edades radiométricas obtenidas en las rocas ígneas y metamórficas cortadas en los pozos Yucatán-1 y Yucatán-4, (Figura 9), así lo indican, (López R., 1973), en el primero se cortó a 3,200 m de profundidad, una riolita (pórfido volcánico), determinando una edad probable por el método Rb-Sr, de 410 m.a. (Silúrico) y un posible evento metamórfico de 330 m.a. (Mississippico) con una edad parecida al miembro volcánico Bladen de las Montañas Maya de 330 m.a.; el pórfido del Pozo Yucatán No. 1 aparentemente se encuentra alojado en un "esquisto de cuarzo y clorita cristaloblastico" que aparece en el núcleo No. 48 a 3,219 m., la descripción petrográfica de este núcleo es de esquistos gris oscuro, con bandas y zonas irregulares de colores verde, verde grisáceo y café rojizo, es una roca dura de aspecto lustroso. En el segundo pozo a 3,290 m. de profundidad, por debajo de las capas rojas se atravesaron 8 m. de una roca gris claro, muy dura, compacta, ligeramente fracturada, que intemperiza a color café amarillento y que fue clasificada como "cuarcita ligeramente metamorfizada".

Hacia el suroeste de la península (Figura 9), se perforó el pozo Cobo 301; que en su base cortó granitos de biotitas con una edad de 312 +/-25 y 285 +/-23 m.a. (López-R., 1982), edades que corresponden al Carbonífero y Pérmico respectivamente, otro pozo dentro de la Península es el Quintana Roo-1 que alcanzó una roca diorítica cuya edad isotópica es de 583 +/-42 m.a. y 285 +/-23 m.a. Hacia el sur del área en la Sierra de Chiapas se perforó el pozo Villa Allende No.1 donde se cortaron esquistos cuya edad reportada fue de 317 +/- 8 m.a. (Carbonífero). Al norte de las Montañas Maya, en

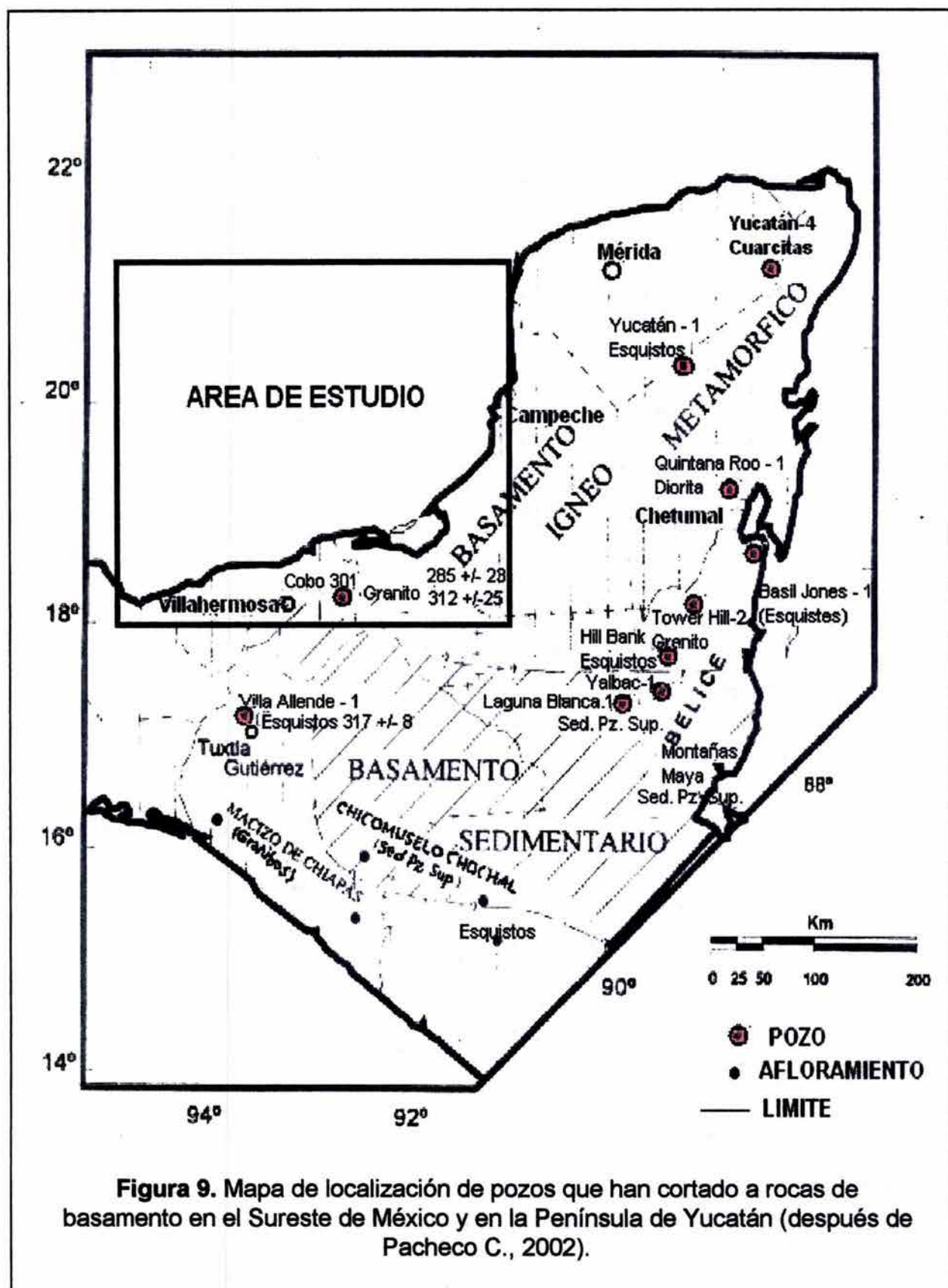


Figura 9. Mapa de localización de pozos que han cortado a rocas de basamento en el Sureste de México y en la Península de Yucatán (después de Pacheco C., 2002).

la Península de Yucatán en Belice, se perforaron los pozos, Tower Hill-1 el cuál en su fondo a 2140 m. cortó rocas graníticas, el Basil Jones-1 que cortó esquistos en su parte mas profunda a 2140 m., y el Pozo Yalbac-1, localizado en la porción central oeste de Belice y que a la profundidad de 1370 m. cortó rocas sedimentarias paleozoicas de la Formación Santa Rosa.

En afloramientos en superficie, se han encontrado secuencias sedimentarias, metasedimentarias y metamórficas del Paleozoico Superior, en las Montañas Maya de Belice, donde rocas de origen marino estan interestratificadas con pórfidos félsicos del Pensilvanico-Triásico (Hall y Bateson, 1972). En Chiapas, en el área de Chicomuselo (Figura 9) se han reconocido rocas metasedimentarias y sedimentarias que subyacen en discordancia angular a la Formación Todos Santos (Pacheco y Barba, 1984).

Esta secuencia fue estudiada a más detalle por (Hernández, 1973), quien reporta que la columna esta constituida por tres formaciones que corresponden al Paleozoico Superior y que comprenden a las Pizarras Santa Rosa Inferior del Misisipico Superior constituida por pizarras gris oscuro, con algunos horizontes de metacuarcita de grano muy fino, que generalmente se presenta en bandeamiento de color blanquesino, contrastante dentro de las pizarras gris oscuro; el espesor medido a esta secuencia de pizarras fue de 6,000 m. en la sección del Río Aguacate; es posible que dentro de este espesor tan potente, queden incluidos los sedimentos del Mississippico Inferior-Devónico. A esta secuencia la suprayace la Formación Santa Rosa Superior del Pensilvánico Medio-Superior, constiuida por lutitas y limolitas ligeramente calcáreas y en partes arenosas, ligeramente pelíticas, de color gris oscuro, café amarillento y en algunos afloramientos, rojizas; ocasionalmente presentan alternancia con capas de arenisca gris verdoso de grano fino y medio, hacia la parte superior se presentan horizontes inconsistentes de calizas biógenas. El espesor máximo medido a esta unidad en el noreste de Chicomuselo fué de 1000 m., a esta Formación Santa Rosa Superior, la suprayacen las rocas de la Formación Grupera del Pérmico Inferior (Wolfcampiano) y cuya litología consiste en la porción Norte de Chicomuselo, de una secuencia de lutitas de color café, gris oscuro y gris

verdoso de textura suave que, alternan con calizas con pelletoides de color gris obscuro a negras laminares, y con estratificación cruzada.

En la sección medida en Monte Redondo por Hernández (1973), consiste de una alternancia de lutitas café amarillento, fosilíferas, que contienen corales, briozoarios, fusulinidos, equinodermos, braquiópodos, con algunas capas de areniscas de grano medio a fino, que alternan con capas de calizas gris obscuro a negras también fosilíferas; el espesor promedio medido a esta secuencia fue de 100 m.; y suprayacen a la secuencia del Paleozoico de la Formación Paso Hondo del Pérmico Medio; ésta es la unidad más expuesta en el área y se localiza principalmente en la porción centro y norte de Chicomuselo, teniendo su mayor desarrollo hacia la República de Guatemala, su litología consiste de caliza (mudstone, wackestone, packstone y grainstone) de color gris obscuro, negro y café grisáceo, fosilíferas, conteniendo crinoides, briozoarios, braquiopodos, fusulinidos, corales aislados, carpetas de algas, foraminíferos, gasteropodos y amonoides; en ocasiones existen nódulos y estratos irregulares de pedernal negro, es común encontrar hacia la base de la columna, intercalaciones delgadas de lutitas, donde se han colectado restos de plantas como hojas, tallos y raíces.

Al finalizar el Paleozoico durante el Pérmico Superior, la región empieza a levantarse y se inicia una regresión muy lenta; en la cima de la columna en la porción norte del área se observa un horizonte de calcita pura y capas de dolomia interestratificadas con las calizas, posiblemente su origen es de mares en retirada y temporalmente aislados. Durante el Guadalupiano seguramente el área ya estaba emergida parcialmente y en el Ochaano al cierre del Pérmico, haya emergido completamente por movimientos relacionados con la orogenia Apalachiana que activaron el Macizo Granítico de Chiapas, que levantó la columna completa de sedimentos del Pérmico, formando parte del continente y empezando a erosionarse junto con el macizo granítico de Chiapas, que constituyen la principal fuente de aporte durante el Triásico. En esta forma se inicia el depósito de los lechos rojos que en su base se observa un

conglomerado de calizas pérmicas del Leonardiano, cantos rodados de cuarzo y rocas ígneas en matriz arcillosa-arenosa, muy mal clasificada.

III.1.2 Triásico Superior

Las rocas más antiguas reportadas como post-paleozoicas de la cuenca del Golfo de México y áreas que lo circundan, han sido datadas como del Triásico Superior y Jurásico Temprano. Las rocas marinas de esta edad son solamente conocidas en la porción central-este de México, otras secuencias asignadas al Triásico Superior y Jurásico Inferior están compuestas de rocas clásticas continentales asociadas localmente, con rocas volcánicas, las cuales han sido datadas principalmente en base a restos de plantas fósiles y relaciones estratigráficas.

En México las "capas rojas" del Triásico Superior-Jurásico Inferior están expuestas en varias localidades a lo largo de un cinturón irregular correspondiente al frente de la Sierra Madre Oriental en los alrededores de Galeana Nuevo León, en el norte, y al suroeste de Tehuacán, Puebla en el sur, también han sido perforadas por numerosos pozos a lo largo de la planicie costera del Golfo de México (Amos salvador, 1991).

En la porción centro-noreste de México, en la región de Huizachal-Peregrina y Huayacocotla existen los afloramientos de las rocas no marinas "capas rojas" del Triásico Inferior-Jurásico Medio, los cuales han sido estudiados por diversos autores; entre ellos Imlay et al., (1948); Erben (1956-b) y Carrillo-Bravo, (1961); situando estas "capas rojas" en las formaciones Huizachal, La Boca, Cahuwasas y la Joya. Los autores modernos generalmente aplican el término "Huizachal" a las rocas más viejas, "capas rojas" del Triásico Superior-Jurásico Inferior; y no a las más jóvenes como originalmente hicieron Imlay *et al.* (1948) y Erben (*op. cit.*); las rocas más jóvenes son del Jurásico Medio y son generalmente llamadas Formación Cahuwasas.

Los "lechos rojos" de la Formación la Boca en el anticlinorio de Huizachal- Peregrina, incluye sedimentos fluviales y de abanicos aluviales, se han reconocido también

canales, intercanales, barras y depósitos de flujos de escombros, compuestos por alternancias irregulares de conglomerados, areniscas, limos y algunas rocas volcánicas. La Formación Huizachal está también compuesta de capas gruesas de conglomerados, interestratificados con capas de areniscas, café rojizo y gris verdoso y varias tonalidades de rojo; las limolitas y las lutitas localmente contienen restos de plantas. Las areniscas limosas de color rojo son las rocas más comunes; los clastos de los conglomerados están compuestos de cuarzo, rocas ígneas, gneisses, esquistos y varios tipos de areniscas. Los espesores de estas formaciones son variables, la Formación la Boca alcanza un espesor de 2,380 m. en el Cañón de la Boca, en el anticlinorio de Huizachal- Peregrina (Carrillo-Bravo, *op cit.*), siendo conocidos espesores más delgados en otras localidades. La Formación Huizachal tiene de 1,300 a 1,400 m. de espesor en el anticlinorio de Huayacocotla, en pozos perforados en la planicie costera del este-central de México, se han cortado espesores de 1,700 a 1,800 m. de "capas rojas" del Triásico Inferior-Jurásico Superior.

III.2 SISTEMA JURÁSICO

La columna estratigráfica de la región se divide en tres sistemas principales que son equivalentes con los periodos Jurásico, Cretácico y Terciario (Figura 8). El sistema Jurásico esta constituido principalmente por rocas terrígenas que se intercalan con rocas carbonatadas en su parte superior y fuertes espesores de evaporitas depositadas en el Jurásico Medio. Las rocas Cretácicas están constituidas principalmente por rocas carbonatadas, dolomias y margas en su porción superior y para el Terciario, predomina la sedimentación terrígena, presentandose en algunos niveles brechas y brechas conglomerádicas de composición calcárea y calcarenitas en el Banco de Campeche.

III.2-1 Jurásico Inferior

Las rocas del Jurásico Inferior marino en la cuenca del Golfo de México, están restringidas a la porción este-central de México, en la porción este del estado de

Hidalgo y partes adyacentes del estado de San Luis Potosí, Veracruz y Puebla, donde los afloramientos cubren distancias alrededor de 130 km. a lo largo del anticlinorio de Huayacocotla. Las capas del Jurásico marino en el subsuelo han sido penetradas por más de 40 pozos perforados para la exploración petrolera, la ocurrencia de las rocas marinas del Jurásico Inferior está en un Cinturón de alrededor de 100 km. de ancho y 300 km. de largo que corresponde al frente de la Sierra Madre Oriental, donde las "capas rojas" de la Formación Huizachal también han sido encontradas (Amos Salvador, 1991).

Con base a la interpretación de líneas de reflexión sísmica, se ha inferido la presencia de dos fosas rellenas de capas rojas del pre-Jurásico Superior localizadas en aguas profundas; una en la porción central del Golfo de México, al noroeste del Escarpe de Campeche y la otra, similar pero de menor tamaño, con una dirección noreste-suroeste, se encontraría en la porción sureste del Golfo de México, entre Florida y la plataforma de Yucatán (Amos Salvador, 1991).

III.2.2 Jurásico Medio

Para este tiempo se infiere que comenzó el desarrollo del Golfo de México (Pindell, 1985), debido a la divergencia progresiva entre el Bloque de Yucatán y Texas y Louisiana, por un severo adelgazamiento continental que duró aproximadamente hasta el Calloviano o el Oxfordiano Temprano. Durante este estado de rompimiento temprano en el desarrollo del Golfo de México, la extensión intracontinental fue acompañada por la depositación subaérea de capas rojas y anhidritas.

En la cuenca del Golfo de México solamente se encuentra una sección de capas del Jurásico Medio en la porción central oriental de México y esta compuesta de una secuencia de "capas rojas" (Formaciones Cahuascal y la Joya), existiendo desarrollos de rocas calcáreas y evaporíticas locales (Formación Huehuetepic) y un intervalo de rocas marinas de aguas someras en la porción superior; calcarenitas y lutitas de la Formación Tepexic.

En la parte inferior de la sección de rocas no marinas, no se han identificado fósiles y su edad solamente es aproximadamente conocida. Sin embargo se puede asumir que probablemente representa la parte inferior del Jurásico Medio, partes o todo el Aleniano, el Bajociano y el Bathoniano, las calcarenitas han sido datadas como del Calloviano, por su contenido de fauna. Esta secuencia es sobrepuesta por capas de lutitas oscuras de origen marino, las cuales en varios sitios contienen amonitas del Calloviano, la mayor parte de esta unidad de lutitas de la Formación Santiago, son del Jurásico Tardío (Oxfordiano).

Las "capas rojas" probablemente representan la parte inferior del Jurásico Medio y son reconocidas en el este-centro de México, en un cinturón de 400 km de largo por 100 km. de ancho, a lo largo de la Sierra Madre Oriental, desde el área de Ciudad Victoria hacia el sur y hasta la parte norte del Estado de Puebla. Las capas rojas del Jurásico Medio afloran a lo largo de los anticlinorios de Huzachal-Peregrina y Huayacocotla y han sido penetrados por varios pozos a lo largo de la Planicie Costera. Las "capas rojas" también han sido reconocidas en otras localidades en la porción norte-central de México y oeste del frente de la Sierra Madre Oriental, al norte de Zacatecas y este de Durango; estas secuencias han sido mapeadas como Formación Nazas y probablemente corresponda al Jurásico Medio Temprano. Rocas de origen marino del Jurásico Medio (Bajociano, Batoniano y Calloviano) son reconocidas en el suroeste de México, en los estados de Guerrero y Oaxaca, Erben (*op cit.*).

Para el Calloviano, el adelgazamiento del basamento produjo rompimiento de la corteza continental y subsidió la plataforma incrementándose la invasión del agua de mar (Pindell, *op cit.*), la corteza continental actuó como una barrera tectónica entre el Pacífico y el proto-Atlántico, siendo invadida la abertura del naciente golfo por agua salada, ocasionándose así, acumulaciones de aguas someras, de solo unos cuantos metros de profundidad, las cuales fueron sometidas a evaporación severa y rápida, produciéndose así grandes depósitos de sal como los de Louann y Campeche, la

evaporación solo fue igualada por la rápida subsidencia ocurrida. Según Buffler y Sawyer (1985), el Jurásico Medio se inicia con el depósito de gruesos paquetes de evaporitas de aguas someras, hacia los bordes del levantamiento central, como producto de subsidencia e invasión de agua marina.

III.2.2.1 Depósitos de evaporitas

La distribución de los depósitos de sal en la cuenca del Golfo de México, ha sido delimitada en parte, por pozos que han penetrado diápiros de sal, pero la mayoría de la información concerniente a la distribución y tipo de ocurrencia de la sal ha sido derivada de datos sísmicos de reflexión, debido a los cambios fuertes en la impedancia acústica, en la base y en la cima, de los cuerpos salinos, cuando no son enmascarados por complejos sistemas de difracción, los límites de la sal pueden ser reconocidos en secciones sísmicas. Los cuerpos diapíricos de sal generalmente son identificados en base a su carácter estructural, pero no siempre es posible diferenciar entre diapiros de sal y diapiros de arcilla por métodos sísmicos.

En las últimas décadas la información obtenida indica que los depósitos de sal conocidos en la cuenca del Golfo de México, están separados en dos partes (Figura 10); una región en el norte incluyendo la parte del noreste de México, la planicie costera del golfo de los estados de Texas, Louisiana, Mississippi, Alabama, Florida y partes adyacentes de la plataforma y talud continentales del Golfo de México; en la región sur se incluye parte de las aguas profundas del Golfo (Planicie de Sigsbee) cercana al Escarpe de Campeche, la Bahía de Campeche, parte de los estados de Veracruz, Chiapas, Tabasco y una pequeña porción en Guatemala. Entre estas dos regiones la sal parece estar ausente, en el flanco oeste de la cuenca del Golfo, en la parte este-central de México, en la parte central de la plataforma y talud oeste del Golfo de México, la mayor parte de la porción central de la planicie de Sigsbee y la parte sureste del Golfo entre las plataformas de Yucatán y Florida. Los postulados para la ausencia de la sal han sido basados principalmente sobre inferencias, debido

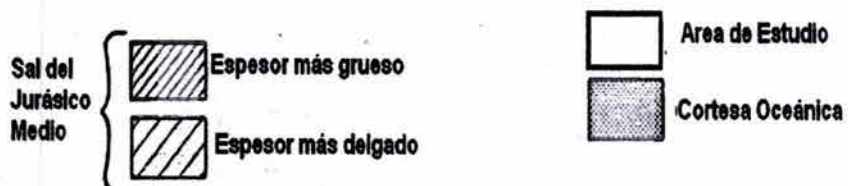
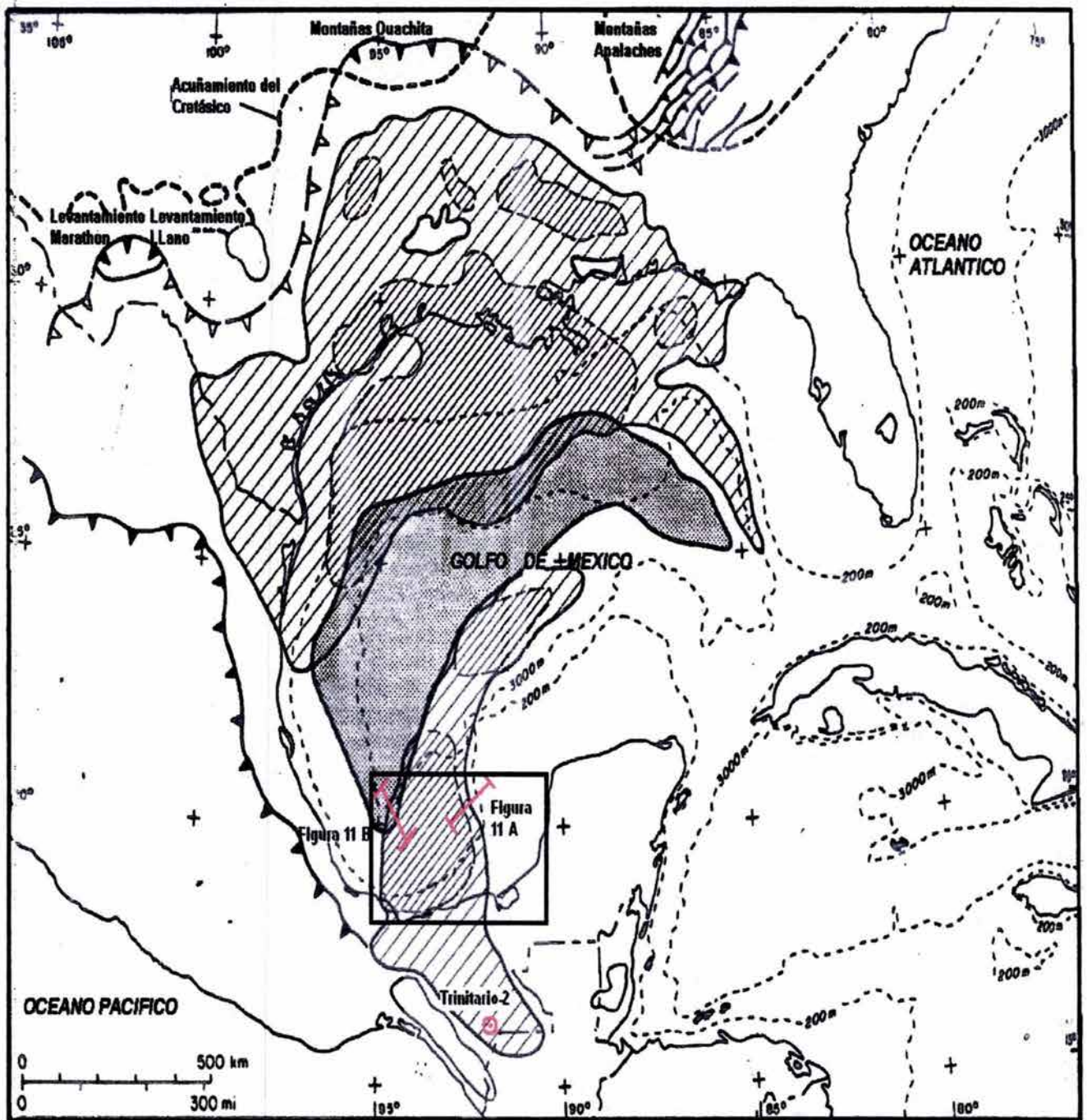


Figura 10. Distribución actual de la sal del Jurásico Medio en el Golfo de México (de Amos Salvador, 1991)

a que las estructuras típicas de flujo de sal observadas en las dos áreas no han sido reconocidas en los perfiles de reflexión sísmica que atraviesan estas áreas.

Dentro del área suroeste del Golfo de México la ocurrencia de la sal existe en tres distintas provincias que pueden ser reconocidas de acuerdo a sus características morfológicas:

1) El área norte localizada en la planicie profunda de Sigsbee, e inmediatamente al noreste del Escarpe de Campeche, donde la sal es relativamente delgada. En la parte central de esta área sin embargo numerosos domos de sal alargados penetran las capas sedimentarias horizontales someras, unos pocos de estos rasgos de diapiros ascendentes, cerca del piso marino del Golfo forman conspicuas jorobas que también son llamadas colinas de Sigsbee (Martin, 1980).

2) En la Bahía de Campeche la sal está presente en lomeríos alargados, pilas, protuberancias y cuerpos masivos, en su mayoría estos cuerpos son continuos como en el talud de Texas y Louisiana. Los rasgos salinos en la Bahía de Campeche se elevan a profundidades muy someras cerca del piso marino del Golfo y son claramente reflejadas en la superficie batimétrica (Figura 11, localización Figura 10), indicando que los flujos de las elevaciones de sal han sucedido en tiempos muy recientes o incluso actualmente pueden tener movimientos ascendentes.

3) Al sur de la Bahía de Campeche en los estados de Veracruz, Chiapas y Tabasco, la densidad de los rasgos de sal decrece, existiendo rasgos salinos separados que son conocidos; domos salinos profundos y someros y rasgos diapíricos de sal están presentes en el área; su frecuencia decrece en dirección al sur y hacia el norte de Guatemala y porciones adyacentes de México, donde solamente unos pocos domos de sal han sido reportados.

La presencia de la sal en la cuenca del Golfo de México en dos regiones distintas, separadas por una planicie en la parte más profunda del golfo y en la plataforma

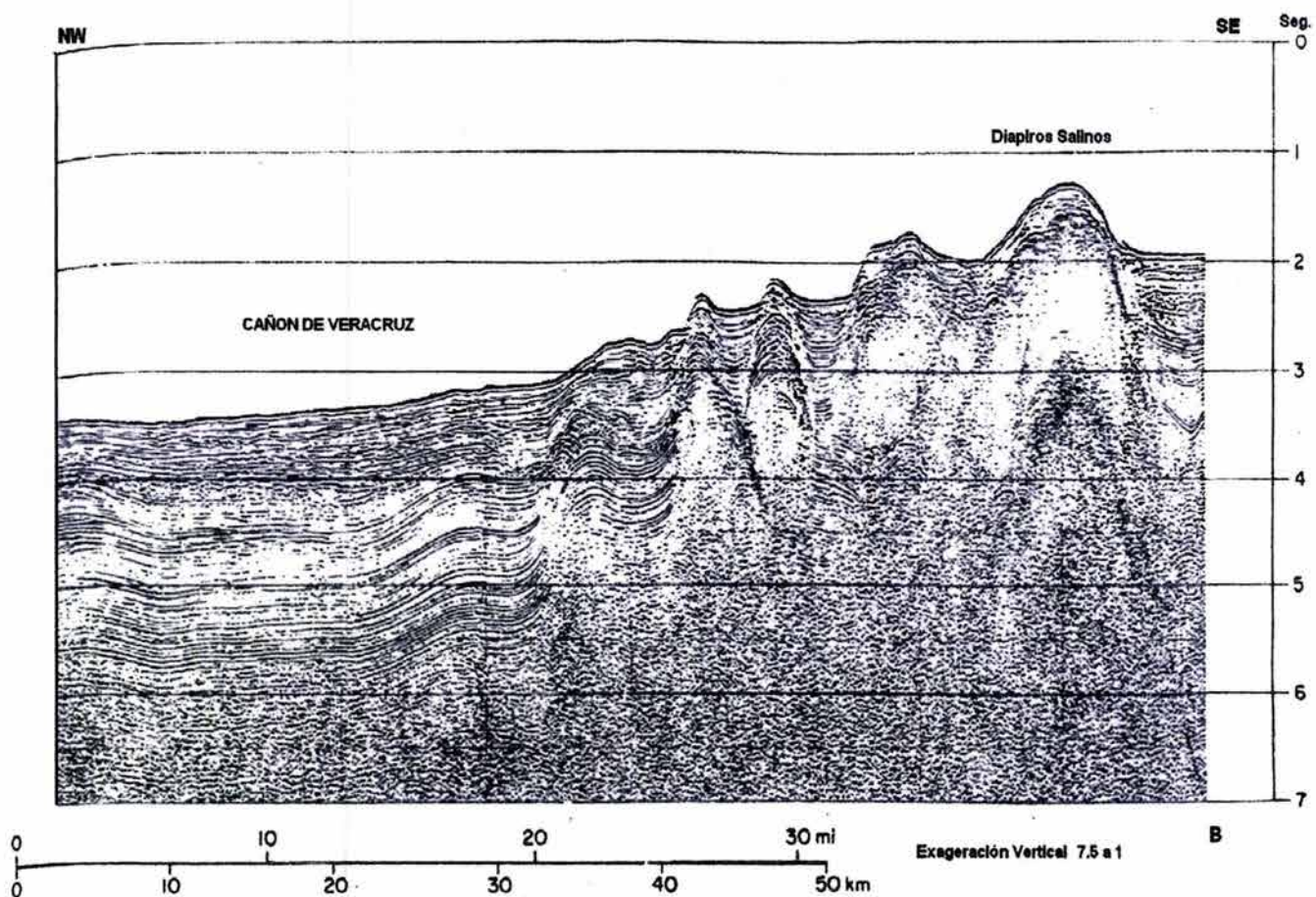
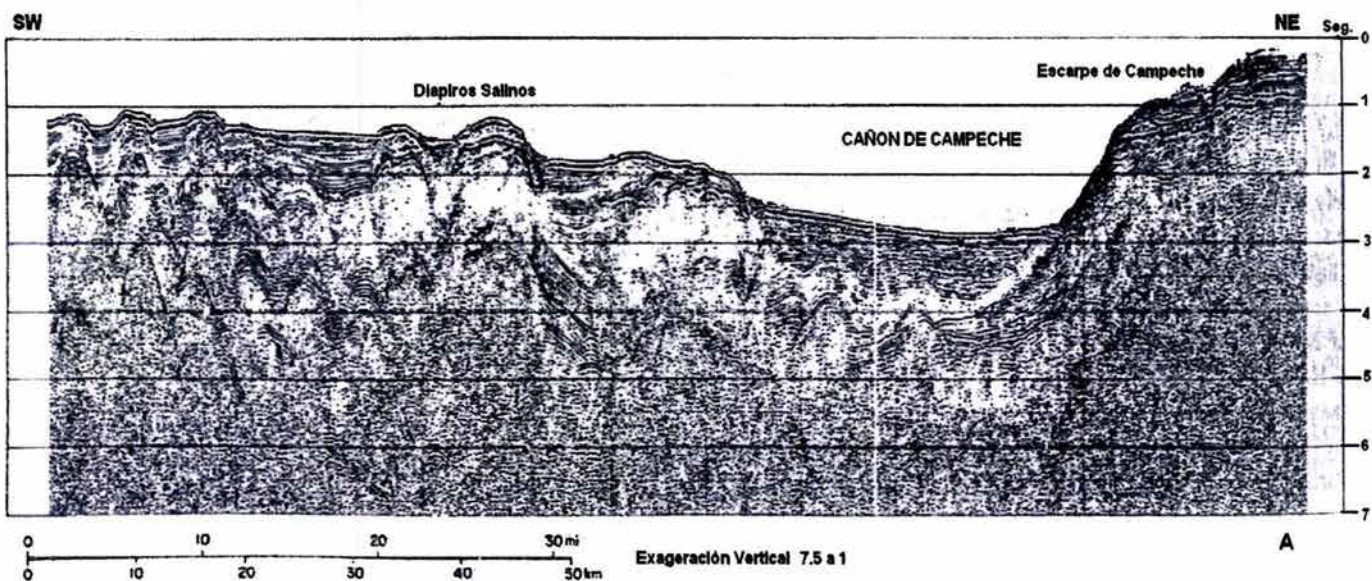


Figura 11. Perfiles de reflexión sísmica en la Bahía de Campeche, donde se observan los diapros salinos cercanos al piso marino, (A) Porción Oriental de la Bahía de Campeche y (B) Porción Occidental, para localización, figura 10 (después de Amos Salvador, 1991).

oeste, donde la sal está aparentemente ausente (Figura 10), así como la manifestación de similitud en la forma de los límites abruptos de la sal sobre los lados del área central, libres de sal; ha sido el argumento de varios autores como Humphris (*op cit.*); Buffler *et al.* (1980) y Amos-Salvador (1987), para proponer que la ocurrencia de las dos regiones separadas de sal, son parte de una sola área de precipitación salina antigua, que fue separada durante la apertura de la cuenca del Golfo de México. Los espesores originales de los depósitos de sal han sido el resultado de estimaciones por algunos autores, habiendo dado aproximaciones de 1,000 m para el este de Texas y norte de Louisiana; 1,200 y 1,500 m para la cuenca salina de Mississippi y el cinturón a lo largo de la costa sureste de Texas y sur de Louisiana; más de 2,000 m. en la Bahía de Campeche y alrededor de 3,000 en el Talud Continental de Texas y Louisiana.

Para la determinación de la edad de la sal considerada del Jurásico, no se ha contado con información paleontológica confiable, solamente con palinomórfos esporádicos que generalmente no diagnostican una edad precisa. Kirgland y Gerald (1971) reportaron un palinomórfo de un grupo del Jurásico Medio al Jurásico Tardío en capas de calcita del "caprock" del domo salino "Challinger", en el área de las colinas de Sigsbee. En el Pozo Trinitaria-2 perforado por Petróleos Mexicanos en el sur de México, en el estado de Chiapas (Figura 10) cerca de Guatemala, se encontraron capas suprayaciendo la sal que contienen fauna de micro moluscos y palinomórfos pobremente preservados, los cuales solamente han dado pobres evidencias para establecer la edad de la sal.

El Jurásico Inferior y Medio en la porción este-central y suroeste de México, contienen intervalos de rocas marinas, así como capas de carbón y presencia de plantas indicativas de un clima húmedo y tropical; Viniegra (1971) sostiene esta línea de evidencia; Imlay (1980) hace una revisión de la edad de la sal Louann situandola en el rango del Calloviano Tardío y Oxfordiano Temprano, lo cuál podría implicar la existencia de mucho más volúmen de agua marina salada que la normal del Golfo de México, para ese tiempo, lo que podría explicar la ausencia de fósiles de esa edad en

la parte inferior de la Formación Santiago en la porción este-central de México y de otras rocas contemporáneas en otra parte de la cuenca.

Sobre la base de evidencias indirectas aportadas por estratigrafía regional y razonamiento paleogeográfico, los depósitos de sal pueden ser considerados principalmente de edad calloviana, aunque su parte inferior puede ser del Batoniano Tardío y la parte superior puede extenderse hasta el Oxfordiano Tardío. Es también posible que las evaporitas de la base del Jurásico Medio puedan ser más viejas (Batoniano Tardío) solamente en la parte este-central de México, donde el agua de mar del Pacífico primero alcanzó el área de la cuenca del Golfo de México (Formación Huehuetepec) y pudo ser progresivamente más joven (Calloviano y Oxfordiano) conforme fue avanzando la invasión de las aguas marinas hacia el Este.

III.2.3 Jurásico Superior

Después del período de la formación de los extensos y potentes cuerpos de sal en el Jurásico Medio-Superior, fue seguido por una extensa y prolongada transgresión marina que cubrió la mayoría de las áreas de la presente cuenca del Golfo de México. La transgresión fue casi continua durante el inicio del Jurásico Tardío, teniendo solamente algunos períodos de regresión y descensos del nivel del mar.

Las rocas del Jurásico Superior no afloran en la porción de la cuenca del Golfo que corresponde a los Estados Unidos; es conocido, por lo tanto, solamente de perforaciones y por medio de información sísmica. La cima del Jurásico Superior ha sido penetrada en rangos de profundidades de aproximadamente 300 m. a más de 6,000 m de profundidad. En el noroeste y este de México, sin embargo existen excelentes afloramientos de capas del Jurásico Superior que están presentes principalmente en el Este y a lo largo de la Sierra Madre Oriental; el Jurásico Superior también es bien conocido en el subsuelo de la Planicie Costera en el Este y Sureste de México. En las plataformas de Yucatán y Florida no están presentes los sedimentos del Jurásico Superior, en estas dos regiones, una secuencia del Cretácico

Inferior, compuesta predominantemente de carbonatos y evaporitas descansa directamente sobre una variedad de rocas del pre- Jurásico Superior.

Las unidades estratigráficas del Jurásico Superior generalmente representan una secuencia transicional y transgresiva con cada unidad sobrepuesta progresivamente hacia el continente. Esta relación estratigráfica ha sido interpretada como solapamiento costero debido a elevaciones eustáticas del nivel del mar (Todd and Mitchum, 1977 y Vail *et al.*, 1991). Dentro de este ciclo transgresivo generalizado, existieron pequeños episodios regresivos que han sido reconocidos en la secuencia del Jurásico Superior.

El Jurásico Superior dentro de la cuenca del Golfo de México es predominantemente marino (Amos Salvador, 1991), la secuencia fluvial no marina y de clásticos deltáicos gruesos están presentes en los márgenes norte y noroeste de la cuenca. Ellos representan la presencia en estas áreas de importantes ríos drenando del interior del continente hacia el ancestral Golfo de México. En otros sitios, dentro de la cuenca del golfo, el Jurásico Superior esta compuesto predominantemente de lutitas, lutitas calcáreas y calcarenitas, indicando para la mayoría de las áreas medios ambientes de depósito de aguas marinas someras, plataformas y rampas; en las porciones más profundas de la cuenca se han encontrado lutitas limolitas y carbonatos de grano fino asociados a organismos también de aguas profundas.

Las rocas que constituyen la columna sedimentaria del Jurásico Superior en la Bahía de Campeche son terrígenas y carbonatadas, cuyo depósito ocurrió durante una fase gradualmente transgresiva; en estas secuencias se han identificado los pisos Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano (Figura 8), mediante el estudio de muestras de canal y núcleos de los pozos perforados por Petróleos Mexicanos, Angeles (1988) estableció la existencia de ocho litofacies de la A a la H (Figura, 8), las cuales están constituídas de la siguiente forma:

III.2.3 1 Oxfordiano

Las rocas del Oxfordiano se reconocieron en la Bahía de Campeche desde 1976, año en que se perforó el primer pozo exploratorio en la región, el Chac-1, que cortó las rocas más antiguas encontradas allí del Oxfordiano.

De manera general, en la Sonda de Campeche la columna litológica del Oxfordiano (denominada litofacies "A" por Angeles, op. cit.) (Figura 8), se compone de una secuencia de rocas terrígenas, constituidas por una alternancia de limolitas, lutitas y areniscas de colores oscuros, así como de intercalaciones de calizas grumosas y arenosas que en algunas partes gradúan a calizas de peletoides, existiendo también evaporitas que se componen principalmente de anhidrita blanca nodular, (Figura 7), estando mejor representada en los pozos Ek-101 y Balam-1 (Ambrosio, 1997). La litología de los cuerpos de areniscas, consiste de areniscas de cuarzo, de grano medio a fino, de color gris claro a café oscuro por impregnación de hidrocarburos, en partes bien cementadas por material calcáreo. En la zona de los pozos Cantarell-91 y Balam-1, la secuencia equivalente, se presenta como arenas de grano medio bien clasificada, con poco cementante y buenas porosidades, presentando acumulación comercial de hidrocarburos en los pozos Ek-101 y Balam-1

La edad relativa de estas rocas, fue propuesta informalmente por posición estratigráfica de la siguiente manera. Los sedimentos que corresponden al primer evento sedimentario sobre rocas más antiguas, se asignan a una edad del Oxfordiano "Tardío" (?) por el hecho que este paquete de rocas perfectamente definido por registros geofísicos, subyace a rocas del Kimmeridgiano Inferior, edad determinada por la presencia de la amonita *Nebroditites sp.* Clasificada por Cantú (1977), en el núceo 15 del pozo Chac-1 (citado por Araujo *et al.*, 1986). La edad asignada a esta secuencia esta controlada por la primera aparición del organismo planctónico fósil *Caucasella oxfordiana*, el cuál, además de ser escaso aparece piritizado y no es indicador de la cima de este cuerpo, ya que se puede encontrar en distintos niveles estratigráficos dentro del Oxfordiano, lo cuál dificulta más la determinación de la edad

de este cuerpo; subyace en forma concordante a un cuerpo limo-arcilloso del Kimmeridgiano. Su base no ha sido investigada en virtud de no haber sido atravesada por ningún pozo. En los pozos exploratorios Ek-101 y Balam-1, se ha alcanzado a cortar sal alóctona (Ambrosio *op. cit.*) esta sal se encuentra inyectada y esta cortando los estratos oxfordianos, según información sísmica.

En la región sureste de México, los pozos terrestres más cercanos que han cortado rocas del Oxfordiano son: Xicalango -1, Palancares-1 y Puerto ceiba-1 (Escamilla 1992), perforados en la planicie costera del Estado de Tabasco.

III.2.3.2 Kimmeridgiano

El Kimmeridgiano en la Sonda de Campeche fue dividido para su estudio (Angeles, 1988) en cuatro litofacies, que denomina de la más antigua a la más joven como B, C, D, E, (Figura 8). La litofacies B, situada en la porción inferior del Kimmeridgiano, está constituida por limolitas y lutitas arenosas, bentonititas, con esporádicas intercalaciones de arenisca de grano fino y dolomias microcristalinas bentoníticas. La litofacies C suprayace a la B y sus rocas características están constituidas por dolomias microcristalinas con anhidrita y fantasmas de ooides y calizas de peletoides. En la porción superior del Kimmeridgiano, se identifican las litofacies D y E, la inferior es la litofacies D, que esta compuesta por una secuencia de terrígenos y carbonatos; los primeros consisten en limolitas y lutitas arenosas, calcáreas y bentonitas, con intercalaciones delgadas de areniscas; los carbonatos son dolomias microcristalinas con anhidrita y calizas grumosas, recristalizadas, que gradúan a calizas de peletoides. La litofacies de la parte superior del Kimmeridgiano, está constituida por cuerpos potentes de dolomias mesocristalinas, siendo la roca original, calizas oolíticas y de bioclastos, y que están intercaladas en horizontes aislados de limolitas y lutitas arenosas, ligeramente calcáreas. Las rocas del Kimmeridgiano han sido fechadas por la presencia de espículas del género *Raxhella sorbiana* y microforaminíferos *Nautiloculina sp.*; así como algas dasycladáceas de los generos *Acicularia sp.*, *Nembrodites sp.* y *Taramelisella sp.*

Su relación estratigráfica con las rocas del Oxfordiano se considera concordante, señalándose la presencia de un cuerpo de areniscas calcáreas con anhidrita como el límite inferior del Kimmeridgiano. En su parte superior se observa un cambio brusco en el ambiente de depósito y por lo tanto, en la litología, de tal forma que, a las rocas carbonatadas del Kimmeridgiano le sobreyacen las rocas arcillo-calcáreas del Tithoniano.

III.2.3 3 Tithoniano

Al finalizar el Jurásico Superior y durante el Tithoniano, cambian las condiciones de sedimentación en la Sonda de Campeche, instalándose ambientes marinos trasgresivos más profundos y de circulación restringida, existiendo abundantes depósitos de materia orgánica. Este nivel estratigráfico del Jurásico Superior es el más conocido en la Sonda de Campeche, ya que ha sido penetrado por una gran cantidad de pozos perforados en la región, estimándose un espesor promedio de 190 m. y variando los espesores de 100 a 200 m, según la posición de los pozos; aunque de manera general, los espesores se adelgazan hacia el oriente y se van haciendo más gruesos al occidente. Angeles (1988) en la Bahía de Campeche, dividió al Tithoniano en tres litofacies denominadas F, G, y H, de la inferior a la superior (Figura 8).

La litofacies F está constituida por calizas arcillosas de color oscuro, arenosa, en partes recristalizada, con alto contenido de materia orgánica, presentando algunos cambios laterales a lutitas arenosas y calcáreas. La litofacies G es predominantemente arcillosa, esta constituida por lutitas bituminosas, arenosas, con esporádicas intercalaciones de calizas arcillosas y abundante materia orgánica diseminada. La litofacies H está formada de calizas arcillosas bentoníticas, con intercalaciones de lutitas calcáreas y contenido de materia orgánica diseminada.

Los estratos del Tithoniano contienen la asociación microfaunística de *Calpionella alpina*, *Calpionella elíptica*. *Crasicolaria masutiniana*, *Saccocoma lombardia*,

Saccoccoma lombardia arachnodea, *Saccoccoma filamentosa*, así como abundancia de radiolarios calcificados, También contiene Amonoideos de los géneros *Suarites sp.* y *Durangites sp.*

Subyaciendo concordantemente a las rocas del Cretácico Inferior los estratos del Tithoniano presentan uniformidad y una distribución extensa, considerandose como una unidad niveladora que cubrió la paleogeografía de finales del Kimmeridgiano, propiciando el depósito más uniforme de las facies suprayacentes.

Las rocas del Tithoniano representan una secuencia muy importante en el subsuelo de la Bahía de Campeche y sureste de México, ya que es un horizonte que marca un fuerte contraste al cambiar a la secuencia cretácica reflejado en las secciones sísmicas; también en los registros geofísicos, es fácil identificarlo por el contraste que presenta en los registros de rayos Gamma y resistividad, debido a su alto contenido de arcilla y materia orgánica diseminada, teniendo además una amplia distribución geográfica, lo cuál ha sido de gran utilidad para establecer correlaciones estratigráficas en la región.

III.3 SISTEMA CRETÁCICO

Durante la mayor parte del Cretácico temprano, la cuenca del Golfo de México fue sitio mayor de depósitos continentales y marinos, siendo circundado por los levantamientos Apalachiano y Ouachita en el norte, los levantamientos del Llano y Marathon en el noroeste y el Macizo de Chiapas y las Montañas Maya en Belice y Guatemala. Durante ese tiempo existió la conexión marina del Océano Pacífico al oeste y el Océano Atlántico hacia el sureste, la cuenca del Golfo de México fue tectónicamente estable, excepto por su lenta y continua subsidencia de la parte central, fallas de crecimiento sobre los márgenes de algunos depocentros y deformación local relacionada con la sal Jurásica subyacente; las aguas marinas someras cubrieron las plataformas y partes periféricas y progresivamente las aguas fueron haciéndose más profundas hacia el talud y la planicie abisal.

III.3.1.Cretácico Inferior

Las rocas del Cretácico Inferior forman un arco continuo de sedimentos a lo largo de la periferia de la cuenca del Golfo, las cuales se adelgazan hacia sus márgenes. La secuencia del Cretácico Inferior presenta afloramientos a lo largo del noroeste, oeste y suroeste, alrededor de la cuenca no conociéndose afloramientos de rocas marinas hacia el este y noreste del Río Mississippi y tampoco en las penínsulas de Yucatán y Florida (Amos Salvado, 1991).

Los sedimentos del Cretácico Inferior son primordialmente carbonatados y evaporíticos sobre las plataformas que circundan al golfo, y carbonatados y carbonatados-arcillosos, en las áreas batiales; sedimentos clásticos continentales y de aguas marinas someras están presentes principalmente en los márgenes norte y noroeste de la cuenca, éstos son mucho más abundantes en la parte inferior de la sección del Cretácico y representan la carga de sedimentos provenientes del interior del continente y de los levantamientos que limitan la cuenca hacia el norte y hacia el occidente.

Sobre el flanco sur de la cuenca del Golfo de México, los espesores de los sedimentos del Cretácico Inferior se acuñan a lo largo del cinturón de levantamientos y macizos en el sureste de México y Yucatán (López-Ramos., 1982 y Viniegra, 1971; Carrillo B., 1965; Schlager y Buffler, 1984). En el norte y centro de México, los depósitos del Cretácico Inferior son relativamente delgados y fueron instalados en gran parte, sobre una gran provincia de plataformas, muy amplias de unos 160 km de ancho por 640 km de largo, sobresaliendo varias plataformas entre ellas, la de Coahuila, Valles San-Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba, éstas fueron circundadas por áreas de aguas profundas, los complejos arrecifales están presentes a lo largo de algunos de sus márgenes.

A lo largo del noreste del Macizo de Chiapas, las capas continentales conglomerados, areniscas y limolitas similares a la Formación Todos Santos, fueron depositadas

durante el Berrasiano y Valanginiano; esta secuencia de terrígenos gradua hacia el norte en la Sierra de Chiapas, primero a sedimentos costeros y le continúan calizas y calizas dolomitizadas de plataforma, continuando calizas arcillosas y capas delgadas de bentonita que marcan la transición a mar abierto con depósitos de calizas microcristalinas que afloran hacia la porción norte de la Sierra de Chiapas y han sido penetradas por numerosos pozos en la planicie costera del Istmo de Tehuantepec y en la Bahía de Campeche (Viniestra, 1971; Vargas, 1978; López-Ramos.,1982). Las calizas microcristalinas y calizas arcillosas del Cretácico Inferior, contienen abundantes amonitas, tintinnidos, calpionellidos y nannoconidos del Berrasiano-Valanginiano (Trejo, 1973).

En la parte sureste de la Cuenca del Golfo de México se desarrolló una plataforma carbonatada con influencia de evaporitas, durante el Berrasiano y Valanginiano, la cual estuvo limitada al suroeste por el Macizo de Chiapas y al noreste por el Bloque de Yucatán, formando un embahamiento que se extendía hacia el sureste en Guatemala. En la parte central, hacia el este de esta plataforma, la información de subsuelo ha revelado la existencia de áreas restringidas en donde se encuentran interstratificadas evaporitas y dolomitas (Formación Cobán). Hacia el norte y oeste de la plataforma emergida de Yucatán, carbonatos depositados en aguas someras gradúan a sedimentos de aguas profundas, hacia las cuencas del sureste de México, donde estos contienen intercalaciones de turbiditas y material de talud derivado de la plataforma.

En el margen norte del bloque de Yucatán se encuentra sobrepuesto un cuerpo de arenisca arcósica roja y conglomerados que los suprayacen, una calcarenita blanca de bioclátos y oolítica del Berrasiano-Valanginiano, que fueron recuperadas en los sitios 535, 537 y 538 del (leg 77 of the Deep Sea Drilling Project, Schlager *et al.*, 1984-a). La arenisca arcósica y los conglomerados, fueron interpretados como indicativos de una fuente cercana de sedimentos clásticos. En el Berrasiano, la fuente probablemente fueron las tierras elevadas a lo largo del noreste del Bloque de Yucatán; sobre el margen oeste de la plataforma de Yucatán los espesores de las

rocas del Berriasiano se adelgazan alrededor de los 100 m; las capas del Valanginiano son reconocidas a través del flanco oeste de la cuenca del Golfo de México, donde la secuencia raramente alcanza los 400 m de espesor.

Durante el Hauteriviano y Aptiano, en la región del Istmo de Tehuantepec, se han encontrado lutitas y lutitas calcáreas de cuenca en la parte superior de la Formación Chinameca, graduando hacia el sur a calizas de plataforma (parte superior de la Formación Zacatera) y más hacia el sur, al pie del Macizo de Chiapas, capas rojas costeras y continentales similares a las de la Formación Todos Santos. En el norte de Guatemala y regiones adyacentes del sur de México, la columna del Hauteriviano-Aptiano, se caracteriza por una secuencia de capas interestratificadas de evaporitas y calizas que corresponderían a la Formación Cobán.

Con respecto a los depósitos de carbonatos y evaporitas en la Península de Yucatán, existen controversias del tiempo en el que se inició su depósito, si fue en el Berriasiano-Aptiano o Albiano-Cenomaniano, ya que no existen evidencias, por la ausencia de fósiles en la parte basal de la secuencia del Cretácico. López-R., (1973) opina que la parte norte de la Península de Yucatán no fue cubierta por el mar hasta el Albiano-Cenomaniano. Viniegra (1981) por otro lado comenta que toda el área de la Península de Yucatán fue cubierta por las aguas marinas someras durante el Cretácico Temprano y postula que el depósito de carbonatos y evaporitas en el área, se inició en el Neocomiano (Berriasiano-Aptiano).

La sedimentación del Albiano Cenomaniano Inferior en la región está representada por calizas y dolomitas (parte inferior del Grupo Sierra Madre), que están presentes en la Sierra Madre del Sur y en la Sierra de Chiapas (Castro-Mora *et al.*, 1975), hacia el norte de la plataforma carbonatada, la sedimentación gradúa a facies de mar abierto depositándose calizas grises y grises oscuras, laminadas y arcillosas. En la plataforma de Yucatán el Albiano y Cenomaniano Inferior están representados por dolomitas y evaporitas y calizas con abundantes rudistas, miliólidos, valvulinidos y ostrácodos, de la parte inferior de la Formación Yucatán Viniegra (1981), esta sección

de plataforma se interdigita hacia el golfo, con facies de micritas de aguas profundas y lutitas pelágicas con abundantes foraminíferos planctónicos. La secuencia de carbonatos del Albiano, a lo largo del Escarpe de Campeche, es probable que esté compuesta de barreras arrecifales similares a las desarrolladas a lo largo de los márgenes de las plataformas de Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y Florida.

Por efecto de la subsidencia regional y elevación del nivel del mar, las plataformas de México recibieron depósitos mayores a los normales durante el Albiano; más de 800 m de carbonatos y evaporitas fueron acumulados sobre las plataformas de Tuxpan y Córdoba; en la plataforma de Yucatán los carbonatos del Albiano llegaron a alcanzar alrededor de 1,900 m. sin embargo por datos sísmicos indican que la presencia de los sedimentos del Albiano se adelgazan hacia la porción central de la cuenca del Golfo.

Basáñez (1987), estudió muestras de canal y núcleos de 17 pozos perforados por Petróleos Mexicanos en la Sonda Marina de Campeche, definiendo a más detalle las facies del Cretácico Inferior y Superior en el subsuelo de la Bahía de Campeche. Determinó que para el Cretácico Temprano, existían facies de plataforma externa en la Sonda de Campeche reconociéndolas en todos los pozos estudiados, consistiendo de dolomía y mesodolomía y calizas con abundantes microfósiles constituidos por: *Callipionella elliptica*, *Calpionella alpina*, *Tintinnopsela carpathica*, *Remaniella cadischiana*, *Tintinnopsela longa*, *Nannoconus Steinmanni*, *Nannoconus bermudezi*, fragmentos de moluscos y equinodermos, radiolarios calcificados y restos de peces; la edad de acuerdo con la asociación faunística y los fósiles índices determinados, corresponde al Neocomiano.

Para el tiempo Albiano-Cenomaniano el ambiente de plataforma externa continúa instalado en la Sonda de Campeche, depositándose facies consistentes de rocas carbonatadas de textura media y fina con abundantes globigerínidos y radiolarios, los microfósiles identificados consisten de *Colomiella recta*, *Rotalipora cushami*, *Nannoconus Truitti*, *Nannoconus elongatus*, *Globigerinelloides bentonesis*, *Stomiophaera sphaerica*, *Hedbergella planisphira*, *Cadosina sp.*, bivalvos

filamentosos, fragmentos de moluscos, radiolarios calcificados y restos de peces. En base al conjunto faunístico y los fósiles índices determinados, la edad asignada para estas facies corresponde al Albiano y Cenomaniano.

III.3.2 Cretácico Superior

En la cuenca del Golfo de México y áreas contiguas, la historia del Cretácico Tardío esta marcada como una época de ascenso de los océanos. El Cretácico Tardío empezó con un período de tiempo corto caracterizado por el relleno de cuencas sobre la margen norte y oeste, este intervalo de tiempo fue seguido por una transgresión mayor, durante la cual, las aguas marinas inundaron las cuencas marginales y eventualmente unieron al Golfo de México con el gran mar interior epicontinental del oeste.

En lo que corresponde a México la influencia de los terrígenos provenientes del oeste, es uno de los eventos más marcados, estableciéndose que en esa dirección fue la fuente de aporte, y que pudo ser el enlace de los eventos de movimiento y remoción causados por el inicio de la Orogenia Laramide (Weide *et al.*, 1972). En la porción central y más profunda de la cuenca del Golfo, el post-Cenomaniano Medio marca un periodo de sedimentación marina profunda, consistente de clásticos de grano muy fino en el oeste y área central y depósitos pelágicos en el este (Schaub *et al.*, 1984). Existen algunos contrastes significativos entre los tipos de litologías comunes en el Cretácico Inferior y aquellas que son similares al Cretácico Superior de la cuenca del Golfo de México. Primero, entre éstas y los depósitos del post-Turoniano de cretas y margas de aguas profundas y los depósitos de carbonatos de plataforma abierta en las planicies costeras del norte y oeste del Golfo. Un segundo contraste es que, los arrecifes de "rudistas" y facies asociadas de carbonatos de plataforma los cuales son prominentes y componentes de los depósitos del Cretácico Inferior, son desplazados lejos hacia el sur, con los depósitos del Cretácico Tardío en México y Guatemala, donde son desarrollados principalmente sobre margenes de plataforma (Young, 1983; Alancaster, 1984).

III.3.2.1 Cenomaniano Medio-Turoniano

Las rocas depositadas en este intervalo de tiempo representan el gran episodio de la inundación de las plataformas y se distribuyen ampliamente en la cuenca del Golfo. En México se encuentran afloramientos a lo largo de la Sierra Madre Oriental y hacia el sur, dentro de Chiapas. Hacia la cuenca, las rocas del Cenomaniano Medio, Turoniano son conocidas por abundantes datos de pozos. En general, la litología de las unidades del Cenomaniano Medio y Turoniano son predominantemente terrígenas en la periferia de la porción norte de la cuenca del Golfo y los depósitos de carbonatos dominan la secuencia sobre las plataformas de Yucatán y Florida y a lo largo de la porción central y parte sur de la planicie costera en el este de México.

En el estado de Chiapas los depósitos del Cenomaniano Medio y el Turoniano son asignados a la Formación Cintalapa de la Caliza Sierra Madre, que se encuentra integrada con la Formación Jolpabuchil. Esta unidad consiste de una alternancia de calizas fosilíferas y de calizas grises de textura fina y capas delgadas de calizas litográficas. La Cintalapa representa las facies de plataforma interna y la Jolpabuchil las facies de aguas más profundas de la plataforma externa. En la plataforma de Yucatán los depósitos de carbonatos y evaporitas continúan durante el Cenomaniano, pero durante el Turoniano los depósitos de caliza microcristalina en la parte oeste-central de la plataforma, sugieren que las condiciones marinas normales prevalecieron. A lo largo de la porción oeste de la plataforma de Yucatán un espesor de alrededor de 700 m de calizas y evaporitas de la Formación Yucatán son asignadas al Turoniano, pero aquí, en general, la secuencia tiende adelgazarse hacia el este y al sur de la península (López -R., 1982).

III.3.2.2 Coniaciano-Santoniano

En la cuenca del Golfo de México las rocas del Coniaciano y Santoniano afloran sobre una gran área que cubre a los sedimentos del Cenomaniano-Turoniano. En las partes profundas de la cuenca del Golfo de México, los depósitos de aguas profundas del

Santoniano han sido descubiertos en núcleos del sitio 95 del DSDP Leg 10, en el extremo noreste de la Plataforma de Yucatán y en el sitio 538 Leg. 77 sobre la colina de Catoche hacia el sureste del Golfo. Acuñaientos conocidos de la distribución de las rocas del Coniaciano y Santoniano en la parte profunda de la cuenca son escasos, pero éstos están probablemente representados dentro de la unidad sísmica de Campeche y serían principalmente de tipo pelágico.

Los mares del Coniaciano y Santoniano en México, retrocedieron de 50 a 100 kms hacia el este, de su gran extensión que tuvieron durante el Turoniano, pero inundaron toda el área de la actual cuenca del Golfo de México. Un patrón de depositación deltáica de minerales terrígenos pesados, prevaleció en el oeste de la presente planicie costera, pero como en el Cenomaniano y Turoniano, la depositación de carbonatos en aguas someras prevaleció sobre las plataformas y en las cuencas intermedias del oeste de México. El incremento de terrígenos dentro del sistema depositacional, con el tiempo es notorio aún en las cuencas del este de México y se encuentra expresado en un incremento hacia la parte superior, en unidades estratigráficas como la Formación San Felipe. Sobre las áreas de plataforma, las facies de bancos de carbonatos están bien desarrolladas y los bancos de rudistas arrecifales son distribuidos en unidades como la Formación Guzmantla. En general el marco depositacional para la mayor parte del Coniaciano y Santoniano en México no fue significativamente diferente del Cenomaniano Tardío y Turoniano.

La Formación San Felipe en el noreste y este de México, varía ampliamente en edad en diferentes áreas; sin embargo, en la cuenca de Tampico-Misantla y a lo largo del frente de la Sierra Madre Oriental, la Formación San Felipe contiene foraminíferos plantónicos asociados con la parte inferior del Campaniano (Pessagno, 1967; Soto, 1980). Más hacia el sur en el Estado de Chiapas, Martínez (1972) reconoció microfósiles del Coniaciano y Santoniano, asociados con las rocas consideradas como parte de las calizas Sierra Madre, a la cuál Martínez (*op cit.*), consideró una unidad separada sin nombre, que se ubica entre las calizas Sierra Madre y la Formación Ocozocuatla.

III.2.3 3 Campaniano

El tiempo Campaniano marca un intervalo durante el cuál el depósito de los carbonatos llegó a ser más amplio a lo largo de la parte noroeste de la cuenca del Golfo. Hacia el oeste en la parte central y sur de Texas, hay un pronunciado incremento en la actividad volcánica y durante el Campaniano Tardío, hay un incremento del iflujo de sedimentos terrígenos finos provenientes del Oeste, los cuáles probablemente reflejan el estadio temprano de la Orogenia Laramídica. En México hay continuidad progradacional de la línea de costa hacia el este e incremento de terrígenos clásticos hacia las cuencas; en la parte profunda de la cuenca del Golfo, las rocas del Campaniano estan problememente representadas por una parte indeterminada de la unidad sísmica de Campeche (Schaub *et al.*, 1984).

En la porción sur de México la distribución de la Formación Méndez es muy amplia en las cuencas Salina del Istmo y Macuspana; pero más hacia el sur, en el Estado de Chiapas, la secuencia cambia significativamente, las lutitas de la Formación Mendez son reemplazadas por los depósitos de las formaciones Angostura y Ocozocuautila (Martínez, 1972).

Sobre la Plataforma de Yucatán, el Campaniano y Maestrichtiano son considerados parte de la Formación Yucatán, constituida principalmente por anhidritas, las calizas llegan a ser dominantes al norte y al oeste. Pozos perforados en la parte noroeste de la península de Yucatán han penetrado un cuerpo de andesitas y tobas andesíticas dentro de la sección del Campaniano Maestrichtiano.

La determinación de los espesores en el sur de México es menos precisa por la existencia de controversia, en los límites de la edad de varias unidades; espesores de más de 1000 m han sido registrados para unidades de cuenca, como la Formación Méndez; pero tal vez, una parte de estos espesores puedan ser asignados a las rocas del Campaniano, las unidades depositadas sobre las plataformas son generalmente más delgadas para el Campaniano, variando su espesor entre los 450 a 900 m.

III.3.2.4 Maastrichtiano

Las rocas marinas del Maastrichtiano reflejan la continuidad de migración de la línea de costa hacia el este, llegando a alcanzar en algunas áreas hasta 200 km de la margen en el campaniano (Amos Salvador, 1991), estas rocas cubren la plataforma y las áreas de las plataformas de Yucatán y Florida. En la parte más profunda de la cuenca del Golfo, las rocas están presumiblemente representadas por una parte de la unidad sísmica Campeche (Schaub *et al.*, 1984).

En el sureste de México se depositaron las lutitas de la Formación Méndez y en la región central de Chiapas, sobre la plataforma se acumularon depósitos de terrígenos y bancos de carbonatos para este tiempo. En el oeste-central de Chiapas la unidad de clásticos gruesos en la parte basal y finos, interestratificados, en la porción superior es llamada Formación Ocozocuatla y de acuerdo a Sanchez-Montes de Oca (*op. cit.*); la formación tiene alrededor de 800 m de espesor en la localidad tipo, cerca de la Villa de Ocozocuatla. La parte inferior de la formación está constituida en su mayor parte por capas gruesas de gravas con clastos redondeadas de cuarzo, cementadas con sílice, que descansan discordantemente sobre capas de la Formación Sierra Madre y contienen especímenes retrabajados de rudistas y bivalvos; estas gravas son sobrepuestas por areniscas fosilíferas calcáreas y lutitas gris oscuro; en la parte superior de la formación, predomina una alternancia de arenas finas, limos y calizas arcillosas. Hacia el este disminuyen las arenas de cuarzo, y los sedimentos son más calcáreos y se interdigitan con la Formación Angostura, al sur de Tuxtla Gutiérrez en la localidad tipo de la Angostura, el rango del espesor alcanza 1,300 m. (Sanchez-Montes de Oca, 1972) y está constituida principalmente de calizas arcillosas fosilíferas, calizas calcareníticas de textura gruesa, calizas arcillosas y capas de caliza brechoide recristalizada. Algunas unidades contienen abundantes rudistas y pelecipodos, mientras otras son ricas en gasterópodos, algas y/o foraminíferos. Al este y noreste del área la formación gradúa a depósitos similares a la formación Méndez.

En el subsuelo de la Península de Yucatán, las facies equivalentes del Maestrichtiano en la porción central, son principalmente evaporíticas que contienen ocasionalmente capas gruesas de calizas de bioclastos y calizas criptocristalinas; hacia el noroeste la cantidad de anhidrita decrece, incrementándose los carbonatos hasta pasar en las partes más lejanas a ser totalmente calcárea y margosa. Al norte de la Península, en la margen noroeste de la plataforma de Yucatán, la parte media y tardía del Maestrichtiano, consiste de lodos pelágicos y creta, que fueron encontrados en el Núcleo 19 del sitio 95 DSDP, Leg. 10.

En las partes más profundas de la cuenca del Golfo, los depósitos del Maestrichtiano, es probable que formen parte de la unidad sísmica Campeche y que los sedimentos constituyentes, sean principalmente lodos pelágicos en la parte este de la cuenca; sin embargo, los terrígenos deben incrementarse hacia el occidente en las áreas más cercanas a las costas mexicanas.

En la Sonda Marina de Campeche, los estudios de subsuelo realizados por Basáñez (*op. cit.*) se definieron más a detalle en esa localidad las facies del Cretácico Superior, y se concluye que fueron depositadas en ambientes de plataforma externa y talud intraplatafórmico; las cuales están constituidas litológicamente por mesodolomías, microdolomías y calizas de globigerínidos y de globotruncánidos incipientemente arcillosos; en el talud intraplatafórmico, la litología consiste de brechas dolomitizadas casi en su totalidad donde se aprecian fantasmas de miliólidos y algas dacidaceas. Estos sedimentos sobreyacen en forma concordante a los del Cretácico medio y subyacen a facies depositadas durante el Cretácico Tardío.

Paleontológicamente las facies de ambiente de plataforma externa contienen la microfauna: *Heterohelix moreman*, *Globotruncana sp.*, *Loeblichela hessi*, *Pithonella ovalis*, radiolarios y globigerinidos calcificados

Para el Cretácico Tardío en el área de la Sonda de Campeche, existieron tres tipos de ambientes de depósito: talud intraplatafórmico, de plataforma externa y plataforma

interna hacia el oriente. Las facies de talud se encuentran constituidas por brechas conglomeráticas formadas de clastos de caliza dolomitizada, algunos de los fragmentos contienen restos de conchas de moluscos, ostracodos y miliólidos parcialmente dolomitizados. En el ambiente de plataforma externa se tienen calizas de globigerinidos y globotruncánidos, con intercalaciones de lutitas; paleontológicamente contienen microfósiles como: *Globotruncana leupoldi*, *Globotruncana stuartiformes*, radiolarios y globigerínidos calcificados y en el ambiente de plataforma interna calizas constituidas por bioclásticos, restos de moluscos y bancos calcáreos y montículos de organismos distribuidos en la plataforma. De acuerdo a la asociación microfaunística encontrada, la edad de estas secuencias abarca del Santoniano Superior al Maestrichtiano.

A partir del Campaniano-Maestrichtiano y Paleoceno Inferior se encuentran las facies de brechas que forman las rocas de mayor importancia, como almacenadoras de hidrocarburos en la Sonda de Campeche, ya que en algunos pozos perforados en este intervalo han alcanzado producciones superiores a los 50.000 barriles por día (BPD). esta secuencia consiste de brechas sedimentarias y conglomeráticas dolomitizadas con intercalaciones esporádicas de arcillas y ausencia de estratificación; el ambiente de depósito que se le ha interpretado por geólogos de PEMEX (informes inéditos), correspondería a depósitos de talud externo ubicado en la porción occidental de la plataforma de Yucatán; esta brecha alcanza espesores hasta de 200 m acunándose hacia el suroeste hasta desaparecer en las partes más profundas de la cuenca (Pacheco, 2002).

En investigaciones recientes realizadas por Grajales *et al.*, (2000) y Grajales (2002), así como por otros, consideran a estos cuerpos de brechas como producto del impacto de un meteorito que cayó hace 65.5 millones de años en el límite K/T y que originó el cráter Chicxulub en la porción noroeste de la Península de Yucatán. Esto es con base a datos de información geofísica, así como minerales de cuarzo de impacto y material eyectado que se ha encontrado en núcleos del pozo Chicxulub-1. También se han encontrado en afloramientos de campo, en el Mimbral, La Lajita en Tamaulipas

y La Ceiba en Puebla; los autores citados han encontrado tectitas en rocas terrígenas depositadas en el Límite K/T, las cuales infrayacen a rocas del Paleoceno Temprano. En el sureste de México, sobre las plataformas carbonatada de Yucatán y Chiapas-Tabasco, el Límite K/T está delimitado frecuentemente por una brecha carbonatada de decenas de metros, y esta constituida por bloques que varían en tamaño, desde unos cuantos centímetros hasta varios metros. Esta brecha caótica ha sido interpretada como un depósito de talud normal (López-Ramos, 1982; López-Ortiz, 1962; Meneses de Gyves, 1980; Quezada-Muñetón, 1990 y Hernández-García, 1994) y en investigaciones posteriores, se interpretó como una brecha depositada en la base del talud, cuyo mecanismo de depósito fue inducido por el impacto de un meteorito en el límite del tiempo K/T (Hildebrand, *et al.*, 1993 y Grajales, *et al.*, 2000 y 2001) en localidades cercanas al antiguo borde de la plataforma de Yucatán. La secuencia sedimentaria es gradada y decreciente y está compuesta en la base por brechas constituidas por bloques de calizas que contiene fragmentos de rudistas y de carbonatos de aguas someras, seguido por una brecha texturalmente más fina con clastos evidentes de vidrio alterado y culminando con arena y arcilla que contienen abundantes minerales con estructura laminar.

III.4 SISTEMA TERCIARIO

El marco estratigráfico y estructural durante el Terciario fué modificado por el abundante aporte de sedimentos terrígenos provenientes del norte, oeste y suroeste y por la deformación estructural de la Orogenia Laramidica, durante el Paleoceno y Eoceno. La subsidencia de la parte central de la cuenca del Golfo continuó durante el Cenozoico, debido principalmente al resultado de la carga sedimentaria, así como por el enfriamiento termal de la corteza oceánica Salvador Amos, (1991).

El inmenso volúmen de sedimentos terrígenos clásticos que entraron a la cuenca del Golfo de México a lo largo de sus márgenes, causaron una rápida migración de la línea de costa hacia la cuenca, y un gran volumen de terrígenos clásticos empezó acumularse hacia los depocentros, desarrollandose un estilo de depósito

sedimentario progradante hacia el mar, a lo largo del norte y oeste y suroeste de la cuenca del Golfo de México, que caracterizó el Terciario. Espesores fuertes de rocas sedimentarias clásticas se acumularon sobre el talud continental y en las partes más profundas de la cuenca; la progradación en la planicie costera y plataforma fue relativamente estrecha y raramente excedió los límites del traslape Cenozoico al margen continental presente en 150 km.

En el sureste de México las cuencas Terciarias cubren la parte sureste del Estado de Veracruz y casi todo el Estado de Tabasco, reconociéndose tres cuencas en esta región, la Cuenca Salina del Istmo, la Cuenca de Comalcalco y la de Macuspana. Estas son limitadas al norte, por el talud continental del Golfo de México; al sur, por el frente norte de la Sierra de Chiapas; al oeste, por la Cuenca de Veracruz y al este, por la Plataforma de Yucatán. En las cuencas de Comalcalco y Macuspana, la columna del Cenozoico esta compuesta de una secuencia de más de 10,000 m de espesor, constituida por lutitas y areniscas, las cuales normalmente contienen en su parte superior horizontes de bentonita. Los ambientes sedimentarios del Cenozoico, comprenden de nerítico a batial.

Del total de la columna cenozoica en estas cuencas del sureste, alrededor de 4000 m. pueden corresponder localmente al Mioceno-Plioceno. Esta gran anomalía en los espesores del Terciario Superior, es debido al desarrollo en el sureste de México, de un régimen tectónico extensional que dió como resultado la evolución de grandes fallas de crecimiento sindeposicionales (fallas Palizada, Macuspana y Comalcalco) que crearon fosas profundas dentro de las cuales se depositaron los sedimentos terrígenos del Terciario Tardío al Cuaternario, las fallas inversas conocidas en el sureste son resultado del movimiento de las placas de Cocos y el Caribe y de las intrusiones diapíricas de la sal jurásica. En las cuencas terciarias del sureste han sido reconocidas dos discordancias principales a nivel regional.

Los depósitos de las cuencas del Terciario del este y sureste de México, fueron dominadas por sedimentación clástica terrígena; los conglomerados, areniscas y

lutitas, derivados de las áreas positivas del oeste y del sur. El depósito de calizas en la porción mexicana del Golfo de México, durante el Terciario fue restringida a la plataforma de Yucatán y a un área específica en la Sierra de Chiapas, entre el Macizo de Chiapas y las cuencas del sureste, donde las rocas carbonatadas terciarias de Yucatán gradúan a secuencias de terrígenos clásticos.

III.4.1 Período Paleogeno

III.4.1.1 Paleoceno

En el sureste de México, la secuencia del Paleoceno esta compuesta principalmente de lutitas depositadas en ambientes sedimentarios de aguas profundas (Amos Salvador, 1991), que contienen abundantes foraminíferos planctónicos tales como, *Gavelinella rubuginosa* (Cushman), *G. velascoensis* (Cushman), *G. becariformis* (White), *Nutallinella florealis* (White), *Osangularia velascoensis* (Cushman) y otros más. Los foraminíferos presentes caracterizan a las unidades bioestratigráficas del Paleoceno. En las cuencas del sureste, el Paleoceno corresponde a la parte inferior de las lutitas Nanchital, teniendo un espesor promedio de 330 m. En la parte este del Golfo de Campeche, una brecha calcárea dolomitizada de talud representa parte del Cretácico Superior (126 m) y al Paleoceno basal (28 m), le sobryace una secuencia de calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas las cuales cambian a una secuencia franca de lutitas. El total del espesor de las rocas del Paleoceno, que suprayacen a las brechas es de 100 a 200 m.

En la porción este y noreste de la sierra de Chiapas la sección del Paleoceno incluye a las calizas de plataforma de la Formación Lacantún, los cuales descansan concordantemente sobre los carbonatos de plataforma del Cretácico Superior Maestrichtiano de la Formación Angostura (Quezada-Muñeton., 1987). El espesor promedio reportado de la Formación Lacantún es de 307 m en la región de la Sierra de Chiapas, al oeste y al norte, donde el Paleoceno es representado por sedimentos de plataforma interna y externa, el Paleoceno esta representado por una secuencia

"Flysch" denominada como Formación Soyaló, que contiene abundantes foraminíferos planctónicos y de la biozona de *Globorotalia trinidadensis* a la biozona de *Globorotalia Velascoensis*. El espesor promedio reportado de la Formación Soyaló es de 208 m.

III.4.1.2 Eoceno

Para ese tiempo en la cuenca Salina del Istmo y en la porción oeste de la Sierra de Chiapas, hay una unidad constituida de conglomerados con intercalaciones de lutitas conglomeráticas, que se han denominado como; Conglomerados Uzpanapa, en la base de la sección correspondiente al Eoceno. Los constituyentes de los conglomerados y areniscas son fragmentos de rocas ígneas y metamórficas y areniscas recicladas, calizas recristalizadas y calizas fosilíferas cretácicas cementadas con sílice y carbonatos; las lutitas intercaladas contienen foraminíferos planctónicos del Eoceno Temprano y Medio; los lentes de conglomerados de composición litológica similar, han sido descritos como de la secuencia del Eoceno Superior. Hacia la porción sur de la Cuenca Salina del Istmo y en la parte oeste de la Sierra de Chiapas, los rangos de espesores del Eoceno varían entre los 300 y 1,200 m. En el área de Chiapas-Tabasco, en el norte, los rangos de los espesores son entre 300 y 900 m y en el Golfo de Campeche, el promedio es de 370 m.

Las rocas del Eoceno de la Sierra de Chiapas representan una transición, entre la secuencia de carbonatos de la Plataforma de Yucatán hacia el norte y la secuencia de terrígenos clásticos en las cuencas del sureste. En la Plataforma de Yucatán llegan a ser más comunes las margas y las calizas de bioclásticos y en la Sierra de Chiapas, la secuencia estratigráfica del Eoceno contiene abundantes fósiles del género *Pseudophragmina*, *Rhapydiomna*, *Lepidocyclina* y *Helicostegina*, así como otros foraminíferos, además algas coralinas y restos de moluscos.

III.4.1.3 Oligoceno

En las cuencas del sureste, los depósitos del Oligoceno están constituidos por lutitas y lutitas arenosas con intercalaciones de tobas bentónicas que forman la parte superior de la Formación La Laja y conteniendo abundante bentonita y foraminíferos, tales como; *Trachamminoides sp.*, *Haplophragmoides sp.*, *Bathysiphon sp.*, *Chilostomela oolina* Schwager, *Valvulamina pennatula* Bastsch y otros organismos que fueron depositados en un ambiente sedimentario batial inferior. Hacia la parte sur de la Cuenca Salina del Istmo y la porción oeste de la Sierra de Chiapas, hay una secuencia de conglomerados, areniscas y lutitas, que son similares a los conglomerados de la Formación Uzpanapa del Mioceno; las lutitas interestratificadas con los conglomerados, contienen foraminíferos planctónicos característicos de las biozonas del Oligoceno.

La secuencia estratigráfica del Paleógeno en el subsuelo de la Bahía de Campeche, ha sido cortada por todos los pozos exploratorios que se han perforado en esa región. En la base del Terciario la columna sedimentaria se caracteriza por un cambio en el tipo de sedimentación que es bien marcado por un fuerte contraste al pasar de calizas del Cretácico a terrígenos del Paleógeno. La base del Terciario en la Sonda de Campeche se inicia con depósitos de brechas de talud que se interestratifican con lutitas bentónicas, hacia la parte superior esta secuencia se hace progresivamente más terrígena hasta que predomina una secuencia de lutitas bentónicas y hacia la cima se encuentran algunas intercalaciones de brechas y calcarenitas ubicadas en el Eoceno Inferior y medio. El Oligoceno está caracterizado principalmente por la presencia de lutitas, margas y bentonita.

III.4.2 Período Neógeno

III.4.2.1 Mioceno

La columna sedimentaria del Mioceno en las cuencas del sureste ha sido extensamente estudiada en el subsuelo, se encuentra constituida por una secuencia de lutitas fosilíferas intercaladas con areniscas que fueron depositadas en medios

ambientes de talud, plataforma y deltáicos (Figura 12). El Mioceno Temprano en la porción oeste de las cuencas está representado en la parte superior de la Formación La Laja, constituida por rocas calcáreas y arenosas con foraminíferos bentónicos de aguas profundas. Esta parte superior de la Formación La Laja puede ser datada con base en las biozonas *Catapsydrax dissimilis* y *Catapsydrax stainforthi*. Hacia la parte este de la región la cima de la Formación la Laja corresponde con la cima del Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior.

La unidad biestratigráfica llamada Depósito, que caracteriza a gran parte de las regiones central y este de las cuencas del sureste de México, es identificada en el subsuelo por la extinción de los organismos; *Anomalinoidea cicatricosa* (Schuager) que está en la cima y la abundancia de *Gyroidinoides broeckhiana* (Kawer). Los foraminíferos planctónicos son abundantes e incluyen especies características del intervalo de las biozonas *Globigerinatella insueta* a *Globigerinata fohsi fohsi*. La Unidad Depósito está compuesta de una alternancia de areniscas y lutitas depositadas en un ambiente batial durante el Mioceno Temprano y la parte inicial del Mioceno Tardío.

Durante el Mioceno Medio-Tardío el depósito de areniscas y lutitas interestratificadas prosiguió, el contenido de areniscas se incrementó hacia la parte superior de la columna. Esta unidad ha sido llamada Formación Encanto y esta bien reconocida en el subsuelo por la extinción en su cima, de los organismos *Siphovigerina auberlandi* d'Orbigny y la abundancia de *Planulina filisolaensis* Nuttall, *Uvigerina peregrina* Cushman, *Sigmoilopsis schlumbergeri* Silvestri y otras especies diagnóstico. Los foraminíferos plantónicos son también muy abundantes e incluyen las especies características de las biozonas de *Globorotalia fohsi lobata-robusta* a *Globorotalia acoestensis*. Esta Unidad representa depósitos de medio ambiente batial a superior.

En la Sierra de Chiapas, Frost y Langenheim (1974) mapearon varias formaciones del Mioceno en base a su litología y contenido faunístico, estos autores reportaron en la sección, la presencia de foraminíferos tales como *Heterostegina*, *Lepidocyclina*,

SIMBOLOGIA

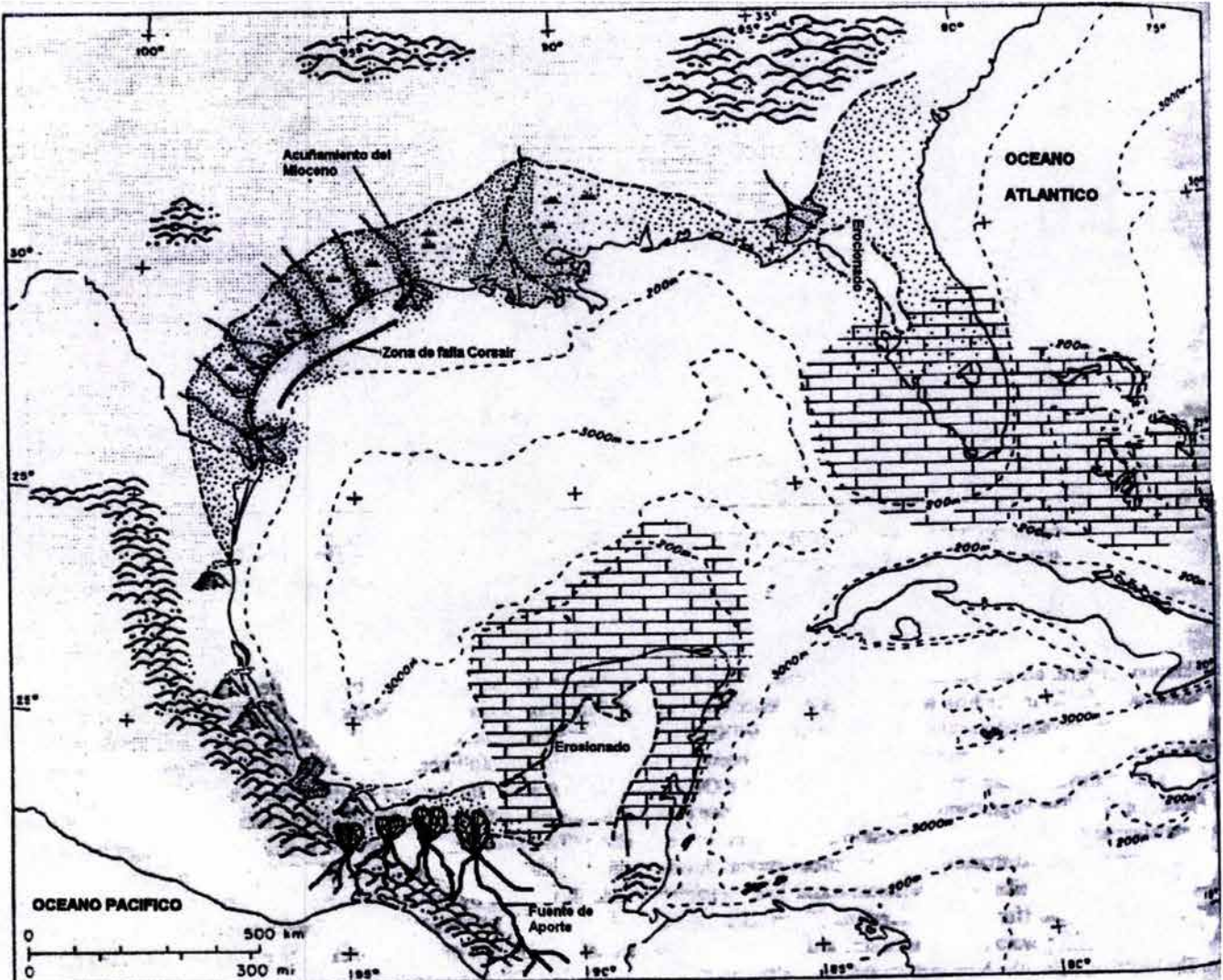
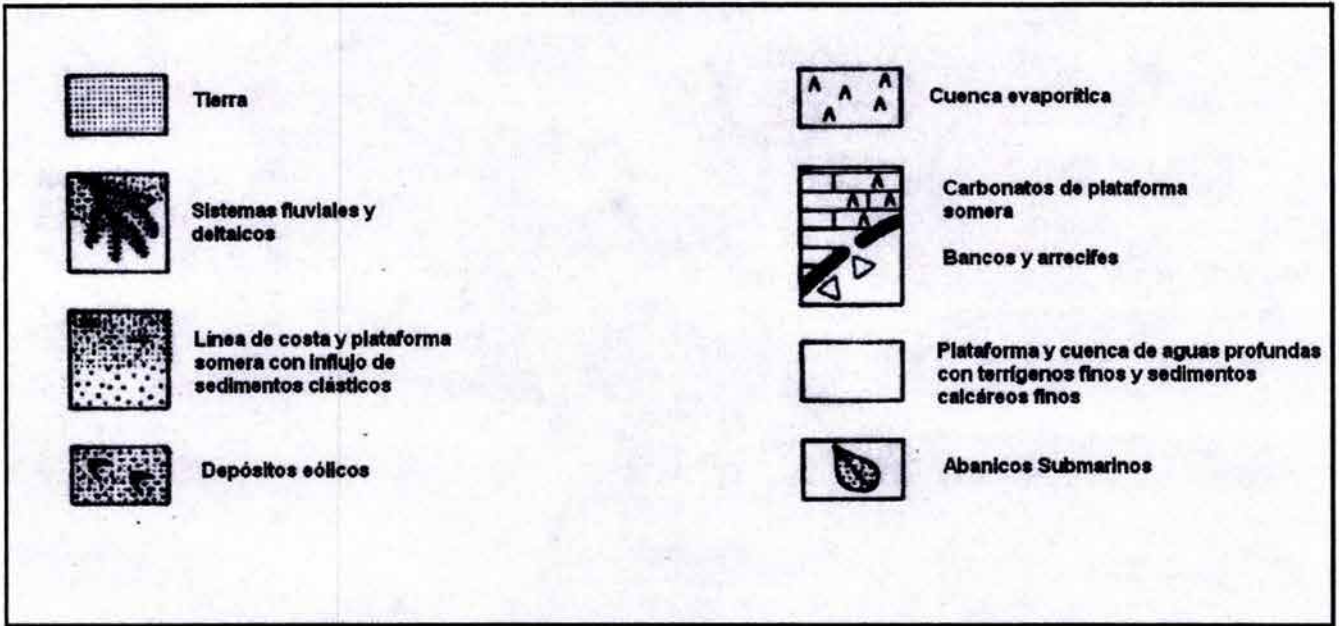


Figura 12. Distribución paleogeográfica de la cuenca del Golfo de México durante el Mioceno (Modificada de Amos Salvador, 1991).

Sorties, *Miogypsina* y *Archaias*, así como restos de corales y algas. La sección del Mioceno de la parte norte de la Sierra de Chiapas y la porción sureste de las cuencas, incluyen la Formación Macuspana, constituida, por calizas de plataforma. En la parte noroeste de la Sierra de Chiapas está expuesta una sección gruesa de conglomerados, conteniendo fragmentos de rocas ígneas y areniscas que son conocidos como Conglomerados Nanchital.

III.4.2.2 Plioceno y Pleistoceno

Las rocas de estos períodos se encuentran ampliamente distribuidas en la porción sur y suroeste del Golfo (Figura 13). El Plioceno Temprano y Medio están representados en Veracruz y en las cuencas del sureste por las unidades biestratigráficas; Concepción Inferior y Concepción Superior (Akers, 1984), la cima de la Concepción Inferior es reconocida en el subsuelo por la extinción de *Marginulinopsis marginulinoidea* (Goes), *M. mesinae* (Souaya) y *Amphiocoryna hirsuta* (d'Orbigny). Los sedimentos de la Concepción Inferior fueron depositados en un ambiente de nerítico medio a nerítico externo. La cima de la unidad Concepción Superior es reconocida en el subsuelo de las cuencas del sureste por la extinción del organismo *Astacolus vaughani* (Cushman) y ha sido interpretada como depositada en un ambiente nerítico medio. Los foraminíferos planctónicos presentes en esta Unidad incluyen, *Globigerinoides obliquus extremus* (Boli y Bermudez), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globorotalia crassaformis* (Galloway y Wissler). Suprayaciendo a la secuencia de areniscas y lutitas de la Unidad Concepción Superior, hay una secuencia sedimentaria constituida por capas intercaladas de lutitas y areniscas que han sido subdivididas como unidades estratigráficas denominadas, Filisola, Paraje solo, Agueguexquite y Cedral. Los foraminíferos son escasos en estas unidades, en comparación con el contenido en las unidades que las subyacen. Las litofacies de estas unidades han sido descritas por varios autores las cuales están representadas por sistemas deltáicos progradantes hacia las cuencas (Ricoy, 1989).

SIMBOLOGIA

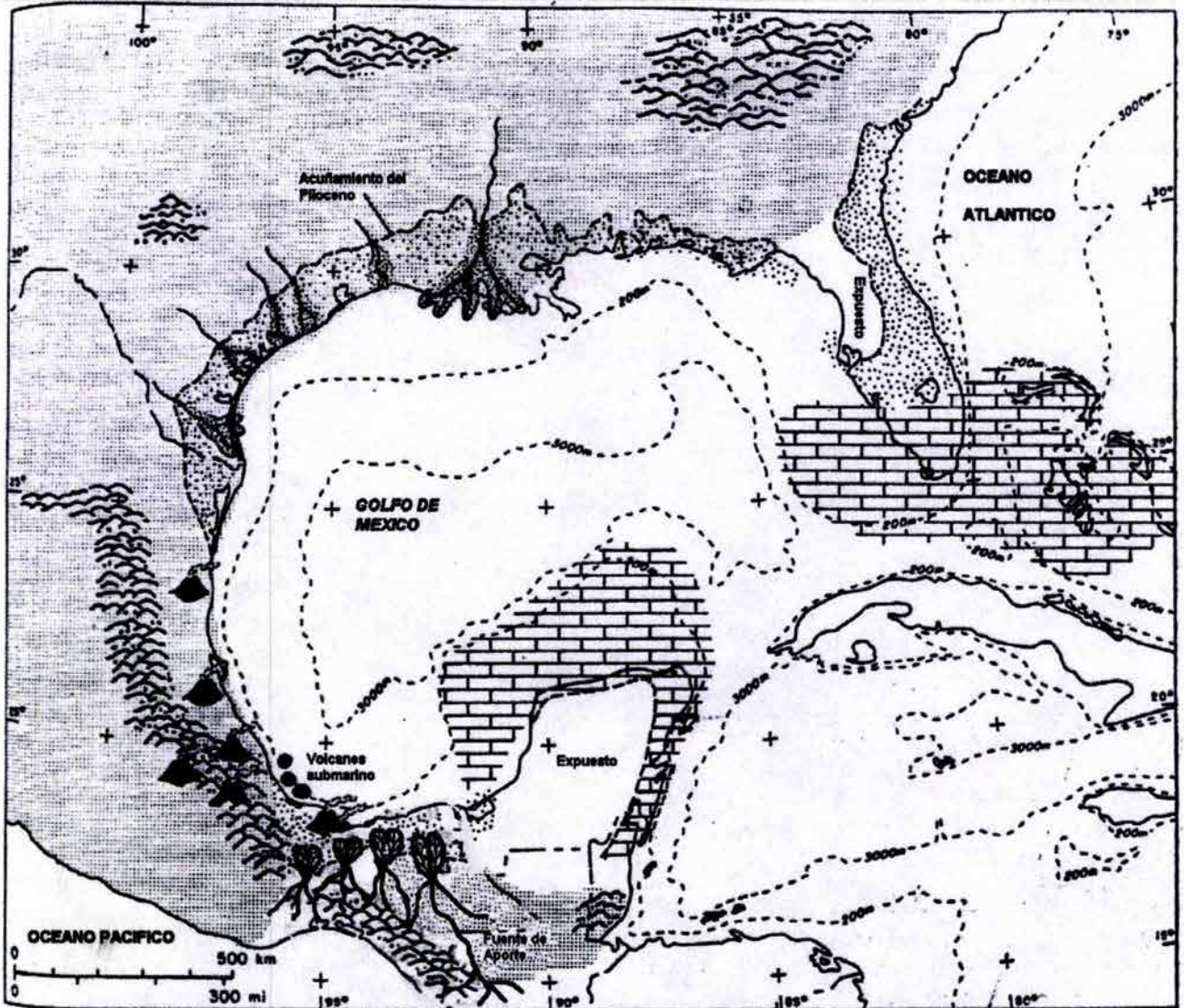
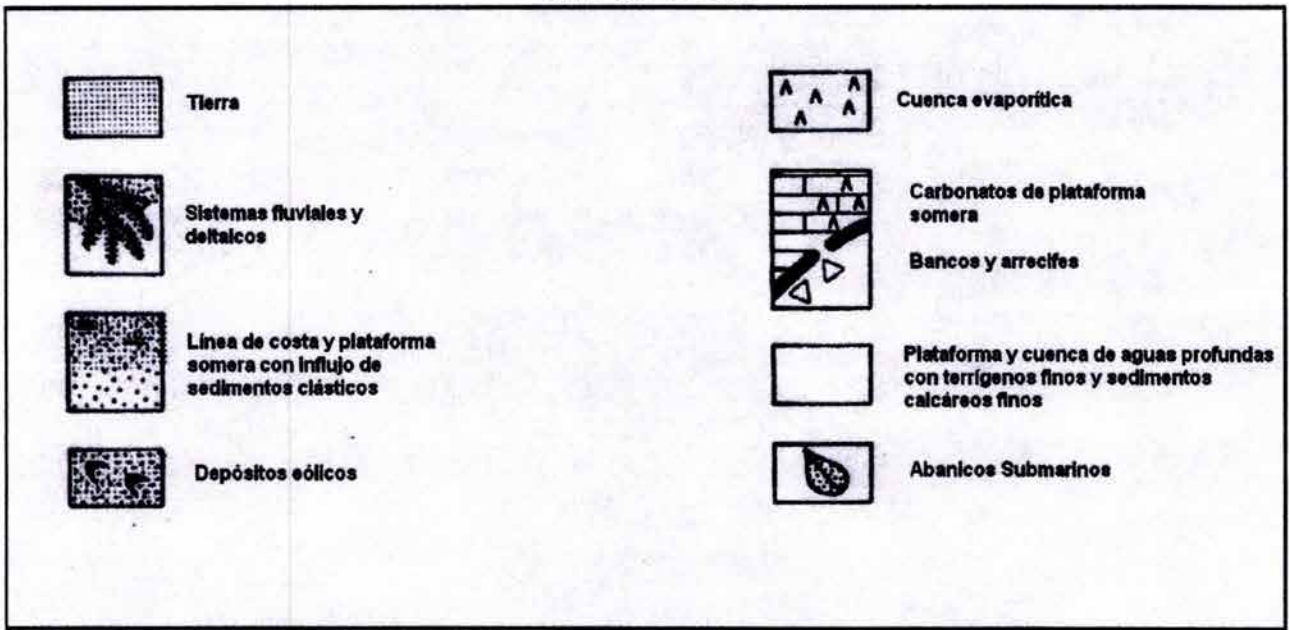


Figura 13. Distribución paleogeográfica de la cuenca del Golfo de México durante el Plioceno (modificada de Amos Salvador, 1991).

En la Sonda Marina de Campeche el Mioceno Medio presenta etapas erosivas muy marcadas, ocasionando una discordancia regional con ausencia parcial de rocas del Mioceno Medio a Inferior; localmente existen evidencias de erosión que alcanzó hasta el Eoceno Superior y Medio. En muchos pozos el Mioceno Superior descansa en discordancia sobre el Oligoceno Inferior (Salmerón, 1982) y en otras áreas, el Mioceno Superior sobre el Eoceno Medio. Estos eventos erosivos están asociados con la deformación que se desarrolló durante el Mioceno Temprano y Mioceno Medio, durante la actividad tectónica desarrollada en la porción occidental de la región, la cuál causó fuerte deformación y dió origen a gran parte de la estructuración existente actualmente en la región. Para el Mioceno Tardío se incrementan los depósitos de secuencias arcillo-arenosas que rellenan las depresiones contemporáneas formadas por fallamiento lístrico normal hacia el Golfo. En el Plioceno y Pleistoceno continúan los depósitos de sedimentos terrígenos constituidos por arenas, limos y arcillas y calcarenitas de bioclásticos y oolitas sobre la Plataforma de Yucatán.

En la Plataforma de Yucatán las rocas del Mioceno y Plioceno están representados por la Formación Carrillo Puerto que sobreyace discordantemente al Eoceno cuando no está presente el Oligoceno (Butterlin y Bonet, 1963). La ocurrencia en la plataforma de Yucatán de una discordancia en la base del Mioceno, puede indicar un descenso del nivel del mar durante el Oligoceno Tardío o Mioceno Temprano. La Formación Carrillo Puerto está compuesta de calizas fosilíferas de color gris claro y calizas arcillosas y margas conteniendo fauna de aguas someras, compuesta de *Penenplis proteus* d' Orbigny, *Archaias angulatus*, *Sorites* sp., y *Amphistegina* sp.

Las secuencias del Plioceno Superior y Pleistoceno son características, por estar constituidas por calizas de color gris claro y calcarenitas de oolitas y bioclásticos.

CAPITULO IV

PROVINCIAS FISIAGRÁFICAS MARINAS RECIENTES Y SU RELACIÓN CON LOS DIAPÍROS SALINOS

El prisma acrecional marginal continental del golfo, contiene una columna estratigráfica sedimentaria que varía entre 10 y 14 kilómetros de espesor, formada por secuencias líticas que se depositaron en ambientes sedimentarios continentales, litorales, marinos someros y profundos, desde el Triásico Superior hasta el Reciente, durante los eventos tectónicos distensivos y subsidentes, que dieron origen a la evolución del Golfo de México. Debido a estos procesos geológicos, espacio-temporales, los rasgos fisiográficos que caracterizan al golfo, difieren morfológicamente según sea su posición geográfica, ya que la evolución geológica de la provincia marina, ha sido diferente en sus diversas regiones locales y como consecuencia, se distinguen aquellas provincias y subprovincias fisiográficas que son gobernadas por la intensidad y persistencia de los procesos tectónicos, hidrodinámicos, sedimentarios y climáticos que han variado al través del tiempo.

IV.1 Antecedentes:

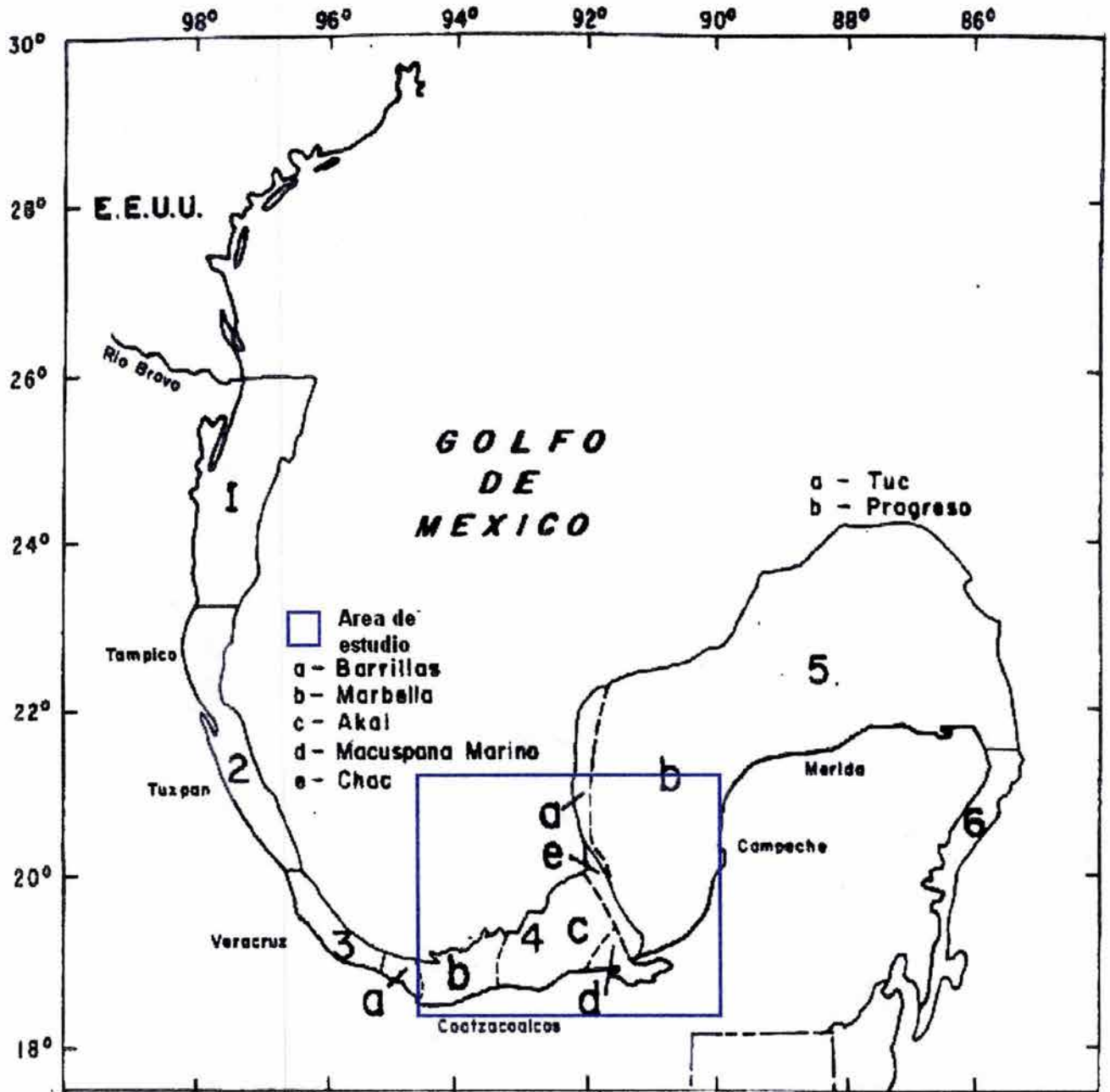
Las provincias fisiográficas regionales del actual Golfo de México, han sido estudiadas ampliamente durante varias décadas y referidas por numerosos investigadores; Uchupi (1967 y 1975); Bryant *et al.* (1968, 1984 y 1991); Bergantino (1971); Garrison y Martín (1973); Martín y Bouma (1978); Buffler *et al.* (1979); Walker y Coleman (1987); y Salvador (1991); entre otros; en síntesis se distinguen ocho provincias fisiográficas mayores en el golfo : Plataforma Oeste de Florida (1), Talud de Louisiana-Texas (2), Franja Plegada Río Perdido (3), Cordillera Mexicana (4), Colinas de Campeche-Sigsbee (5), Banco de Campeche-Yucatán (6), Escarpe de Campeche (7) y Planicie Abisal de Sigsbee (8) Bryant and Bryant (1984).

Petróleos Mexicanos (Camargo y Quezada, 1991), para sus fines operativos dentro del mar patrimonial mexicano en el Golfo de México, distingue seis provincias marinas en una extensión de 250,340 km², en la plataforma y talud continentales hasta la isóbata de 500 metros, y de acuerdo a sus características geológicas y situación geográfica, y son las siguientes: Laguna Madre (1), Tampico (2), Veracruz (3), Coatzacoalcos (4), Campeche (5) y Cozumel (6); éstas dos últimas, también comprenden al Caribe Mexicano (Figura 14).

Las provincias fisiográficas locales dentro del área de estudio, las han estudiado y reportado: Ordóñez (1936); Creager (1958); Logan *et al.* (1969), Bergantino (1971); Antoine (1972), Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada (1990); Gutiérrez-Estrada, *et al.* (1998) y Aguayo *et al.* (1999 y 2001); entre otros autores. En estas provincias fisiográficas también se han estudiado los sistemas hidrodinámicos que inciden desde la plataforma continental hasta el talud y planicie abisal, como lo reportaron Vidal, V.V. *et al.* (1992), Welsh y Walker (1997) y Vidal, F.V. *et al.* (1999).

Otros trabajos relacionados con la exploración petrolera en la provincia marina costera de los estados de Veracruz y Tabasco, los reportan Petróleos Mexicanos desde 1948 y 1949, que configuró gravimétricamente a los domos salinos, detallándolos estructural y estratigráficamente por el método geofísico de reflexión sísmica (Camargo y Quezada, *op. cit.*), En 1950 se perforó el pozo direccional Tortuguero-1, desde el litoral hacia la plataforma continental, localizándose los yacimientos de gas natural y aceite, entre 875 y 1045 metros, en la columna estratigráfica del Mioceno. Entre 1951 y 1971, se perforaron los pozos Rabón Grande-1, Santa Ana-239 y Marbella-1, con hidrocarburos en terrígenos del Terciario Superior asociados al diapirismo salino.

Entre 1974 y 1976, se perforó el pozo Chac-1, productor de hidrocarburos y descubridor del Campo Petrolero Cantarell, en las provincias fisiográficas sur-occidental del Banco de Campeche y la sur-oriental del Cañón de Campeche; ambas provincias están afectadas por intrusiones salinas, generando un sistema geológico-



- | | |
|------------------|-------------------|
| 1. Laguna Madre. | 4. Coatzacoalcos. |
| 2. Tampico. | 5. Campeche. |
| 3. Veracruz. | 6. Cozumel. |

Figura 14. Plano de localización de las provincias geológicas marinas de la plataforma continental del Golfo de México, de acuerdo a la clasificación de Petróleos Mexicanos comprendiendo hasta la isóbata de 500 m (después de Camargo Z. y Quezada M., 1991).

estructural complejo. Los trabajos geológico-geofísicos de integración regional y local, relacionados con la tectónica salina y la presencia de hidrocarburos, son numerosos y generalmente inéditos y en el acervo de PEMEX, IMP y de compañías privadas, que operan para la industria petrolera, y solamente se mencionan algunas aportaciones relevantes, entre otras: Viniegra (1981); Santiago-Acevedo (1979); Camargo (1980.), Meneses de Gyves (1980); Araujo *et al.* (1986); Puerto-Zapata (1986) y Ángeles-Aquino (1988). Los resultados geoquímico-petroleros en rocas generadoras de hidrocarburos y almacenadoras, los han publicado, entre otros, Holguín (1987) y Guzmán y Mello (1999).

IV.2 Provincias regionales:

En la planicie costera occidental del Golfo de México destacan tres sub-engolfamientos "embayments" regionales, cuya columna estratigráfica en el subsuelo comprende desde el Mesozoico al Reciente: del Río Grande (1) enmarcado por los arco tectónicos San Marcos, en Texas, y el de Tamaulipas, en el estado del mismo nombre; de Tampico (2) limitado al norte por el Arco de Tamaulipas y al sur, por el Macizo de Teziutlán, en el Estado de Veracruz; Ístmico (3) enmarcado al occidente, por el Macizo de Teziutlán, en el Estado de Veracruz y, al oriente, por la Boca El Carmen, en las inmediaciones de Punta Xicalango, en los límites del flanco suroccidental del Banco de Campeche (Ewing, 1991). Los arcos tectónicos de San Marcos y de Tamaulipas, así como el Macizo de Teziutlán, se interpretan como el reflejo de bloques tectónicos, relativamente estables del cinturón orogénico sepultado del Archipiélago Paleozoico, propuesto por Murray (1961). Los límites tectónicos de estos tres sub-engolfamientos, se prolongan perpendicularmente hacia la plataforma continental, como umbrales geológicos y son evidentes por las variaciones en la amplitud de la plataforma marina, hasta la isóbata de 200 m.b.n.m. En el del Río Grande, en Texas y Louisiana, la amplitud de la plataforma es de más de 200 km.; en el de Tampico, entre los puertos de Tampico y Veracruz, es de menos de 40 km.; en el Ístmico, la plataforma continental en los Tuxtlas, Ver., varía entre 20 y 30 km.; en la Bahía o Sonda de Campeche, frente a Ciudad del Carmen, la plataforma continental

se extiende unos 130 km., hasta el borde continental; y en el Banco de Campeche, frente a Champotón, externamente al sub-engolfamiento del Ístmo, la amplitud de la plataforma continental es de aproximadamente 160 km. (Amos Salvador ,1991).

El relieve de la superficie de la plataforma continental es relativamente uniforme, excepto por los escarpes pequeños de fallas formadas durante el colapsamiento y deslizamiento de los sedimentos semi-litificados, que se observan en su porción norte, frente a Texas y Louisiana y en los lomerios bajos de Tamaulipas y Veracruz, que se interpretan como diapiros de lodo y de sal, provenientes del subsuelo del piso marino. En el sitio de la plataforma marina, en Tabasco y Campeche, el relieve está afectado por crecimientos arrecifales, montículos calcáreos y de terrígenos, así como por diapiros de sal y de lodo; en la zona calcárea del Banco de Campeche, además de las acumulaciones de sedimentos y de arrecifes, el relieve es irregular formando fosas, canales y pináculos por la karsticidad originada por el descenso del nivel del mar durante el Pleistoceno temprano, generandose también, terrazas litorales en los períodos cortos de estabilidad eustática, durante la transgresión marina del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano, a partir del Wisconsiniano (18 000 años antes del presente). Desde el Holoceno Medio (6 000-5 000 a.a.p), el nivel de mar se estabilizó en su posición actual Ayala-castañares y Gutiérrez-Estrada (1990).

IV.3 Provincias del suroeste del Golfo

Las provincias fisiográficas identificadas en este trabajo con la información obtenida en los cruceros oceanográficos, quedan enmarcadas en el plano de morfobatimetría (Figura 15), las cuales comprenden de oriente a poniente, a la porción centro y sur-occidental del Banco de Campeche, también llamada Plataforma de Yucatán; el Cañón de Campeche; la Bahía de Campeche o Zona de Diapiros Salinos y al Cañón de Veracruz (Figuras 15 y H, I, J, secciones sísmicas 25', 26, 38 y 27, Loc. Figura A). El Banco y la Bahía de Campeche, fueron acuñados por Antoine (1972); a la Bahía de Campeche, también se le conoce como Sonda de Campeche por Petróleos Mexicanos.

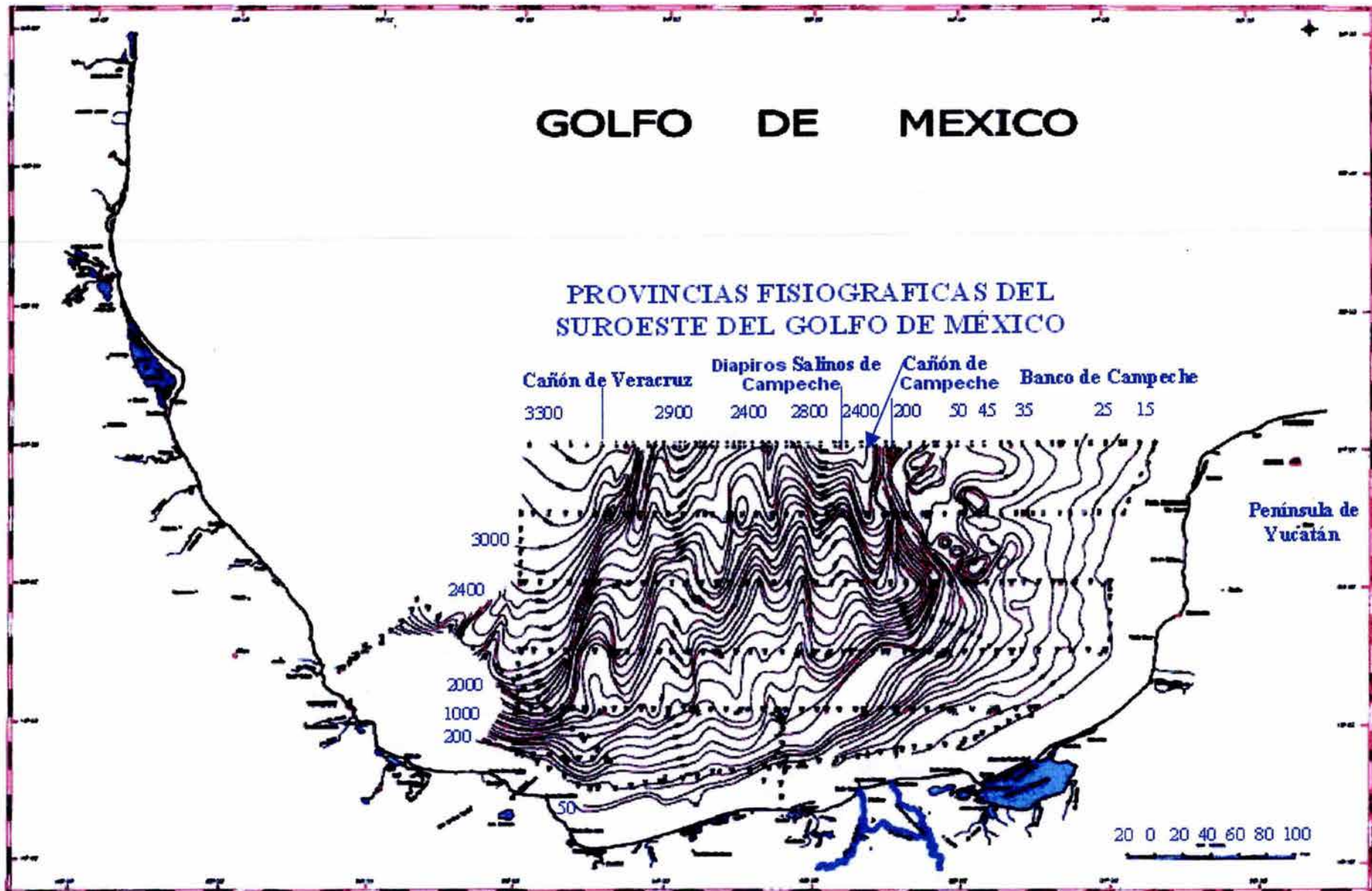


Figura 15. Plano de Morfobatimetría del suroeste del Golfo de México y provincias fisiográficas marinas, (crucero oceanográfico FIES-1999; batimetría en metros).

IV.3.1 Banco de Campeche

El Banco de Campeche originalmente fue descrito por Ordóñez (1936), como un extenso banco calcáreo, somero, casi plano y de baja pendiente; el límite norte del banco, es el Escarpe de Campeche; hacia el sur, lo limita la franja litoral sur-oriental del Estado de Campeche; su límite occidental, es el Cañón de Campeche y el del oriente, es el Estrecho o Canal de Yucatán. La Plataforma de Yucatán actualmente se encuentra con basculamiento hacia el suroeste noreste, por lo que los espesores de carbonatos se incrementan hacia esos sitios Bryant *et al.* (1984), (Figuras H, I, secciones sísmicas 25' y 26, Loc. Figura A).

En toda la extensión de la plataforma continental y de sus márgenes, son comunes los depósitos sedimentarios calcáreos asociados a disolución kárstica (Figura 16), formando canales y depresiones, además existen paleo-bermas, paleo-dunas, barras y cordones litorales; así como, paleo-arrecifes y bancos de biógenos (Figura 17 y 19-a). Las corrientes marinas de fondo se manifiestan como canales erosivos y por las numerosas terrazas erosivas y de sedimentación que son comunes en el piso marino de la plataforma calcárea y también en sus márgenes. (Figura 18); todos estos rasgos geomorfológicos son evidencias de las fluctuaciones eustáticas que ocurrieron durante el Cuaternario; lo que ha sido ampliamente documentado por Uchupi (1975), Logan *et al.* (1969), Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada (1990), Gutiérrez-Estrada *et al.*, (1998) y Aguayo *et al.*, (1999) entre otros numerosos autores.

IV.3.2 Cañón de Campeche

El término Cañón de Campeche fue acuñado por Creager en 1958; su límite oriental es el borde occidental del Banco de Campeche y, el occidental, es el margen oriental de la zona de domos salinos de la Bahía de Campeche (Figuras G y J, secciones sísmicas, 24', 25 y 27, 38, Loc. Fig. A). El cañón de Campeche, es una fosa tectónica activa, conformado por sistemas de fallas transcurrentes siniestrales y dextrales, transtensivas y transpresivas, asociadas a diapirismo salino, que son consecuencia

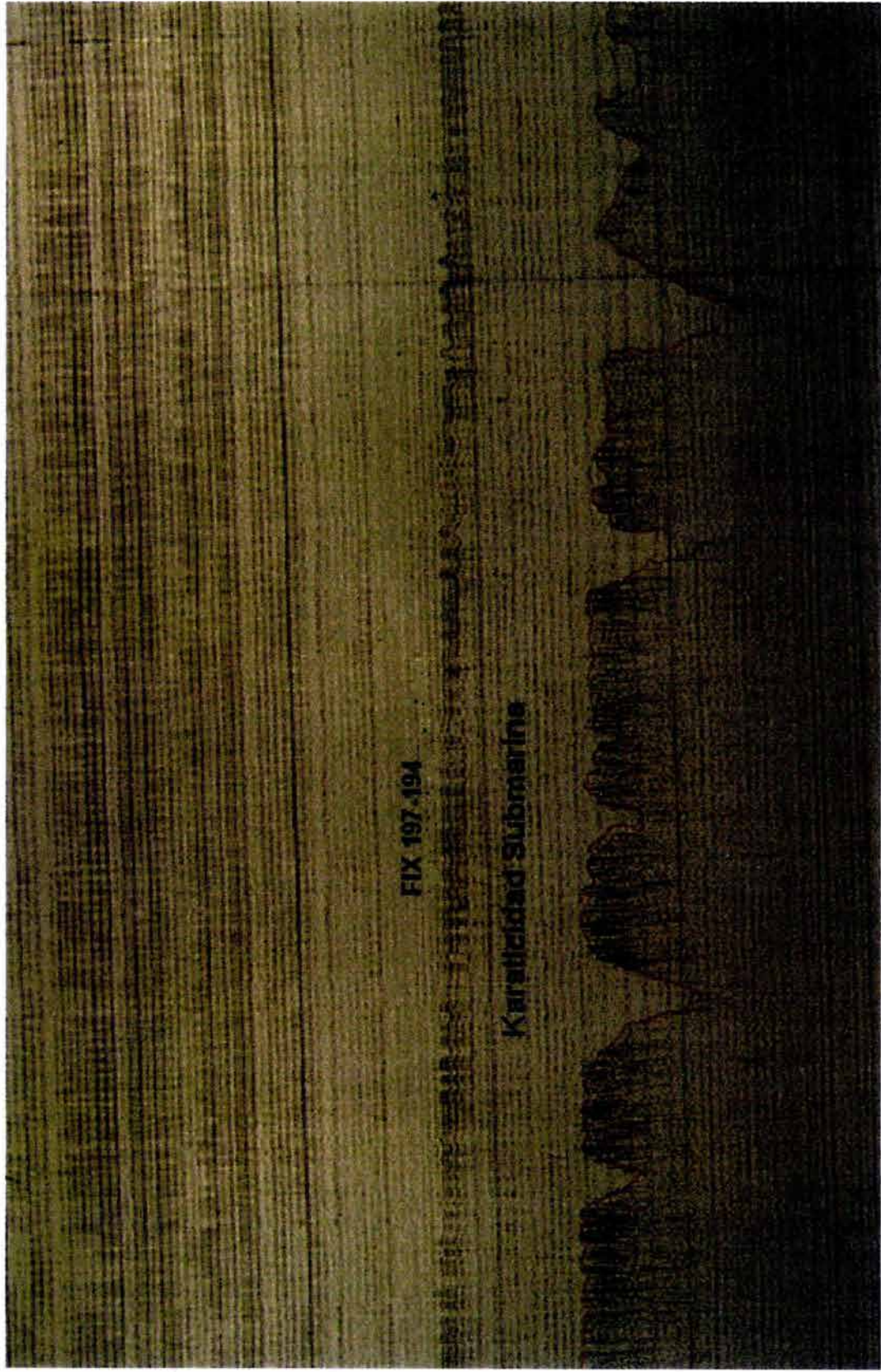


Figura 16. Rasgos de carticidad submarina en el Banco de Campeche, originados por el descenso del nivel del mar durante el Pleistoceno, detectada por perfilaje de ecosonda (Fix 194-197, loc. Mapa 2, Crucero Oceanográfico FIES 1999).

del movimiento tectónico dextral del bloque de Yucatán. Este mismo estilo estructural distensivo, también se manifiesta en el fondo marino actual y es similar al sistema estructural regional distensivo (Figuras 19-b). Al sistema de fallas que limitan el margen occidental del cañón tectónico, se le denomina Xicalango (Aguayo, *et al.*, 2001); al sistema de fallas geológicas que limitan al cañón de Campeche en su margen oriental, los mismos autores lo denominan *Candelaria*. Esta fosa tectónica marina es la prolongación, hacia el noroeste, del Arco de la Libertad, que limita el sur del bloque tectónico de Yucatán en Centroamérica por el sistema de fallamiento sinistral Polochic; ambos elementos tectónicos bordean el sur de la miniplaca tectónica del bloque de Yucatán y la separan del resto de la porción continental del sur de México y de Centroamérica.

IV.3.3 Zona de Diapiros Salinos

La Zona de Diapiros Salinos o Bahía de Campeche la circunda, al norte, la planicie abisal del centro del Golfo de México; al sur, la franja litoral de los estados de Tabasco y Campeche; al occidente, el alto volcánico de los Tuxtlas y el margen oriental del Cañón de Veracruz y, al oriente, el Cañón de Campeche (Figura 15). A esta provincia, se le denomina, zona de diapiros salinos, debido a que en ella inciden una gran densidad de domos salinos simples y compuestos, que están intrusionando a la columna estratigráfica desde el subsuelo profundo (Jurásico Medio), hasta la superficie del piso marino actual (Figuras C, D, E y F, secciones sísmicas, 20 y 21, 21' y 22, 22'y 23 y 23' y 24, Loc. Figura. A).

Fisiográficamente la zona salina presenta tres sistemas geomorfológicos distintivos, identificados durante esta investigación y con los datos cartográficos aportados por Bryant *et al.* (1984). Al norte, las expresiones geométricas de los intrusivos salinos son elongadas y de forma abanicada, orientadas noroeste-norte-noreste, pero con fuerte tendencia hacia el noreste, hacia la planicie abisal de Sigsbee; estos rasgos geomorfológicos son coincidentes con la dirección de la trayectoria del desplazamiento dextral del bloque tectónico de Yucatán (Aguayo *et al.* 2001). La parte

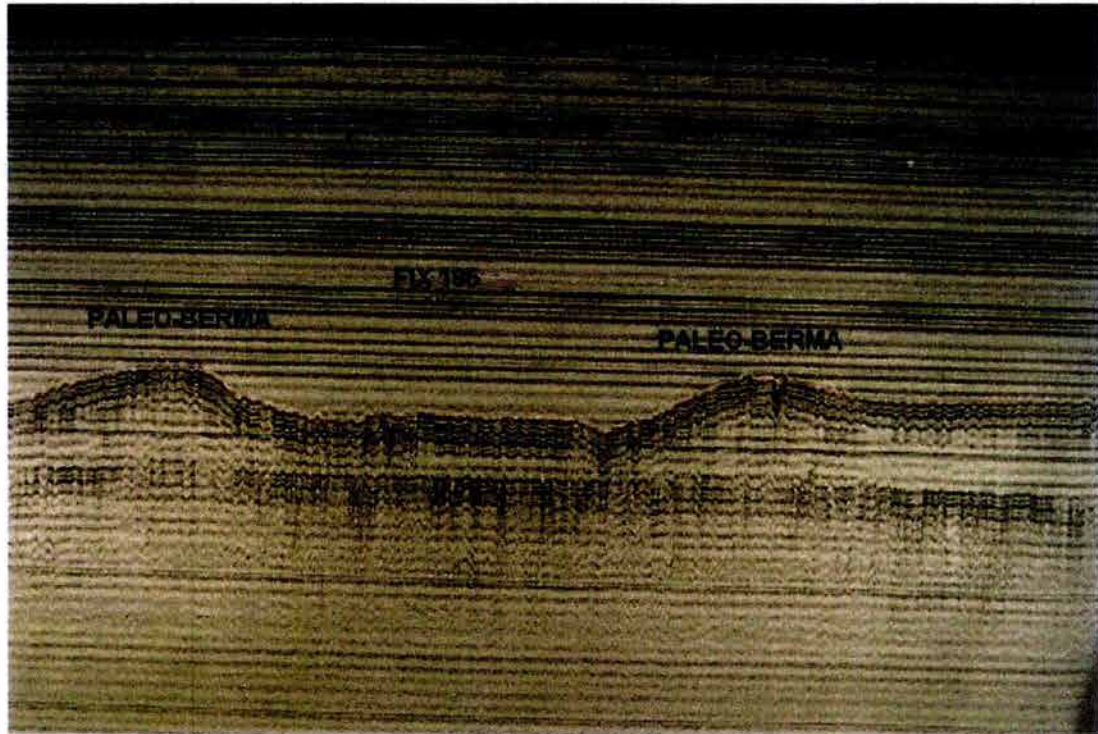


Figura 17. Paleo-bermas, paleo-barras y cordones litorales detectados por ecosonda en el Banco de Campeche, (Fix 186-187, loc. Mapa 2, Crucero Oceanográfico FIES-1999).

central de la planicie de los domos salino, la caracterizan expresiones diapiricas de forma circular y grumosa, en un radio de unos 200 kilómetros, que coincide con la proyección superficial de la cima del manto superior emplazado entre 15 y 16 kilómetros (b.n.m.), en el subsuelo profundo; según lo reportado por Cominguez *et al.* (*op cit.*) y por Sandoval *et al.* (1999), (Figura 20).

Superficialmente, en el piso marino, la zona grumosa en el centro de la zona salina, se enmarca por la corriente marina anticiclónica superficial que también comprende 200 kilómetros de diámetro, según fue registrado por Welsh y Walker (1997) a través de imágenes satelitales para estudios ambientales NOAA-GOES (octubre 12, 1997) utilizando filtros para detectar variaciones de temperatura en la superficie oceánica (Figura 21); aunque corrientes de esta naturaleza alcanzan al fondo marino, a profundidades mayores a los 800 metros (b.n.m), de acuerdo a lo reportado en el Golfo de México, por Vidal, V.V.*et al.* (1992) y Vidal, F.V. *et al.* (1999). Esta corriente marina anticiclónica también se manifiesta por la forma geométrica de las dispersiones de los sedimentos, durante su transporte en el piso marino, siguiendo las trayectorias de las corrientes litorales de contorno (Figuras 22 y 23), cóncavas hacia el norte, en la porción sur del sector central de la provincia de los domos salinos, que a la vez, coincide con la proyección sur del alto del manto superior del subsuelo profundo (Figura 21). La porción sur de la zona de domos salinos, está restringida a la provincia del prisma acrecional marginal continental; los diapiros salinos son geoméricamente elongados y también simétricos, aunque regionalmente forman una franja paralela al borde de la plataforma continental y al cordón litoral, siguiendo al sector circular sur de la proyección superficial de la cima del manto superior, con concavidad hacia el norte. Este sector salino es la prologación marina de las cuencas del Terciario de la llanura costera del Sureste de México, como son las de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo, además del pilar tectónico Reforma-Akal (González-Alvarado, 1969) y Aguayo *et al.* (2001).

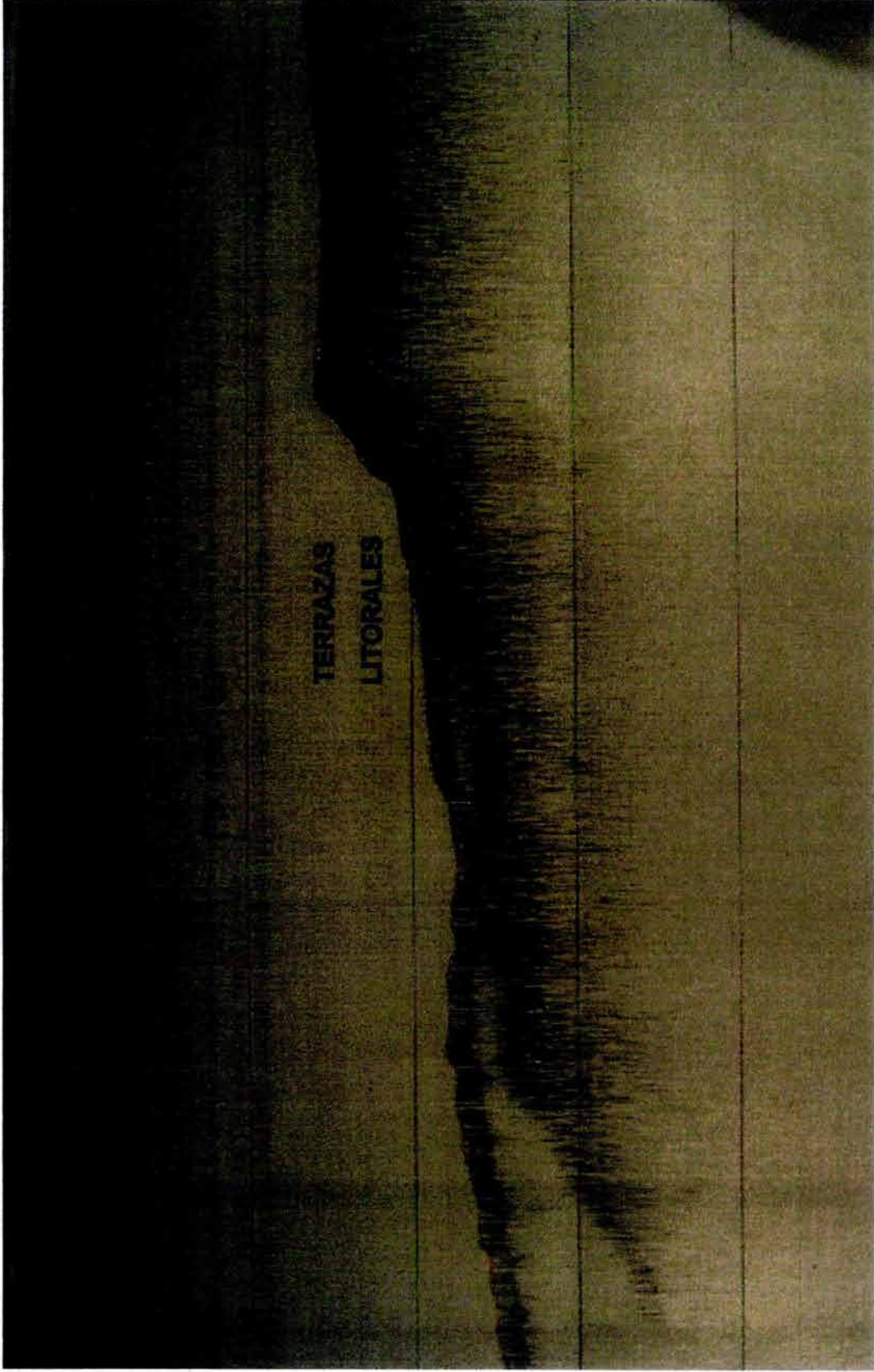
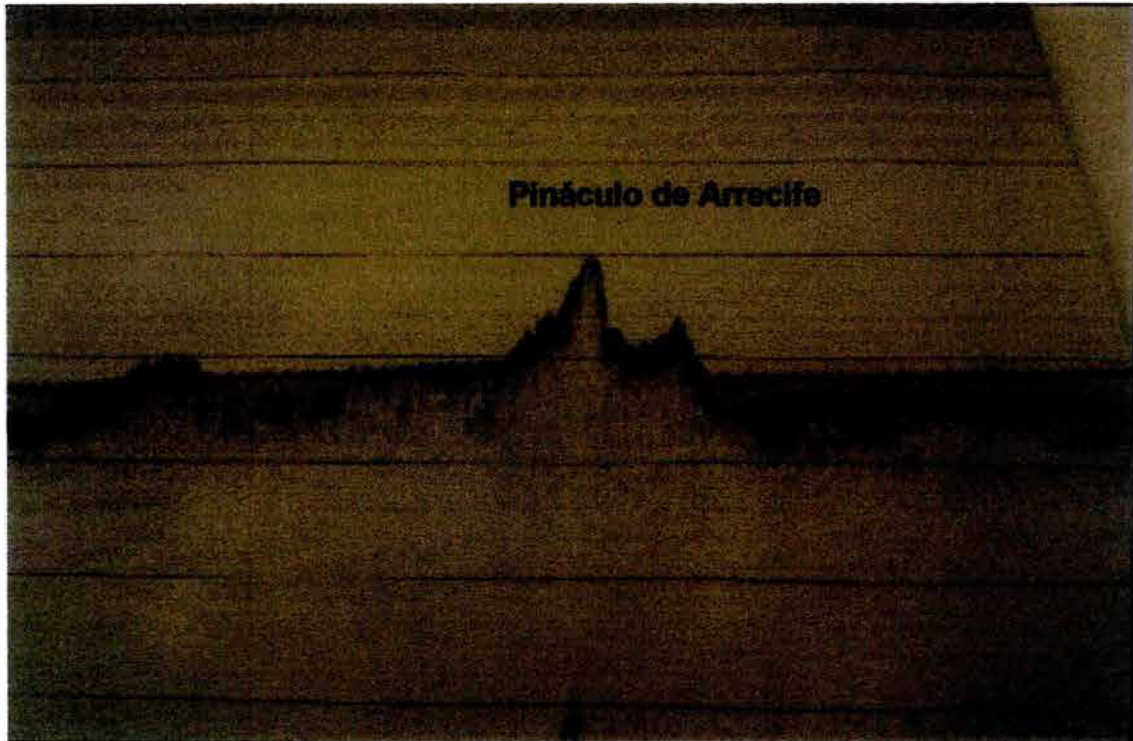
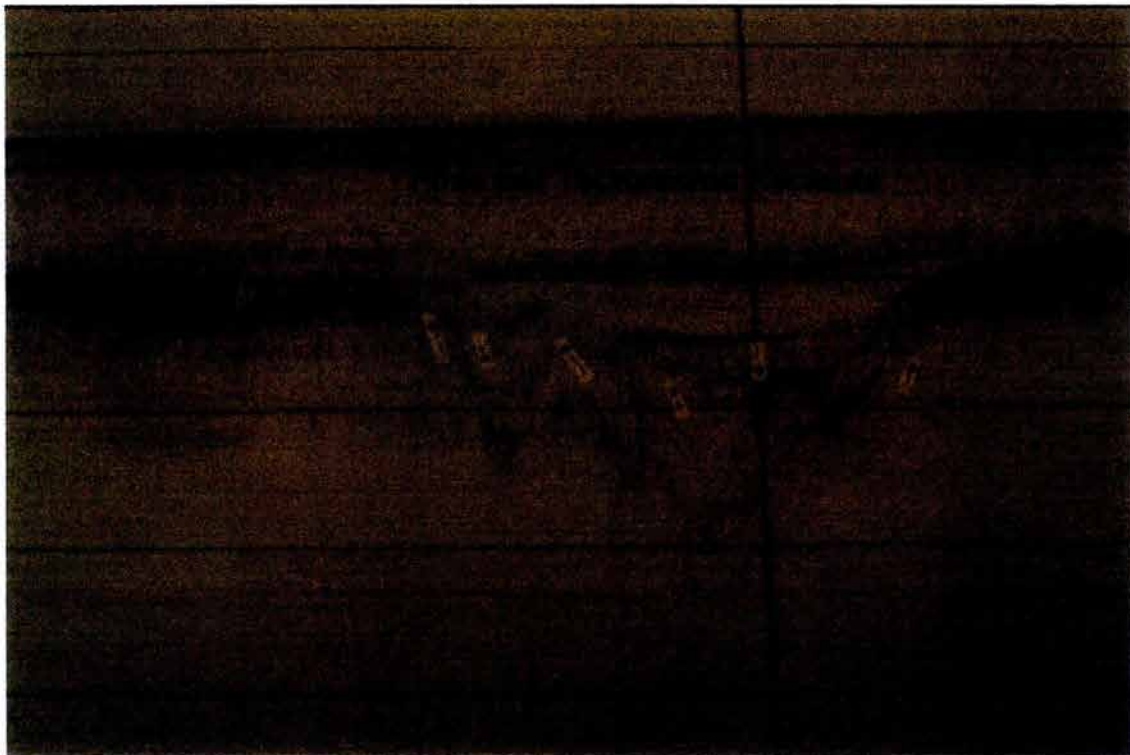


Figura 18. Terrazas litorales originadas por el descenso del nivel del mar en el Banco de Campeche, durante la transgresión marina del Pleistoceno Tardío-Holoceno Temprano (Fix 163-164, loc. Mapa 2, Crucero Oceanográfico FIES-1999)



a



b

Figura 19. Perfil de ecogramas a-b, donde se observan (a) pináculos de arrecifes sobre la plataforma y (b) fallamiento normal reciente en los sedimentos del piso marino (campana oceanográfica SGMA-1, 1998; localización Figura 52).

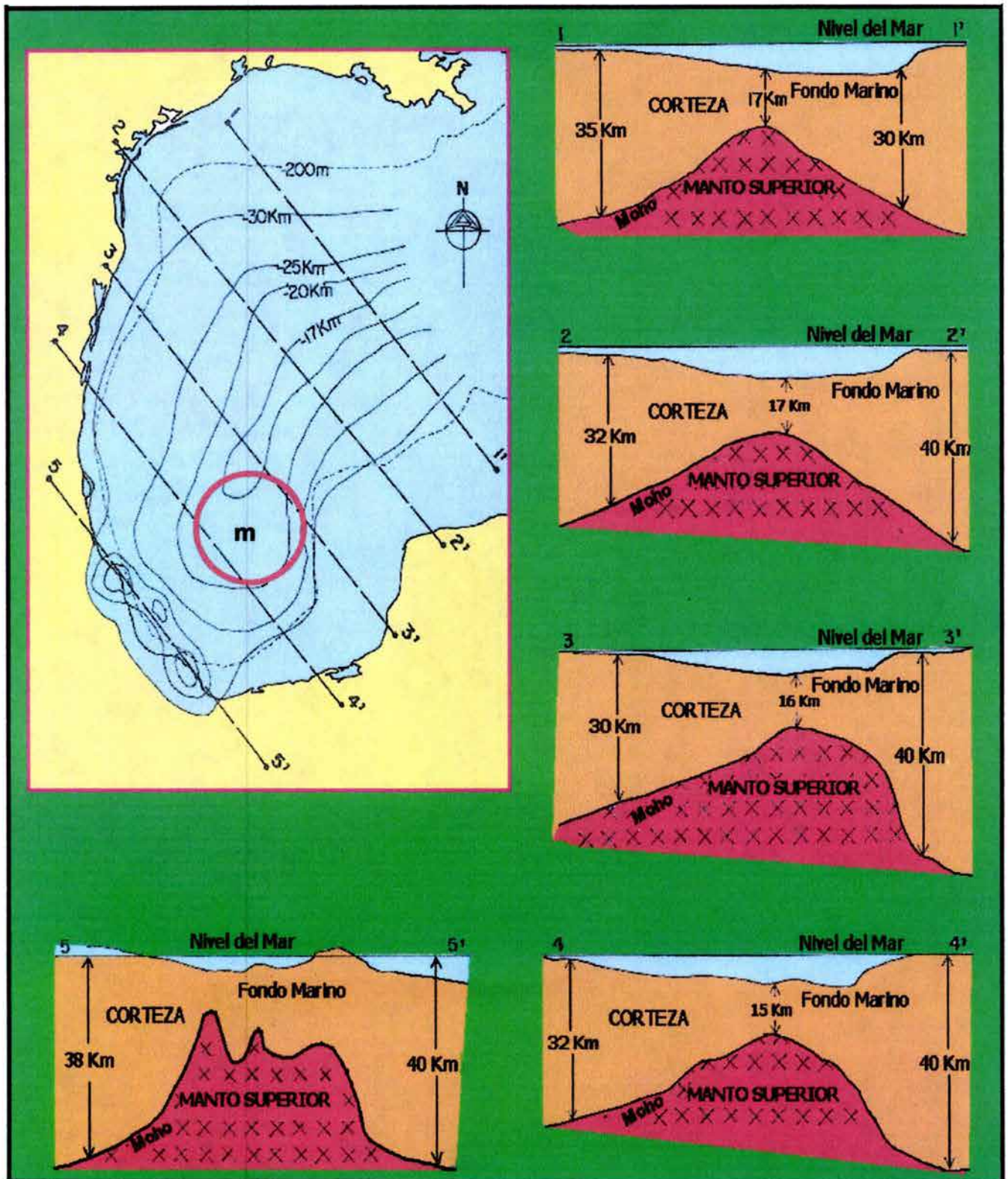


Figura 20. Esquema de proyección del manto superior (m) y localización de cortes transversales NW-SE de 1a 5, en el Oeste y SW del Golfo de México. (después de Sandoval-Ochoa et al., 1999).

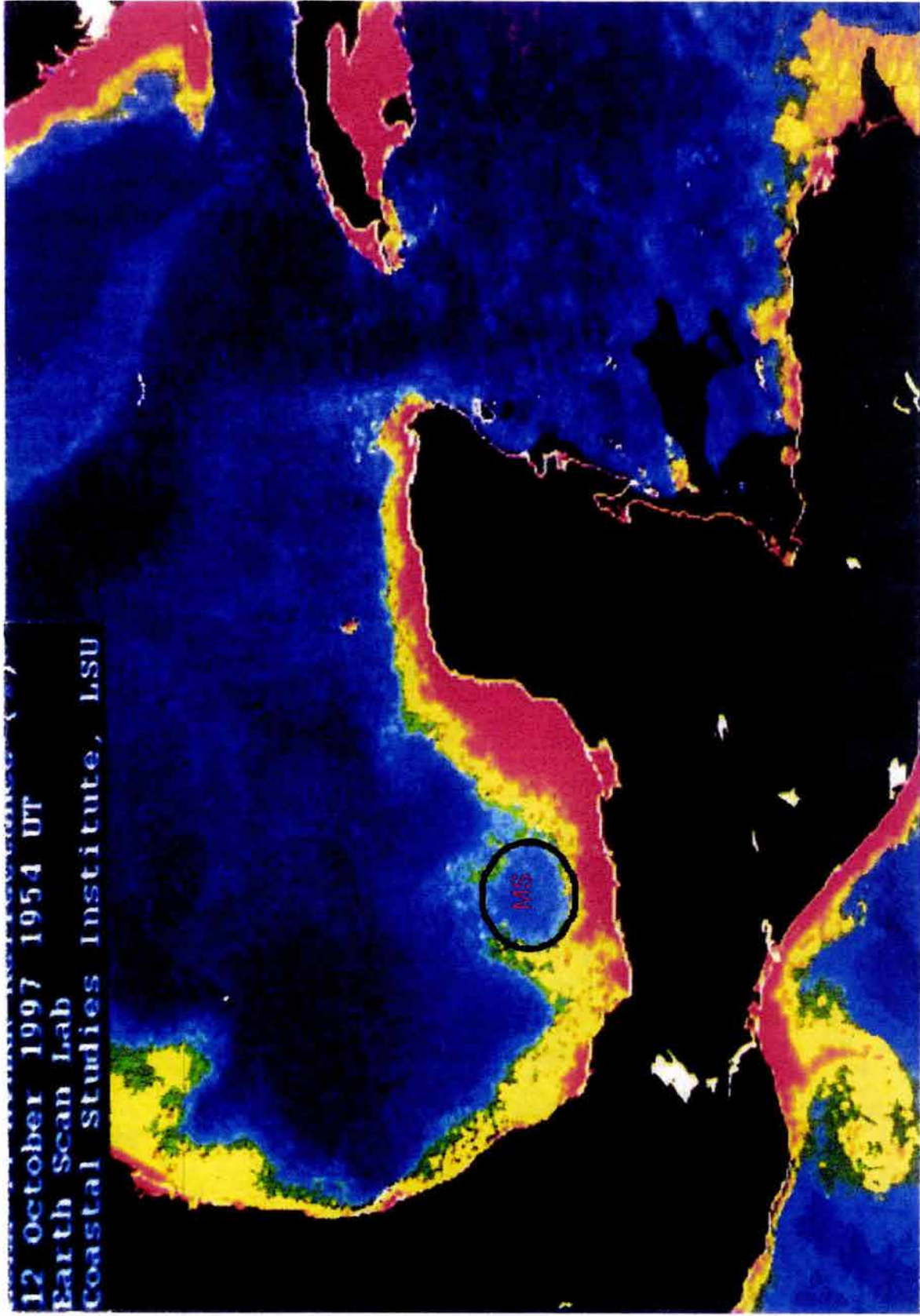


Figura 21. Imagen satelital NOAA-GOES, donde se observa el Polo de atracción gravitacional del manto superior MS y su posición respecto a las trayectorias de las corrientes marinas anticiclónicas en el suroeste del Golfo de México.

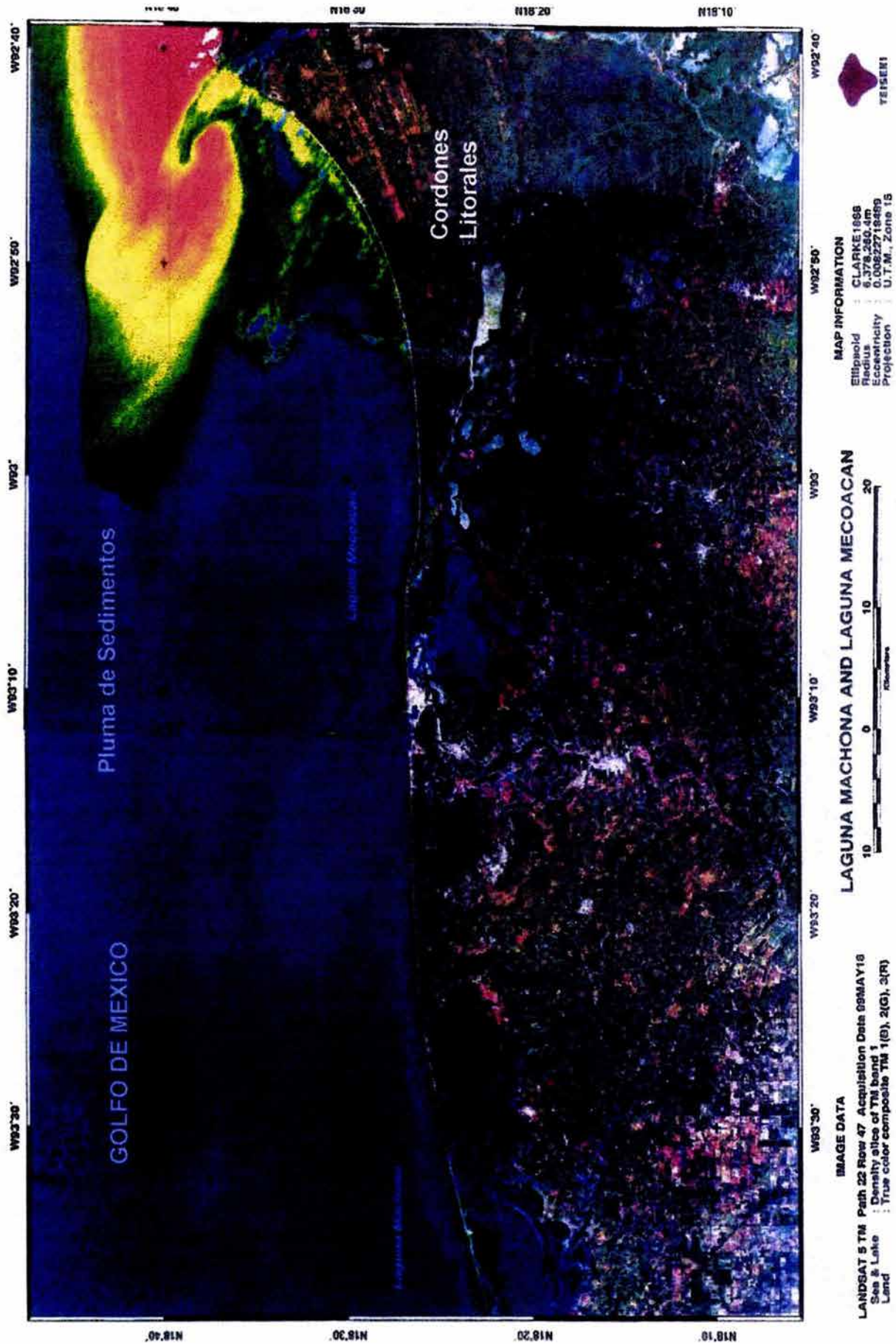


Figura 22. Imagen satelital donde se observa la distribución de los sedimentos por corrientes marinas en la plataforma (litoral de los estados de Tabasco y Campeche, México).

IV.3.4 Cañón de Veracruz

El Cañón de Veracruz o "*Veracruz Tongue*", como fue acuñado por Bergantino en (1971), se caracteriza por ser una expresión geomorfológica de forma elongada, cuyo fondo marino en su sector central, es llano y con sedimentos superficiales sin aparente perturbación y fisiográficamente semejantes a los de las terrazas abisales de pie de talud. El cañón no es de origen erosivo y tampoco es una fosa tectónica, su borde occidental es el frente sur de la Franja Plegada Mexicana, de la porción centro-occidental del Golfo de México, originada por el deslizamiento, por gravedad, de la secuencia estratigráfica del Terciario y del Cuaternario, hacia la planicie abisal del golfo. El borde oriental del Cañón de Veracruz, se debió al diapirismo salino que ocurrió a lo largo del borde occidental de la zona de diapiros salinos, en la Bahía de Campeche (Figuras 24 y J, secciones sísmicas, 27 y 38, Loc. Figura A). La plataforma continental frente a los Tuxtlas, en la porción sur donde se inicia el Cañón de Veracruz es una plataforma estrecha con fallamiento en bloques escalonados con caída hacia el Golfo, existiendo numerosas "fosas" asociadas a diapirismo salino (Figuras, B y C, Secciones sísmicas 18 y 19, 20 y 21, Loc. Figura A). Estructuralmente, en el fondo marino del borde oriental del cañón, se presentan alineados y orientados norte-sur, pequeños arcos de deformación en los sedimentos abisales, que son testigos de la movilidad vertical actual que ocurre en la provincia salina occidental adyacente de la Sonda o Bahía de Campeche (Mapa 3). Actualmente la pendiente del fondo del Cañón es fuerte y no se están depositando sedimentos en su fondo, por lo que, correspondería a una zona de "bypass" ya que los sedimentos son llevados a la porción más profunda del Golfo de México, hacia la planicie abisal de Sigsbee, (Araujo *et al.*, 2003).

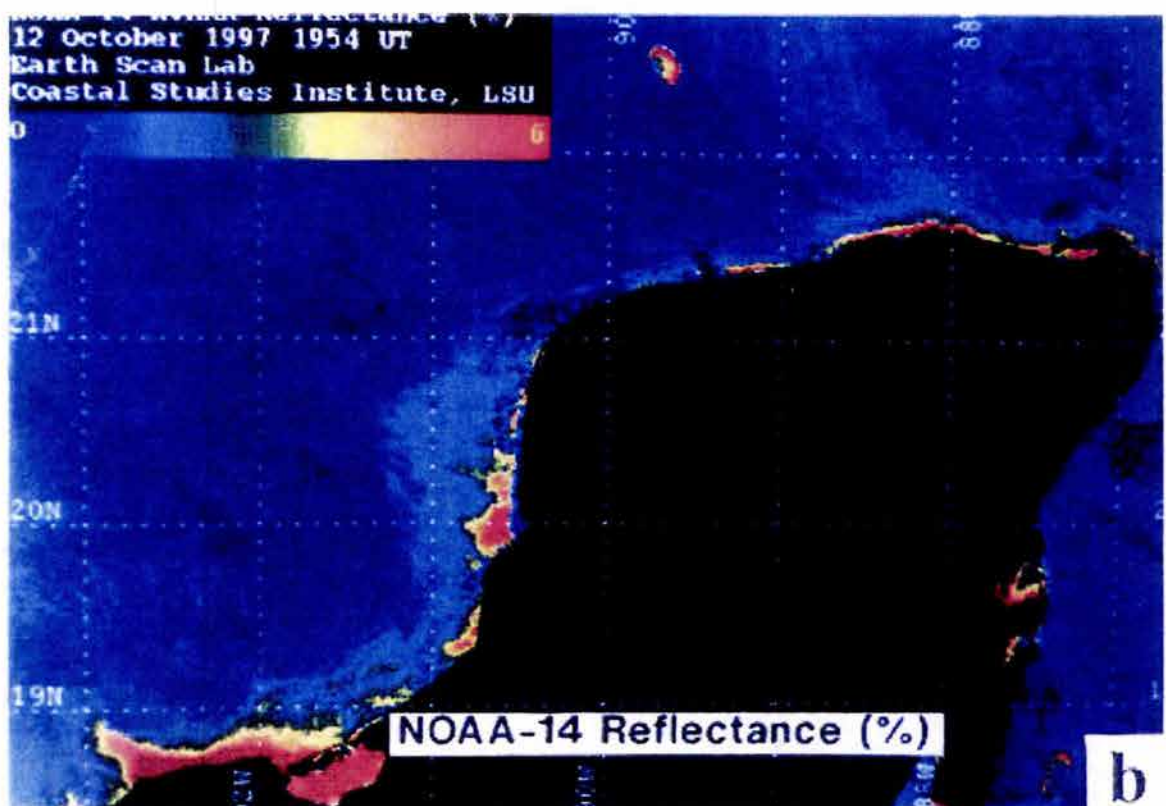
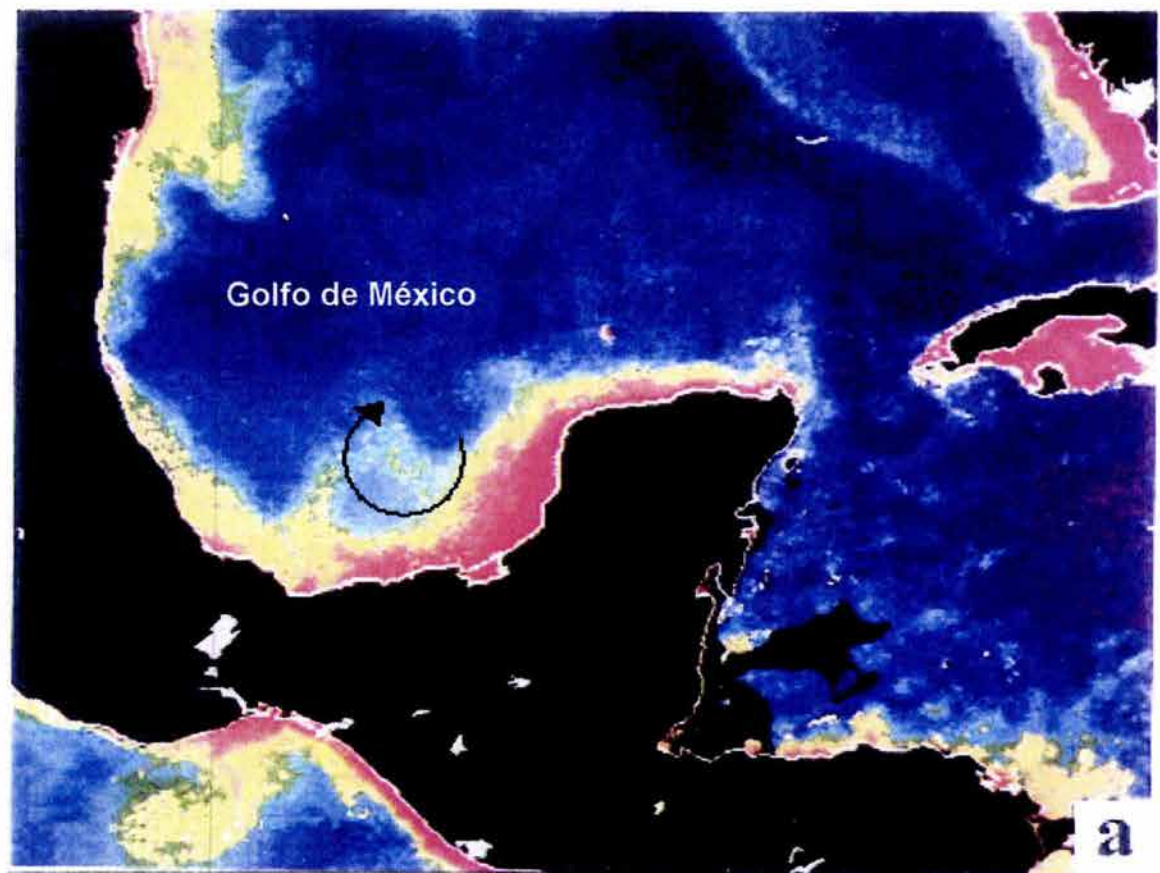


Figura 23. Imagen satelital donde se observa la corriente oceánica anticiclónica (a) y la distribución de sedimentos costeros en suspensión por corrientes marinas litorales (b)

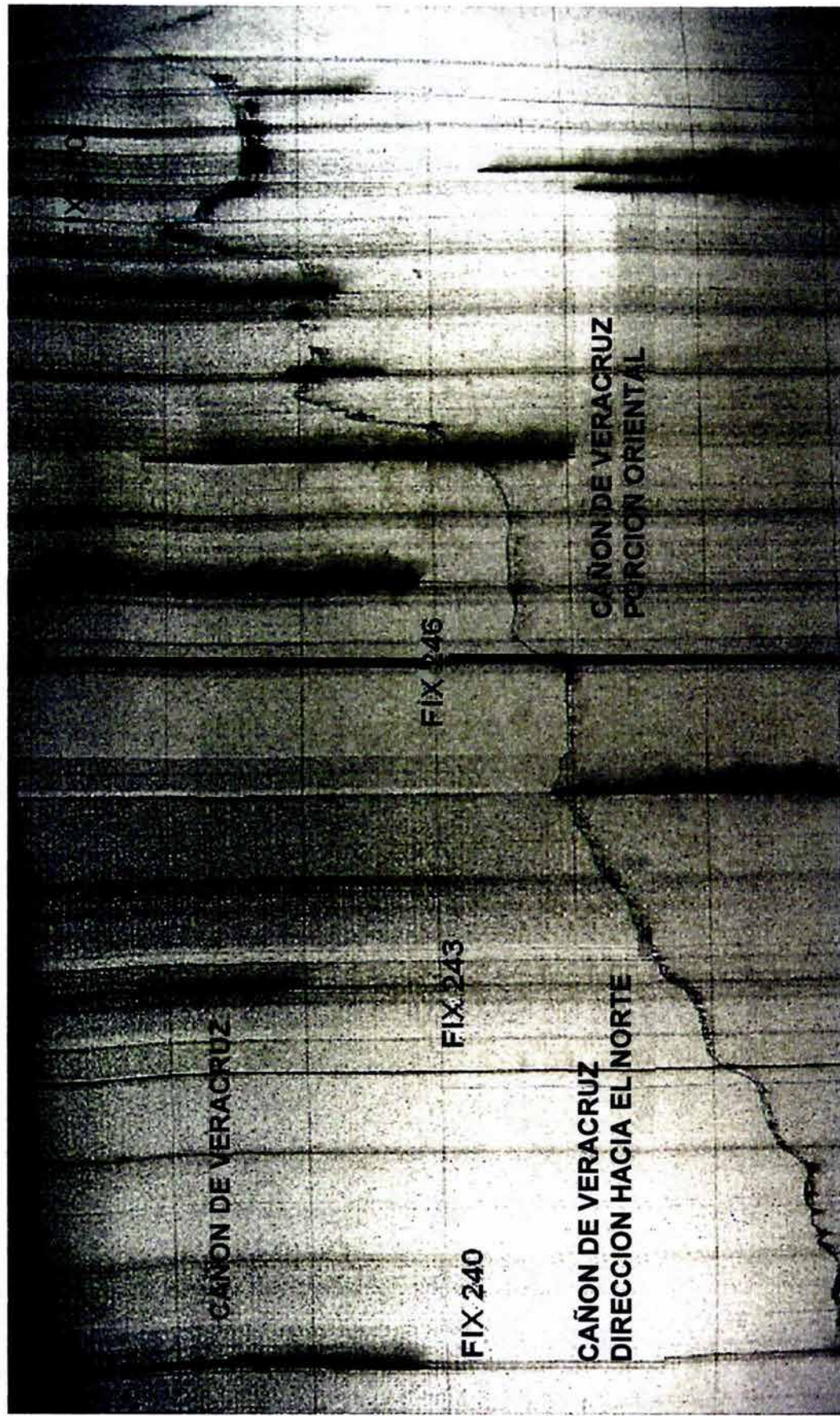


Figura 24. Perfilaje de ecosonda donde se observa el Cañón de Veracruz en su escarpe oriental con dirección Este-Oeste, que delimita a la zona de Dápiros Salinos de Campeche; en el punto Fix 246 cambia la dirección del Cañón hacia el Norte observándose una fuerte pendiente en el fondo del Cañón que es una zona de "bypass" hacia la porción más profunda del Golfo (Fix 240-250, loc. Mapa 2, Crucero Oceanográfico FIES-1999).

RELACIÓN DE SECCIONES SÍSMICAS DE “A a J”

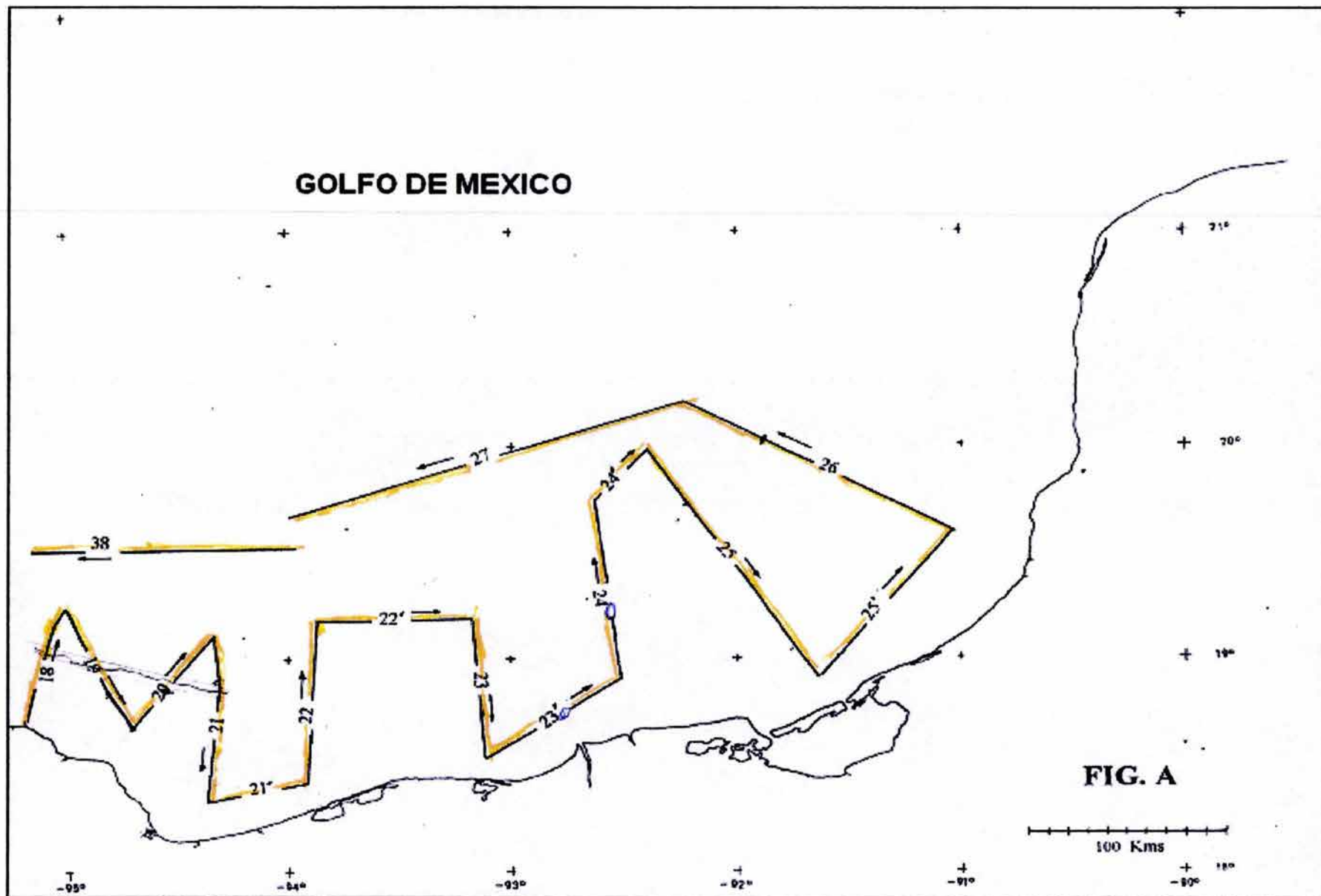


Figura A. Plano de localización de líneas sísmicas regionales de reflexión sísmica continua en el Suroeste del Golfo de México (proyecto FIES-UNAM-IMP, Aguayo, et al., 2001).

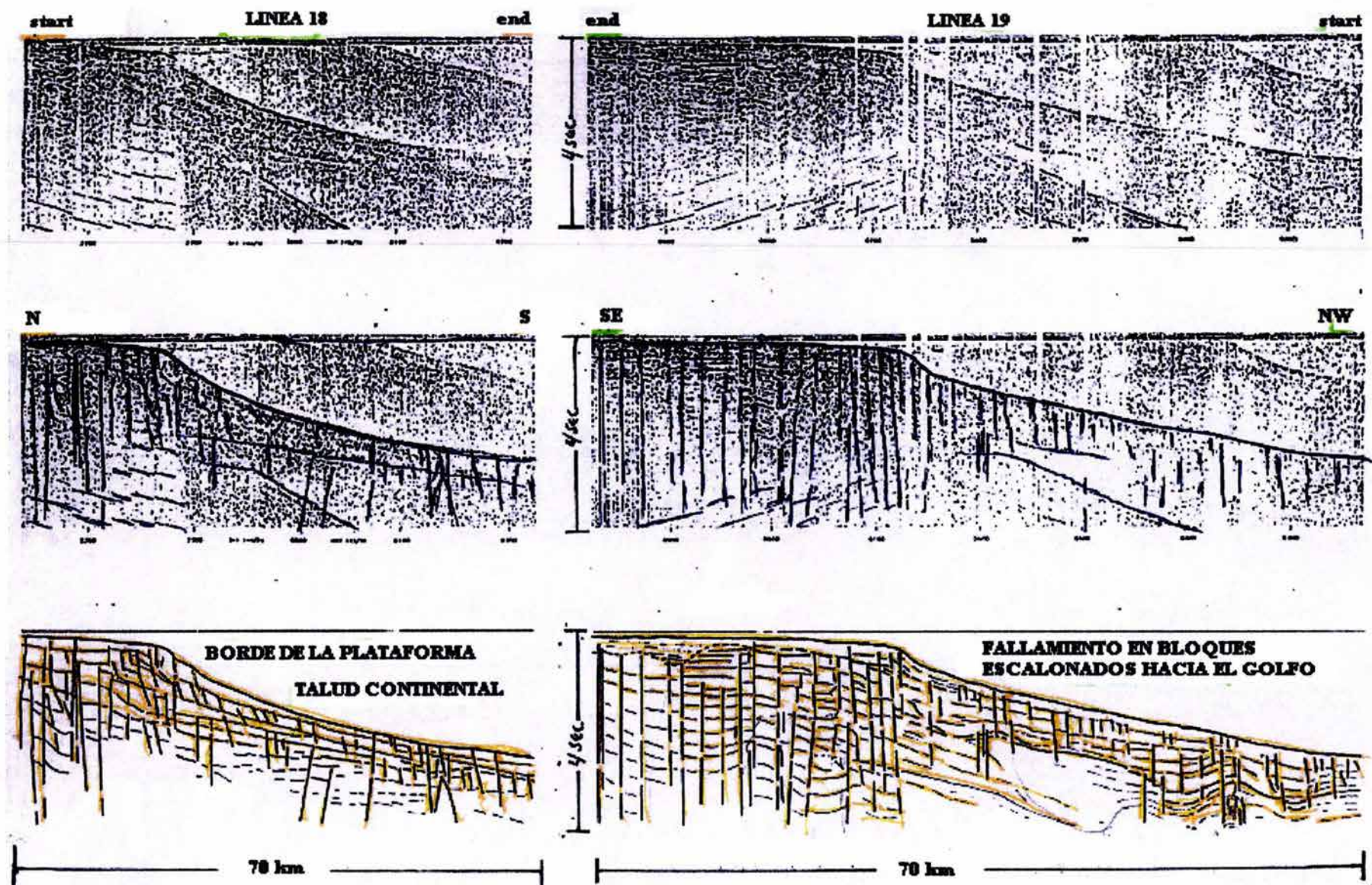


FIG. B

Figura B. Secciones sísmicas 18 y 19 con orientación Norte-Sur y Noroeste-Sureste, donde se observa el cambio del talud hacia la plataforma frente a los Tuxtlas y el fallamiento normal listrico con bloques caídos hacia el Golfo.

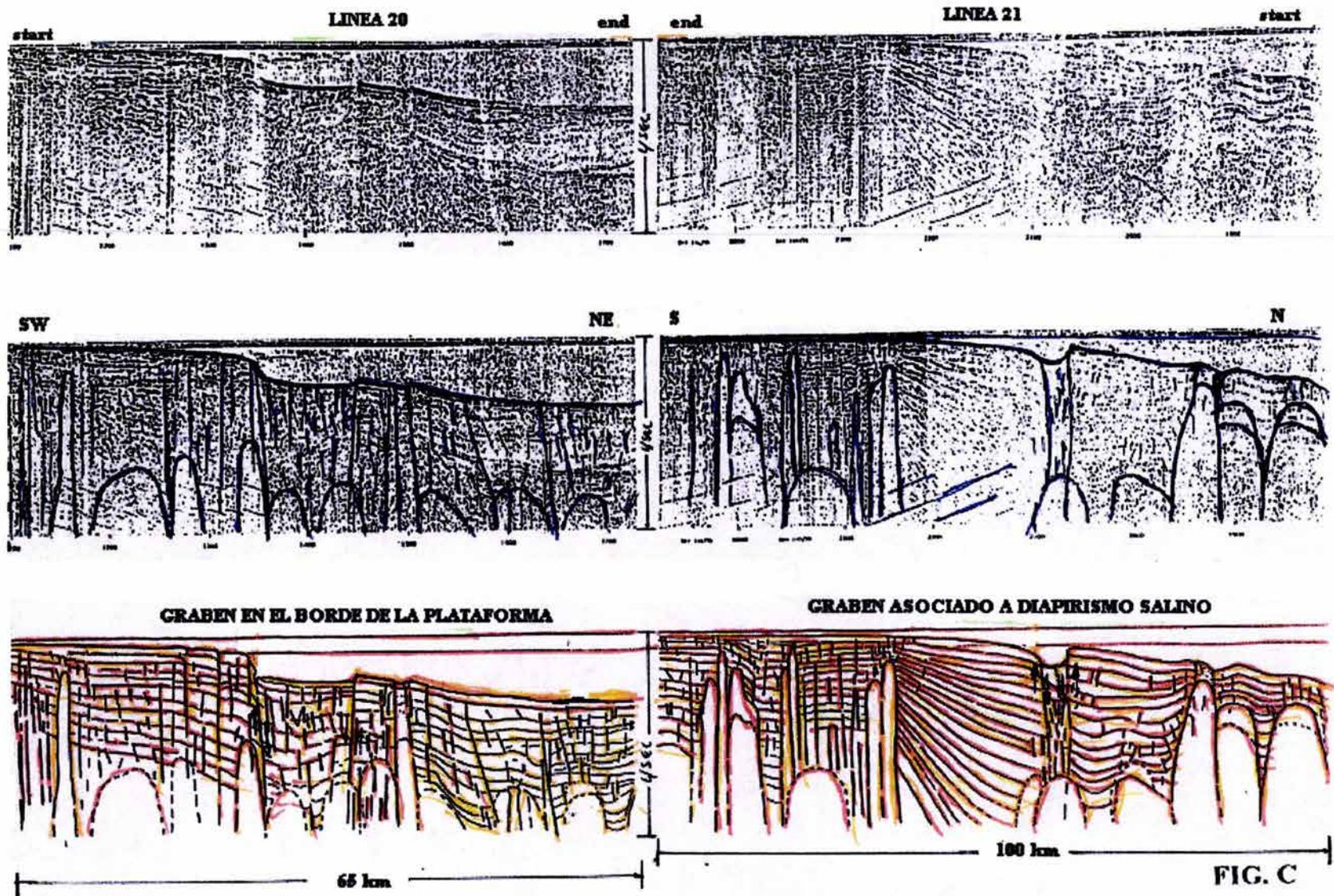
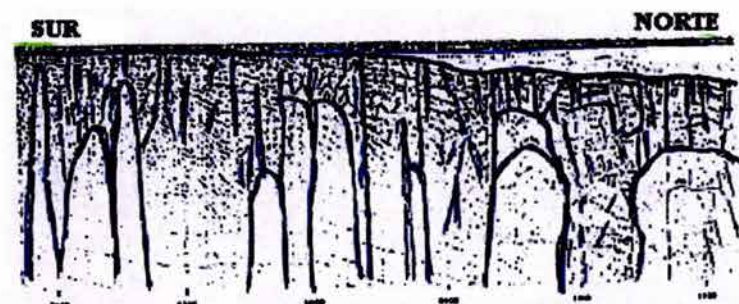
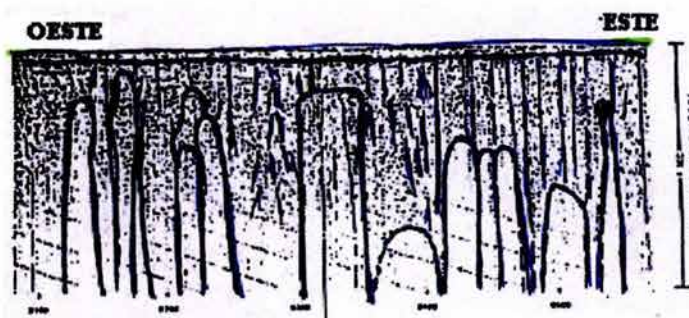
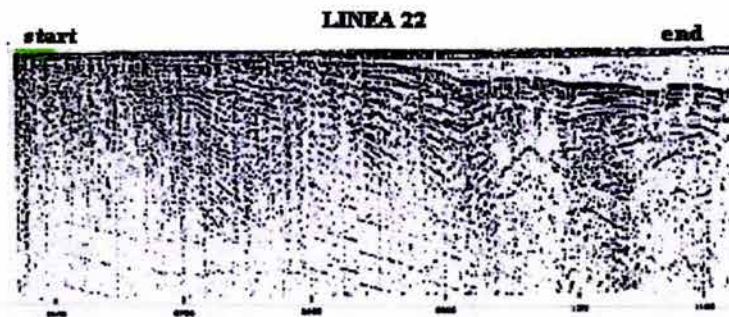
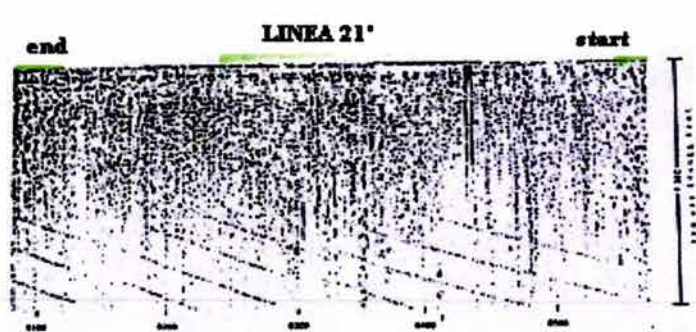
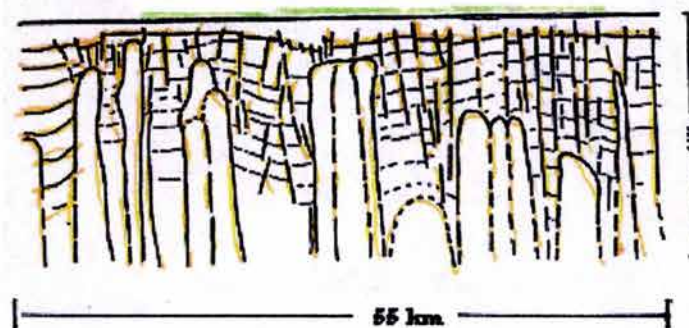


Figura C. Secciones sísmicas 20 y 21 con orientación Suroeste-Noreste y Norte-Sur, donde se observan grabens en el borde de la plataforma, con bloques caídos hacia el Golfo, así como numerosos diápiros salinos en el talud, someros y profundos, observándose fallamiento radial en la cima de la columna por el empuje de la masa salina.



DOMOS SALINOS INTRUSIONANDO LA PLATAFORMA



TALUD CON SEDIMENTOS FUERTEMENTE DEFORMADOS

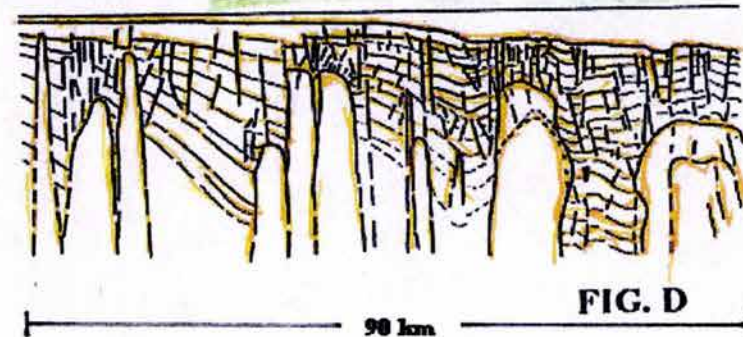


FIG. D

Figura D. Sección sísmicas 21' y 22 con orientación Este-Oeste y Norte-Sur, donde se observan domos salinos intrusionando a la plataforma, existiendo fallamiento normal. En la sección 22 se observan sedimentos fuertemente deformados en el talud asociados con fallamiento inverso y normal.

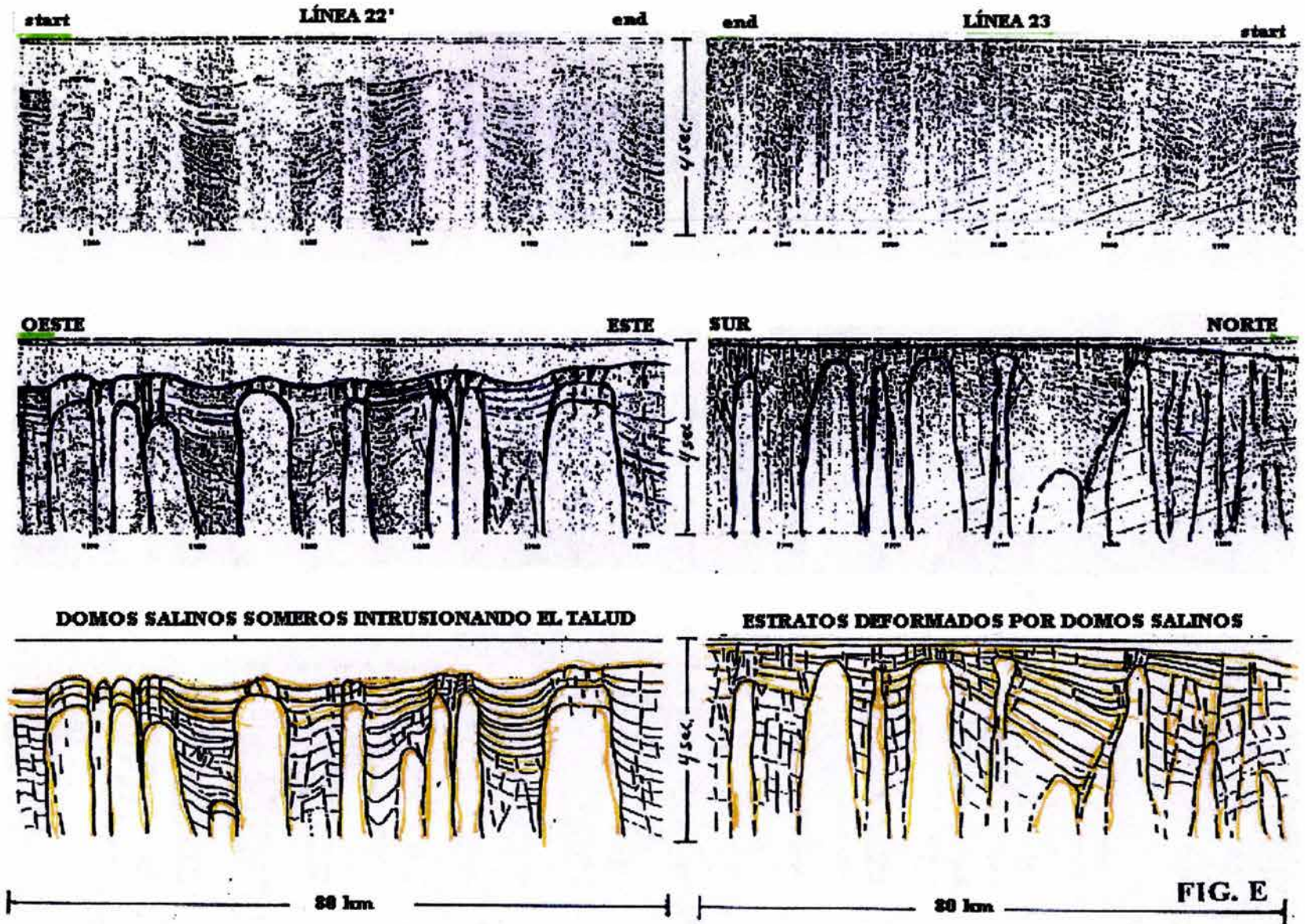


Figura E. Secciones sísmicas 22' y 23 con una orientación Este-Oeste y Norte-Sur, donde se observan diápiros salinos en el talud asociados a fallamiento radial en sus cimas y deformación en las secuencias interdómicas.

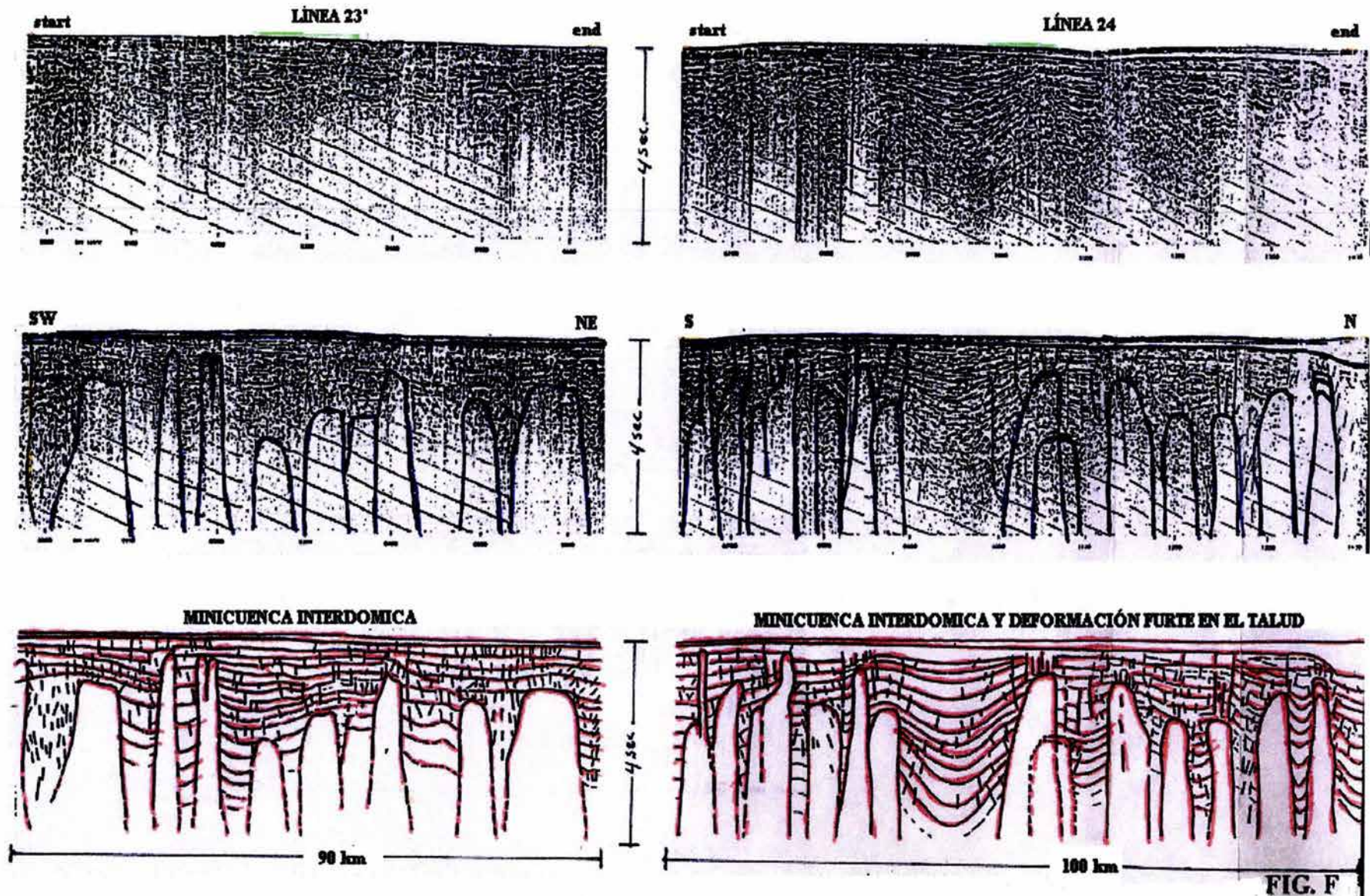


FIG. F

Figura F. Secciones sísmicas 23' y 24, con una orientación Suroeste-Noroeste y Norte-Sur, donde pueden observarse los cuerpos salinos a diferentes profundidades y la formación de mini-cuencas interdomínicas que son características de la provincia de diapiros salinos de Campeche.

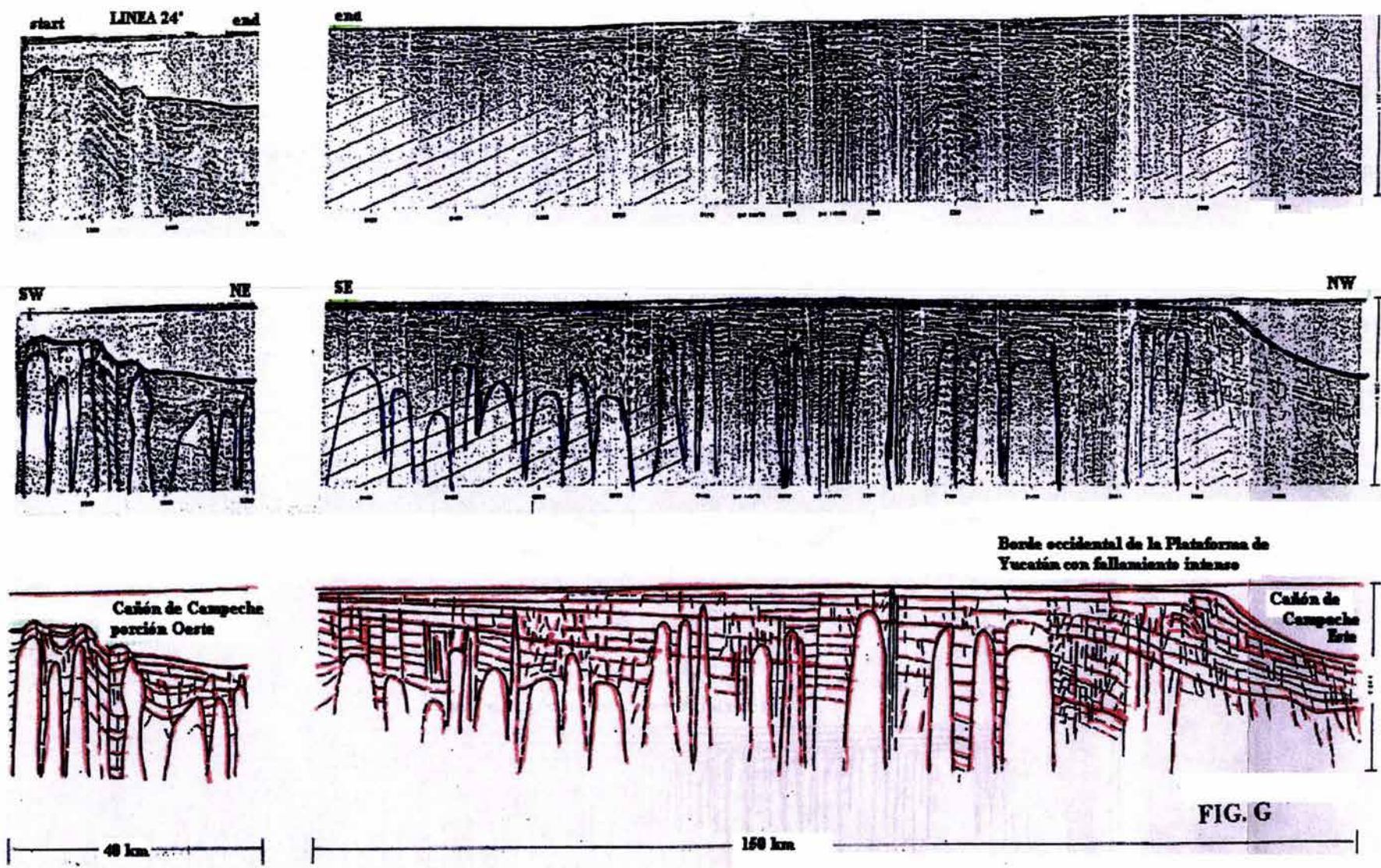


FIG. G

Figura G. Secciones sísmicas 24' y 25 con una orientación Suroeste-Noreste y Noroeste-Sureste, observándose el límite de la provincia de diápiros salinos hacia el Oeste del Cañón de Campeche y hacia el Este el borde de la Plataforma de Yucatán, con fallamiento intenso normal e inverso, dentro de la plataforma el fallamiento es normal en bloques.

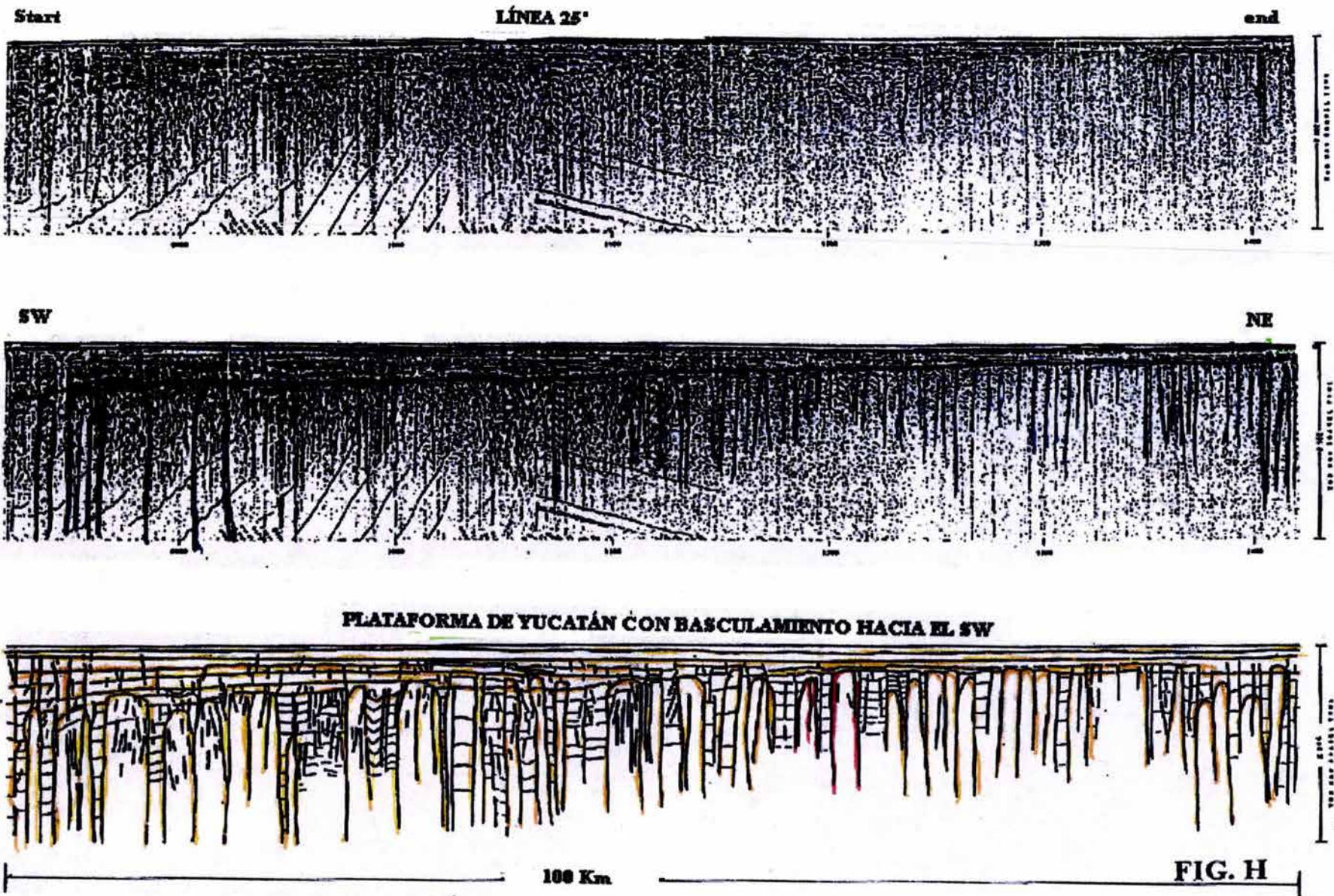


Figura H. Sección sísmica 25' con una orientación Suroeste-Noreste, donde se observa fallamiento normal en bloques y basculamiento de la plataforma hacia el Suroeste.

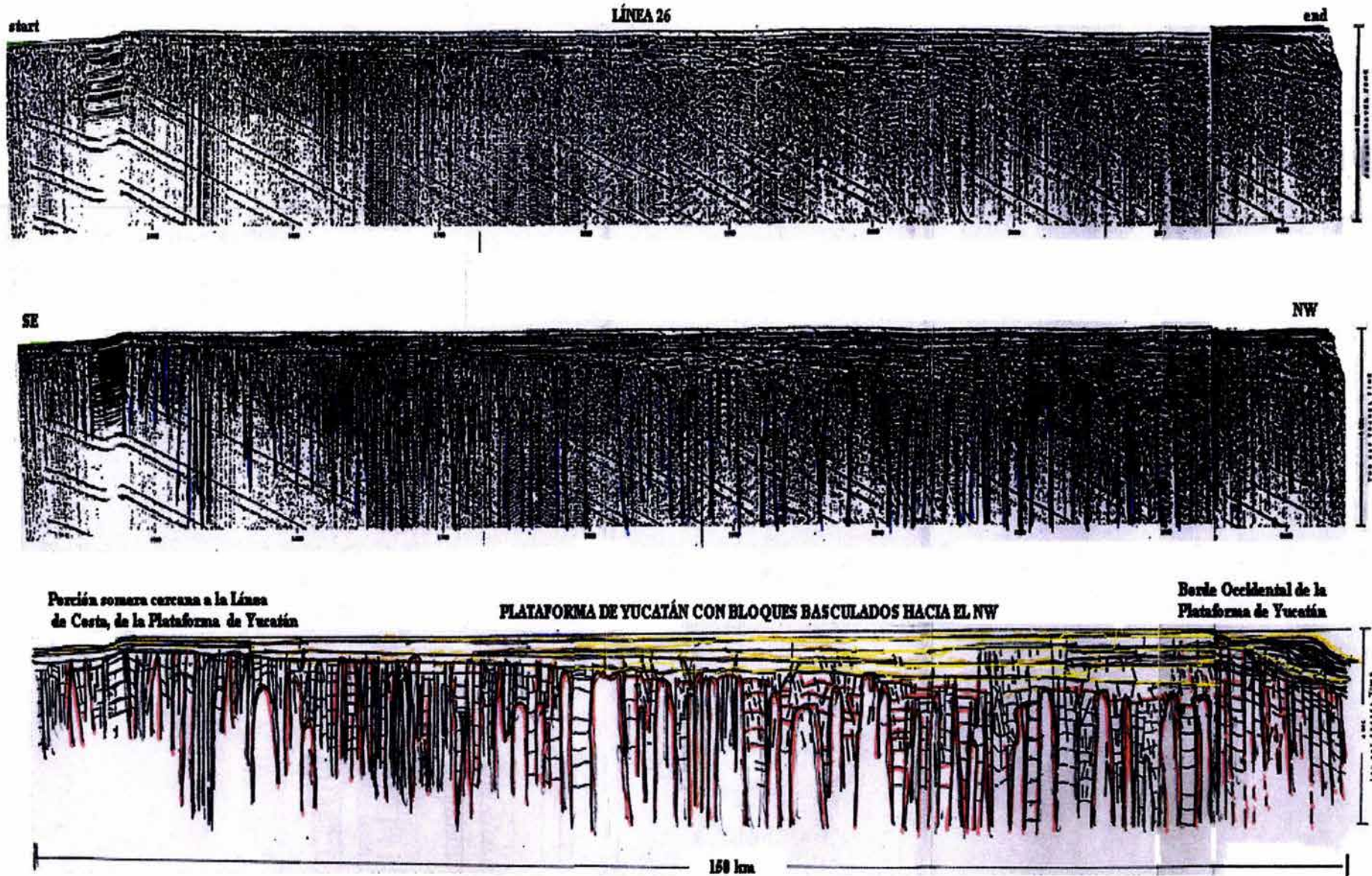


Figura I. Sección Sísmica 26 con una orientación Sureste Noroeste, donde se observa el fallamiento normal en bloques dentro de la plataforma y el basculamiento de dicha plataforma hacia el Noroeste, hasta los límites con el Cañón de Campeche.

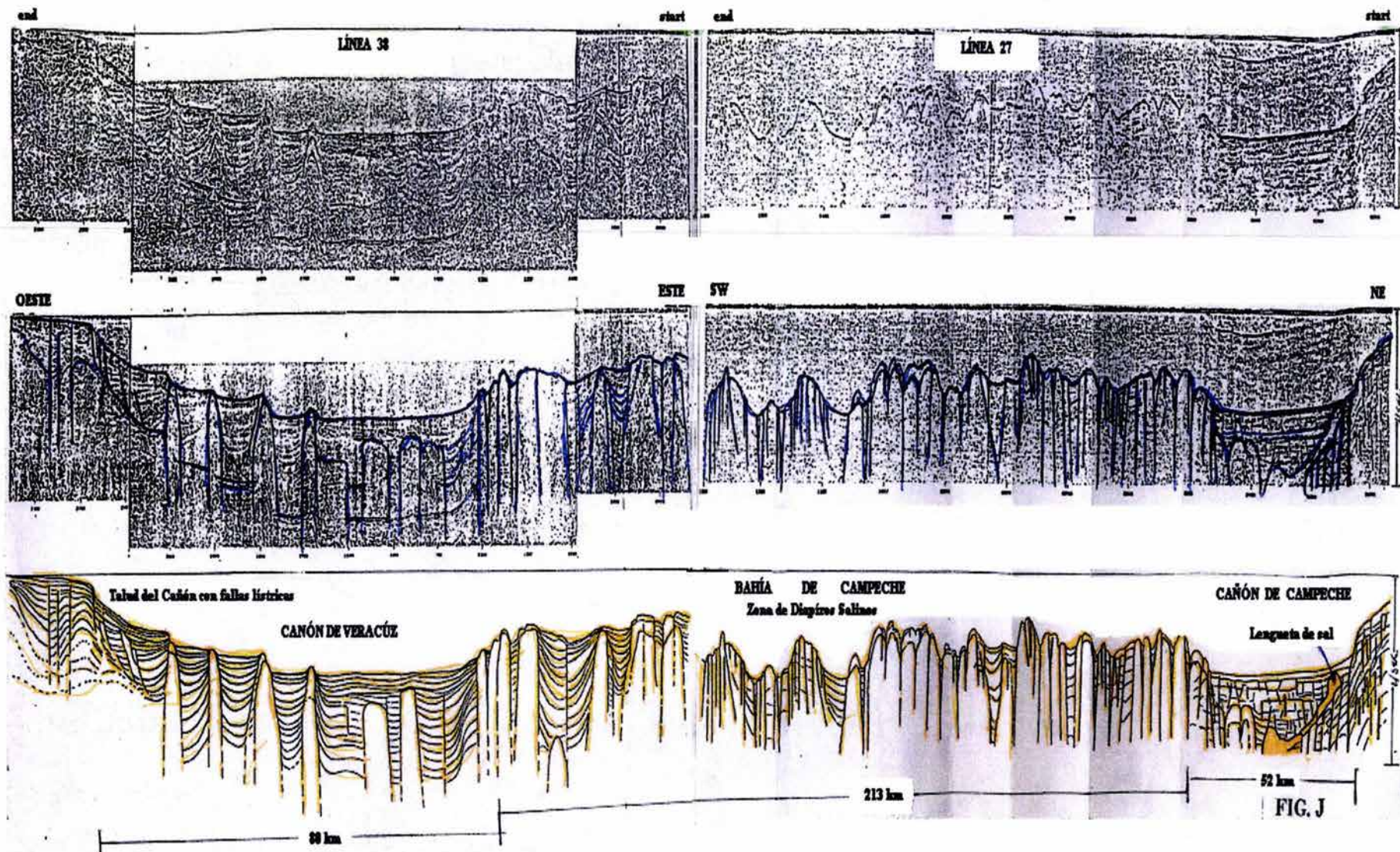


Figura J. Secciones sísmicas 27 y 38 con orientación casi Este-Oeste, que van del Cañón de Campeche al Cañón de Veracruz, pasando por la provincia de diapiros salinos de Campeche, observándose las mini-cuencas interdómicas y el fallamiento lístrico de talud hacia el Cañón de Campeche y lengüetas y cuerpos de sal intrusionando hacia la plataforma.

CAPITULO V

SEDIMENTOLOGIA RECIENTE

Por medio del análisis sedimentológico de las muestras colectadas en la zona litoral y en la plataforma y talud continentales; determinando, analizando e integrando sus parámetros estadísticos y texturales se obtuvo el modelo de distribución de sedimentos el cuál esta gobernado por los procesos oceanográficos y tectónicos que actualmente estan imperando en la región.

V.1. Análisis sedimentológico:

El contenido de arena, limo y arcilla se determinó utilizando alícuotas de 10 cm³ extraídas de las 46 muestras de sedimentos colectados en los 26 sitios seleccionados en la zona litoral del suroeste del Golfo de México (Figura 25, Mapa-1 y Tabla 1) y en las campañas oceanográficas FIES-1999 y SGMA-1 (Mapa-1, Fig.54 y Tablas 2 y 3), realizadas a bordo del B/O Justo Sierra, mediante el uso de dragas de almeja tipos van Veen y Shipeck, y Smith McIntyre.

La clasificación textural utilizada fue la sugerida por Shepard (1954) y los límites de clase fueron los propuestos por Wentworth (1922). Las fracciones de arena, limo y arcilla estuvieron constituidas por partículas con diámetro promedio gráfico comprendido entre -1.0 y 4.0Φ (2.0 mm y 62.5 μ), 4.0 y 8.0Φ (62.5 y 3.91 μ), 8.0 y 13.0Φ (3.91 y 0.12 μ), respectivamente; esta clasificación se utilizó para cualquier tipo de sedimentos (origen y composición).

La determinación granulometrica se realizó en el laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geología, UNAM, para ello se hizo uso de los métodos estándar que implicaron la utilización de tamices, tubo de sedimentación y pipetas, de acuerdo con la secuencia de trabajo que a continuación se describe y que comprendió la preparación y el análisis de los sedimentos.

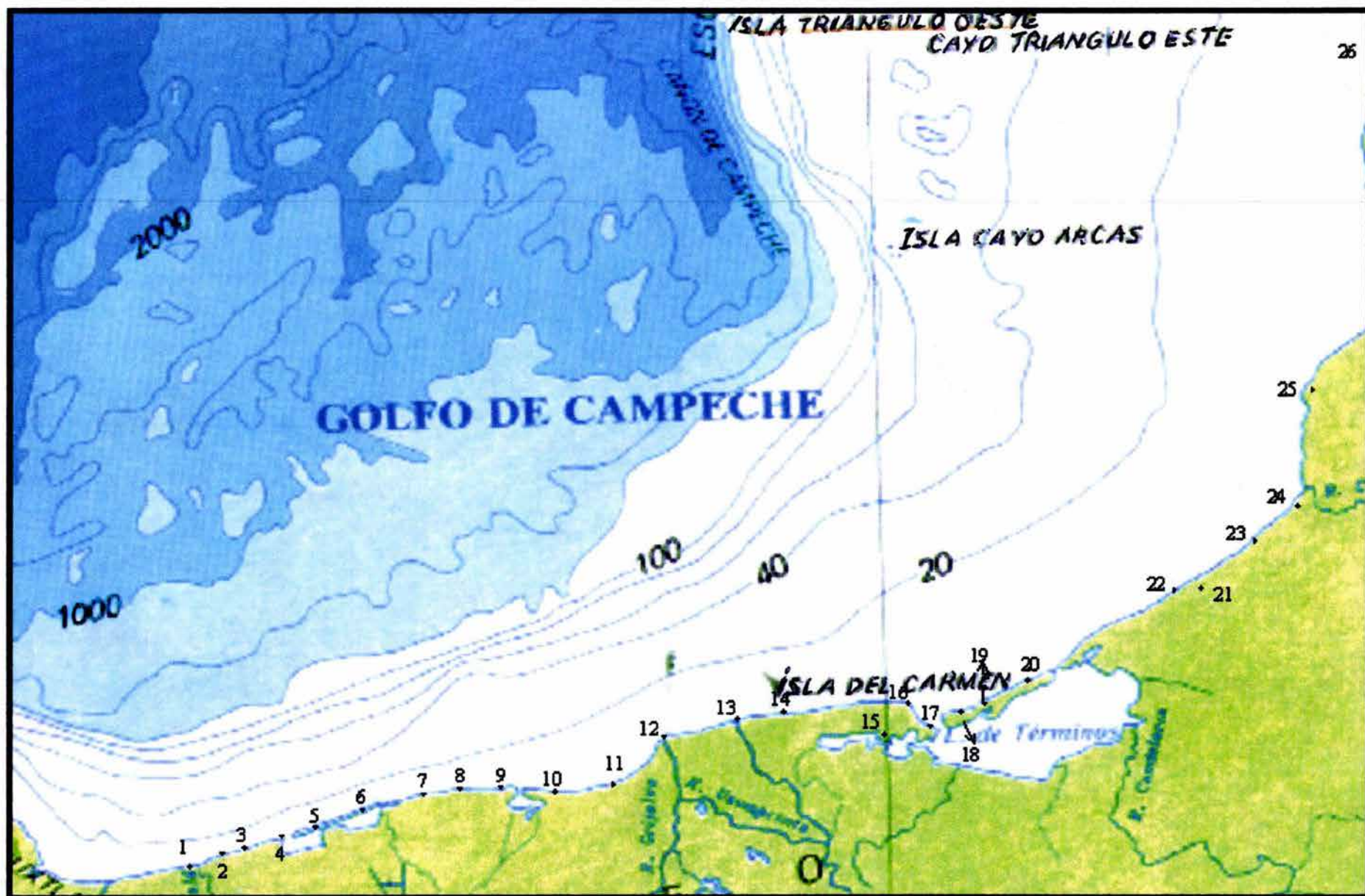


Figura 25. Localización de estaciones y zonas del muestreo, en Los litorales de Tabasco y Campeche (Marzo-Abril de 1999).

Preparación previa de las muestras de sedimentos:

1. Tratamiento con peróxido de hidrógeno al 10% para eliminar la materia orgánica.
2. Lavado con agua destilada para suprimir el remanente del peróxido de hidrógeno.
3. Lavado con una solución de carbonato y oxalato de sodio (agentes peptizadores).
4. Lavado a través de un tamiz U.S. Standard No. 230, para separar la fracción arenosa de la limosa y arcillosa (lodo).

V.2 Medidas estadísticas.

Moda. La moda o modo principal corresponde con el diámetro de las partículas que se presentan con mayor frecuencia en la distribución; comprende al punto medio de la barra más alta del histograma, al más alto de la curva de distribución de frecuencia (curva de Gauss), donde es máxima la pendiente, y al de máxima pendiente de la curva de frecuencia acumulativa.

Como medida de centralización que es, se aplica en los estudios del origen y transporte de las partículas sedimentarias, en particular cuando se tienen más de dos fuentes de procedencia (Folk, 1969). Se le determinó gráficamente haciendo uso de la gráfica de distribución de frecuencia y, además, aritméticamente mediante la ecuación siguiente:

$$M_o = M_{d\phi} - 3(M_{d\phi} - M_{z\phi})$$

Corresponde con el diámetro de la partícula con mayor frecuencia y es útil para el estudio del origen y el transporte de las partículas, en especial si hay más de dos fuentes de procedencia.

Diámetro medio. El diámetro medio o mediana ($M_{d\phi}$), es el diámetro que corresponde a la ordenada del 50% en la curva acumulativa. Es la medida de mayor uso y de fácil

determinación. Tiene la desventaja de no incluir a los extremos de la curva acumulativa. Su uso no es recomendable en los sedimentos bimodales.

Diámetro promedio gráfico. El diámetro promedio gráfico (Mz), es la medida que proporciona el promedio del tamaño del sedimento y está dada por la ecuación:

$$Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}) / 3$$

De acuerdo con Krumbein y Sloss (1963), es una medida útil para la interpretación de las condiciones que normaron la formación de los sedimentos clásticos y se asocia con la energía del agente de transporte. Es función de la litología y de la textura de las rocas a partir de las cuales se derivaron los fragmentos clásticos (Folk, *op cit.*).

Índice de clasificación. La uniformidad en el tamaño del grano en el sedimento, también conocida como desviación gráfica estándar inclusiva, se determinó con la fórmula siguiente:

$$\sigma_1 = \frac{(\Phi_{84} - \Phi_{16})}{4} + \frac{(\Phi_{95} - \Phi_5)}{6.6}$$

Es útil en la determinación de las condiciones de formación de los sedimentos clásticos (Krumbein y Sloss, 1963); de acuerdo con Folk (*op cit.*) es el resultado de la textura de la roca de origen (fuente), del tipo y energía del agente de transporte y de las condiciones ambientales en la zona de depósito. Folk y Ward (1957) sugirieron los siguientes límites:

$\sigma_1 < 0.35$ muy bien clasificados

$0.35 < \sigma_1 < 0.50$ bien clasificados

$0.50 < \sigma_1 < 1.00$ moderadamente clasificado

$1.00 < \sigma_1 < 2.00$ mal clasificados

$2.00 < \sigma_1 < 4.00$ muy mal clasificados

$\sigma_1 > 4.00$ extremadamente mal clasificados

Índice de asimetría. El índice de asimetría, nombrado skewness gráfica inclusiva por Folk y Ward (1957), es una medida de la asimetría de la distribución del tamaño de las partículas. Señala el grado de distribución de los granos en la curva de frecuencia y su aproximación a la normalidad, representada por la curva de Gauss. Fue calculado haciendo uso de la siguiente ecuación:

$$Sk_1 = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

Las curvas de población simétrica tienen un valor igual a cero; las asimétricas hacia la fracción fina del sedimento presentan valores positivos hasta el límite de 1.0 y las asimétricas hacia la fracción gruesa tienen valores negativos limitados por la unidad.

Folk (1968) sugirió los siguientes límites de clase:

- + 1.00 > Sk_1 > + 0.30 muy asimétricos hacia las partículas finas
- + 0.30 > Sk_1 > + 0.10 asimétricos hacia las partículas finas
- + 0.10 > Sk_1 > - 0.10 casi simétricos
- 0.30 < Sk_1 < - 0.10 asimétricos hacia las partículas gruesas
- 1.00 > Sk_1 > - 0.30 muy asimétricos hacia las partículas gruesas

La tendencia de los sedimentos hacia los valores extremos es el resultado del concurso de varias fuentes de procedencia de los sedimentos. La procedencia individual da lugar a distribuciones cercanas a la normal. Los sedimentos con predominio de un componente tienden a ser simétricos.

Curtosis gráfica inclusiva. La curtosis gráfica, definida por Inman (1952), se calcula comparando la dispersión de la población en la porción central de la distribución con

los de los extremos o “sesgos” de la curva. Folk y Ward (*op cit.*) sugieren la siguiente ecuación para su cálculo:

$$K_g = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2.44 (\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

La curtosis es, por tanto, un índice de dispersión que relaciona a las clases proximales con las distales y es buena medida de la selección de los granos. Folk (1969) considera que este parámetro evalúa, en la curva de distribución, la relación existente entre el grado de clasificación de los extremos con el correspondiente en la porción central.

El comparar la dispersión de la población en la porción central de la distribución con la distribución en los extremos (sesgos) de la distribución, es buena medida del grado de selección de los granos. Evalúa la relación del grado (índice) de clasificación en los sesgos y en el centro de la distribución: si es mayor en el centro, la curva marca un máximo pronunciado (leptocúrtica); si es mayor en los sesgos, la curva es planar (platicúrtica).

De lo anterior y basándose en que la distribución de los valores de la curtosis, en determinadas clases granulométricas de los sedimentos naturales, tiende a ser extremadamente aguda, se optó por normalizar su distribución utilizando la ecuación siguiente, propuesta por Folk y Ward (1957):

$$K_g' = \frac{K_g}{1+K}$$

Los límites de clase utilizados para denominar el grado de curtosis de los sedimentos fueron:

$K_g' < 0.40$ muy platicúrtica

0.40 < K_g' < 0.47 platicúrtica

0.47 < K_g' < 0.53 mesocúrtica

0.53 < K_g' < 0.60 leptocúrtica

K_g' > 0.60 extremadamente leptocúrtica

Después de haber determinado la distribución acumulativa, se construyeron las curvas de frecuencia. Esta curva es definida como la primera derivada de la curva acumulativa pudiendo ser obtenida por métodos matemáticos de diferenciación (Brotherhood y Griffiths, 1947) o por métodos gráficos (Krumbein, 1934) consistentes en tomar solo las primeras diferencias correspondientes a intervalos de $\frac{1}{4} \Phi$ el cambio en el porcentaje acumulativo graficado como la ordenada de la primera derivada de frecuencia. Una vez que se han obtenido todos los puntos, se traza la curva.

V.3 Análisis estadístico

1. Los sedimentos formados principalmente por arena se procesaron mediante el uso de los tamices, siguiendo el método descrito por Krumbein y Pettijohn (1938), McBride (1971) y Blatt *et al.* (1980). En las distribuciones abiertas, con abundancia de lodo, el análisis de las arenas fue realizado mediante el uso del tubo de sedimentación propuesto por Emery (1938). Esta fracción fue previamente desecada y posteriormente analizada en los intervalos siguientes:

2. La fracción limo arcillosa (lodo), que pasó a través del tamiz N° 230, se analizó por medio del método descrito por Krumbein (1932). Las velocidades de sedimentación se calcularon mediante la ley de Stokes y los criterios de Wadell (1934), Krumbein y Pettijohn (*op cit.*) y Galehouse (1971), cuidando las variaciones de la temperatura del agua durante el tiempo del análisis. Las alícuotas obtenidas de la pipeta, a las profundidades determinadas previamente, correspondieron a cada unidad Φ y estuvieron comprendidas entre 4.0 y 11.0 Φ (62.5 y 0.49 μ "micras"); el análisis se detuvo a 11.0 Φ debido a que las partículas de diámetro más fino son fuertemente

influidas por el movimiento browniano del agua en la que se tiene la suspensión. Los límites de clase fueron, como ha quedado escrito, los de la escala de Wentworth (1922).

3. Se calcularon los porcentajes acumulativos de la arena, del limo y de la arcilla, habiéndose elaborado las curvas granulométricas acumulativas y de frecuencia haciendo uso de escalas probabilística y aritmética, respectivamente. De las curvas de frecuencia acumulativa se determinó gráficamente una serie de parámetros granulométricos estadísticos según el criterio de Inman (op cit.), Folk y Ward (op cit.) y Folk (1965). Los parámetros se calcularon en **unidades "Φ"** que corresponde a la expresión logarítmica: $\Phi = -\log_2 d$; donde d es el diámetro de la partícula en milímetros. La escala Φ tiene la ventaja de poderse usar tanto en la descripción como en el análisis de los sedimentos.

Cuando el porcentaje acumulativo correspondiente a 11 Φ es menor del 95%, la población fina no muestreada se extrapola al 100%, ampliando la curva acumulativa mediante una línea recta comprendida entre 11.0 y 14.0 Φ (0.49 y 0.06 Φ), de acuerdo a las sugerencias de Folk (1965) y Thayer *et al.* (1974). Este método se basa en el supuesto que toda esa fracción sedimentaria es más gruesa que 14.0 Φ y que el modo de la arcilla está próximo a 12.0 Φ (0, 24 Φ). Los porcentajes acumulativos correspondientes a 12.0 y 13.0 Φ se leen directamente en la curva extrapolada.

Los parámetros determinados son los siguientes:

- a) moda, M_o .
- b) diámetro medio o mediana, M_d (Φ)
- c) diámetro promedio gráfico, M_z (Φ)
- d) índice de clasificación o desviación estándar gráfica inclusiva, σ_1
- e) índice de asimetría o asimetría gráfica inclusiva, Sk_1
- f) curtosis gráfica, K_G y curtosis gráfica corregida, K_G'

V.4. Textura y distribución textural de los sedimentos

Los sedimentos colectados en 46 puntos de muestreo en las 26 estaciones seleccionadas de la zona litoral de Veracruz, Tabasco y Campeche (Figura 25, Tablas 1, 2 y 3) y en el fondo marino del noroeste del Golfo de México (Mapa 1 y Figura 52, Tablas 2 y 3), se clasificaron con base en las curvas de frecuencia y a los parámetros granulométricos establecidos; esa información se utilizó para conocer la distribución textural regional (Figura 26) e investigar los procesos que la rigen. Se empleó el método propuesto por Shepard (op cit.) mediante el cual se establecen *grupos texturales* de sedimentos según los porcentajes respectivos de sus constituyentes principales: grava, arena y lodo (limo y arcilla). Se incluye la información granulométrica pertinente, obtenida de la campaña oceanográfica Cosma 06-70, realizada en septiembre de 1970 (Tablas 5 y 6), proporcionadas por el Dr. Mario Gutiérrez Estrada.

Caracterización de los grupos texturales.

Grupo textural I. Los sedimentos incluidos en este grupo textural están constituidos por gravas de grano fino y arena de grano grueso (Tabla 5). Las gravas, con diámetro promedio gráfico (Mz) comprendido entre -0.95 y -0.22 phi (Tabla 6), corresponden con la clase textural que Wentworth (op cit.) denominó *gránulos*. Estos sedimentos están mal y moderadamente mal clasificados (σ_1 oscila entre 0.75 y 1.85). El índice de asimetría se mostró muy variable, con tendencia a la simetría.

Los sedimentos de este grupo textural fueron colectados en los remanentes de los antiguos cauces del río González, situados en la porción subacuática de la llanura deltáica, frente a las lagunas litorales El Carmen, Pajonal, La Machona y Tupilco, donde constituyen mezclas sedimentarias semi-homogéneas.

En la zona litoral (Tabla 1), los sedimentos arenosos de grano grueso fueron colectados en el margen occidental del río Tonalá (M 2), en la laguna Atasta (M 35),



Figura 26. Mapa de distribución de sedimentos recientes, de acuerdo a sus parámetros texturales, en el Suroeste del Golfo de México, (campañas oceanográficas SGMA-1, 1998 y FIES-1999).

en la porción nororiental de la isla del Carmen (M 40), en la barrera litoral de la laguna Sabancuy (M 41) y en la punta Xochem (M 43). El diámetro promedio gráfico de estos sedimentos está comprendido entre 0.10 y 0.99 phi. Las arenas están moderadamente clasificadas (σ_1 : 0.51 a 0.89), son casi simétricas (Sk_1 : entre -0.3 y +0.10) y asimétricas hacia las partículas gruesas (Sk_1 : desde -0.18 hasta 0.22) y varían de muy platicúrtica (M 2) a mesocúrticas (M 40 y 41) (Tabla 10).

Grupo textural II. Representa a las arenas de grano medio y fino. El diámetro promedio gráfico (Mz) oscila desde 1.90 hasta 2.70 phi; el índice de clasificación oscila entre 0.49 y 0.74, el índice de asimetría indica leve predominio de partículas finas y la curtosis corregida señala tendencia a ser leptocúrtica (distribución de frecuencia, Tabla 7). En la llanura aluvial submarina, las arenas se distribuyen en la plataforma continental somera, desde el frente de la laguna El Carmen hasta la barra Chiltepec y frente a la desembocadura del río Grijalva (Mapa 3, Tabla 8). En la plataforma de Yucatán, las arenas calcáreas forman una franja alargada y angosta formada entre el litoral y los 10 m de profundidad aproximada. Además, forman una amplia franja de desarrollo cóncavo hacia el noroeste dispuesta a profundidades cercanas a los 20 m. profundidad frente a la Punta Xicalango y Playa Seyba; a este grupo textural se le identificó hacia el barlovento de la Isla del Carmen, desde la boca Puerto Real en la laguna de Términos, hasta el límite oriental del área de estudio; estos sedimentos se interdigitan con materiales de granulometría más fina, a excepción del pequeño lente formado por gravas de grano fino y arenas de grano fino (Figura 41).

En la zona litoral, las arenas de grano medio y fino fueron colectadas desde la margen occidental del río Tonalá (M 3) hasta la playa Sabancuy (Tabla 10, M 42 Figura 25), a excepción de las indicadas en el grupo textural anterior. Son sedimentos que, según el índice de: a) clasificación (σ_1), varían de muy bien a mal clasificados, con el 50% de los valores comprendidos entre 0.35 y 0.50; b) asimetría (Sk_1), son casi simétricos, con el 53% de la población comprendido entre +0.1 y -0.1. La curtosis gráficas

modificada indica que los materiales analizados varían de mesocúrticos (32%) a platicúrticos (31%), seguidos por los leptocúrticos (19%) (Tabla 10).

Grupo textural III. Formado por los sedimentos areno-lodosos (Mz : 0.74 a 3.44 ϕ), que, según el índice de clasificación, varían de bien a mal clasificados (σ_i : 0.35 a 1.61), con franco predominio de partículas finas (Sk_i : 1.21 a 1.64) y oscilando desde muy platicúrticos hasta muy leptocúrticos (K_G : 0.35 a 0.61) (Tablas 7 y 8). Estos sedimentos se distribuyen preferentemente en la provincia terrígena y en el extremo occidental de la calcárea. Su desarrollo forma una amplia franja cóncava hacia el interior del Golfo de México, dispuesta desde la región de Los Tuxtlas hasta la laguna Sabancuy, a profundidades muy variables, comprendidas entre 1,000 m, frente a Los Tuxtlas, Veracruz, y 20 m frente a Celestún, Yucatán, 40-50 m frente a Paraíso, Tabasco (Figura 26). Al oriente, su depósito es somero, alojándose a profundidades comprendidas entre 60 y 30 m. En su desarrollo incluye a un amplio lente cóncavo al noroeste, formado por lodos arenosos, con los que se interdigita, al igual que con los sedimentos lodosos.

Grupo textural IV. Constituido por los sedimentos lodosos con cantidades significativas de arena (lodos arenosos). El diámetro promedio gráfico (Mz) está comprendido entre 5.06 y 6.39 ϕ . Son sedimentos mal clasificados (σ_i : entre 1.21 y 1.64 ϕ), preferentemente asimétricos hacia los tamaños finos, aún cuando hay valores negativos (Sk_i : desde -0.70 hasta +0.84). Son de gran distribución en las provincias terrígenas y calcáreas. Al occidente, su distribución es amplia, a partir de la zona litoral y hasta los 1000 m de profundidad, aproximadamente (Figura 41), Hacia el oriente, disminuyen la amplitud y la profundidad del depósito; en el área influida por los ríos Tonalá, Grijalva y San Pedro y San Pablo y por las lagunas litorales, El Carmen, Pajonal, La Machona, Tupilco, Paraíso y Términos-Sabancuy; los sedimentos lodo-arenosos se disponen a profundidades de 40-50 m. En su desarrollo limitan con las arenas de las playas e incluyen a varios lentes curvos formados por arenas y lodos, con los que se interdigitan. Su distribución comprende la provincia

calcárea hasta las inmediaciones de Playa Seyba ($19^{\circ} 35.0'$, $90^{\circ}50.0'$); su desarrollo regional es, en general, cóncavo hacia el norte.

Grupo textural V. En los sedimentos de este grupo textural, el contenido de limo sumado al de la arcilla oscila entre 90.8% y 99.6% (Tabla 8). El diámetro promedio gráfico está comprendido entre 5.16 y 6.26 phi, valores que corresponden con los limos de grano medio y fino (Tablas 8, 9). Los sedimentos son lodosos, mal clasificados: (σ_i : 1.11 a 2.00), casi simétricos o con franco predominio de las partículas más finas (Sk_i : de +0.05 a +0.86) (tabla 7). Este grupo textural es el de mayor distribución regional. Se localiza alejado del litoral, desde los 30-40 m de profundidad (Mapa 3) frente a las lagunas Tupilco y Paraíso, la desembocadura del río Grijalva y la provincia carbonatada, hasta los límites norte y occidente del área investigada; este grupo textural cubre poco más del 50% del área en estudiada.

V.5. Modelo de la distribución de sedimentos recientes

La provincia petrolera del sureste, se enmarca en fosas y pilares tectónicos asociados con columnas estratigráficas de facies terrígenas y calcáreas, cuyo espesor es de varios kilómetros y están comunmente asociadas con diapirismo salino. Estos sistemas tectono-estratigráficos comprenden al prisma acrecional del Terciario-Cuaternario del margen continental de la Cuenca del Sureste de México, que se extiende desde el sur, en el frente norte de la Sierra de Chiapas, hacia el norte, en el suroeste del Golfo de México, continuando hasta el borde sur del alto del manto superior Aguayo *et al.* (2001), Presentando concavidad hacia el norte, lo que es congruente con los datos del subsuelo registrados en los perfiles sísmicos de reflexión continua de la plataforma y talud continentales y por la redistribución de los sedimentos transportados por las corrientes oceánicas anticiclónicas y litorales, siendo depositados en el fondo marino, en forma de lentes y espigones cordones y barras con dirección del noreste hacia el suroeste, cóncavos hacia el norte (Figura 26).

El alto del manto superior está emplazado en la porción meridional de la Bahía de Campeche entre 15 a 16 km de profundidad, tomando como referencia la superficie del nivel del mar; según los datos reportados por Cominguez, Sandoval y del Castillo (1977) y por Sandoval *et al.* (1999), (Figura 20, secciones 3-3' y 4-4').

En la misma zona meridional de la Bahía de Campeche, se manifiesta una corriente superficial oceánica anticiclónica (destral, cuyo diámetro es de unos 200 km y que se detectó por sus variaciones térmicas superficiales, a través de imágenes satelitales para estudios ambientales NOAA-GOES (octubre 12, 1997); la corriente marina sobreyace a la zona de diapiros salinos que son morfológicamente grumosos y algunos de ellos sobresalen del fondo marino siendo coincidentes con la ubicación del alto del manto superior en el subsuelo profundo.

La corriente oceánica superficial fué reportada por Welsh y Walker (*op cit.*) utilizando filtros para detectar variaciones de temperatura en la superficie oceánica; aunque corrientes de esta naturaleza alcanzan al fondo marino, a profundidades que varían entre 800 a más de 1000 metros Vidal *et al.* (1999).

Por otro lado, los sedimentos provenientes del Banco de Campeche y de los sistemas fluvio-deltáicos de la planicie costera del sur de Veracruz, Tabasco y Campeche, siguen la misma trayectoria externa de la corriente marina en sentido dextral, paralela al borde continental con concavidad hacia el norte; lo que se evidenció en conjunto, con imágenes satelitales utilizando filtros para registrar las variaciones de temperatura superficial del agua marina, el registro de los índices de reflectancia, que reflejan la turbidez del agua por sedimentos en suspensión y la pigmentación del fitopláncton (LANDSAT, bandas 1, 2, 3, 4 y 5 , 1987 y mayo, 1999 ; NOAA-GOES, ya referido) (Figuras 21, 22 y 23).

Cuando se establece la corriente oceánica anticiclónica impide que los sedimentos marinos y costeros prograden hacia las aguas profundas del Golfo de México, excepto aquellos de textura arcillosa y limosa que pueden transportarse en suspensión; los

limo-arenosos o más gruesos, son transportados a lo largo de la franja litoral y costera por las corrientes marinas costeras, y estos mismos se seleccionan texturalmente, de más gruesos a más finos, a lo largo de la trayectoria de las corrientes marinas, del noreste hacia el suroeste que tienen su origen en la Corriente de Lazo (Figura 26), la cuál entra al Golfo de México por el norte de la Península de Yucatán, tomando el rumbo hacia la Bahía de Campeche y prosiguiendo hacia la porción occidental y nororiental del Golfo de México Vidal et al. (1992, 1999).

En el tiempo que cesa la influencia de la corriente, los sedimentos se depositan pasivamente o intermitentemente sobre la plataforma y talud continentales, o como flujos de detritos por gravedad o por corrientes de turbidez, siguiendo una dirección casi norte-sur, que es la trayectoria que sigue el desarrollo de los canales y cañones submarinos labrados sobre la plataforma y talud continentales (Figura 27). Estas trayectorias normalmente son modificadas en el talud, debido al intenso diapirismo salino existente en la Bahía de Campeche, debido a la intrusión de los cuerpos salinos que forman Minicuecas y que funcionan como receptáculos de sedimentos provenientes de la plataforma y de la zona litoral y que son depositados como turbiditas de abanicos submarinos, siendo su geometría, de acuerdo a la morfología del desarrollo de las minicuecas. Lateralmente se pueden encontrar los cuerpos de contornitas que son el producto de la erosión, transporte y depósito de las corrientes de fondo que se han establecido en el talud continental, siguiendo las trayectorias de las líneas de contorno batimétrico.

A lo largo del cauce del Cañón de Veracruz existe actualmente una zona de "bypass", por lo que no existe depósito de sedimentos en este sitio, debido a que los que llegan a este lugar, van siendo transportados hasta la planicie abisal profunda del Golfo de México (Figura, 24).

Por lo tanto, los mecanismos de transporte, depósito y dispersión de los sedimentos recientes en la plataforma y talud continentales, son criterios aplicables en la exploración petrolera del subsuelo, dentro del prisma sedimentario acrecional

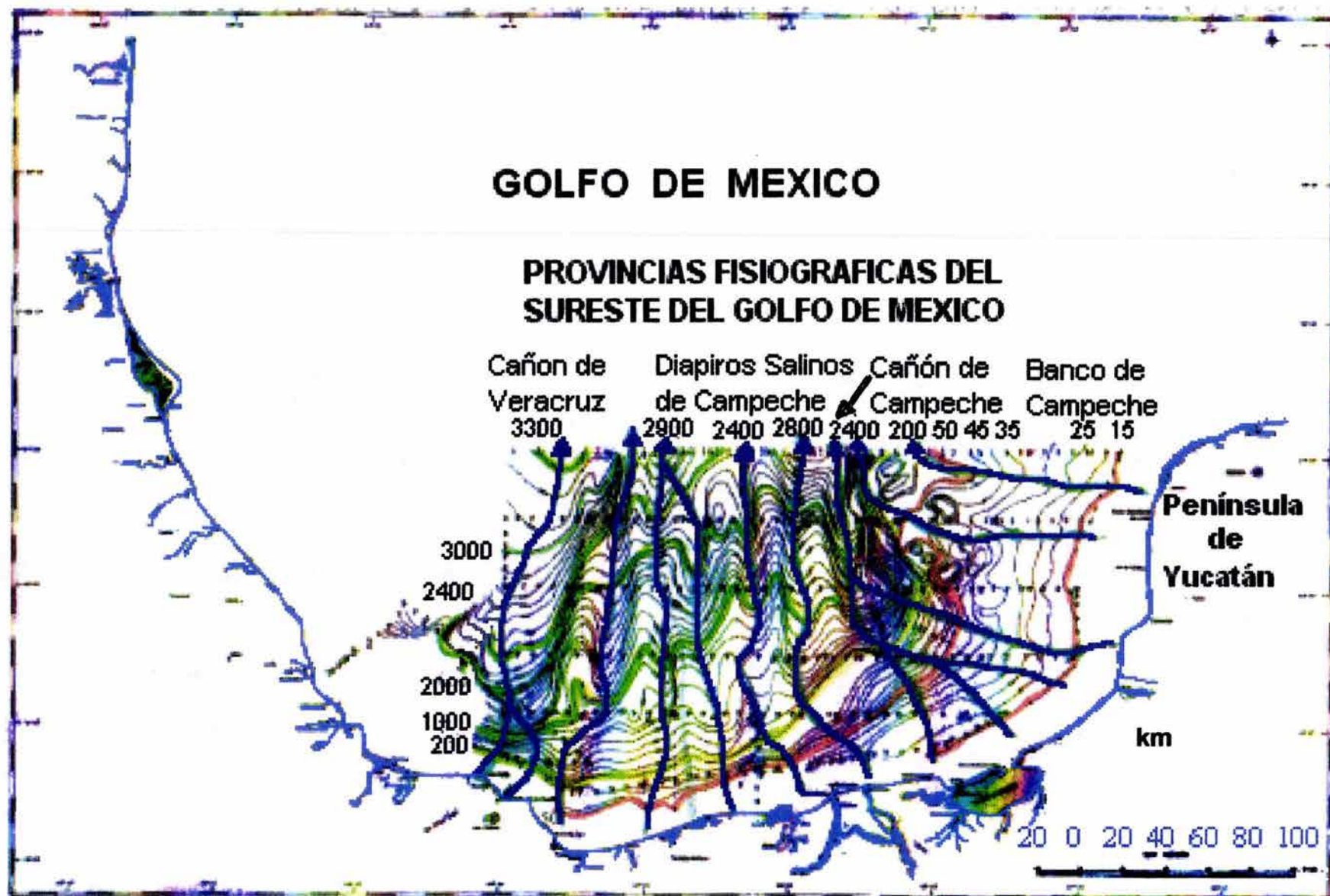


Figura 27. Mapa batimétrico donde se observan los principales canales y cañones submarinos, conductos por donde son transportados los sedimentos de la zona litoral y plataforma hacia el Talud Continental, en el Suroeste del Golfo de México.

continental del Terciario en el suroeste del Golfo de México (Figuras 26) cuando los objetivos son la localización de cuerpos arenosos, como cordones y barras litorales, espigones, contornitas y turbiditas como trampas estratigráficas y estructurales asociadas a los domos salinos y/o como rocas generadoras de hidrocarburos en la región.

RELACIÓN DE TABLAS DE "1 a 11"

TABLA 1

POSICIÓN GEOGRÁFICA DE LAS ESTACIONES DE COLECTA DE SEDIMENTOS EN LA ZONA LITORAL DEL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO			
Estación Nº	Latitud Norte	Longitud Oeste	Descripción (M: número de la muestra de sedimento colectado)
1	18° 13.0'	94° 10.0'	Margen occidental del río Tonalá. (M 1 a 3)
2	18° 13.5'	94° 09.5'	Margen oriental del río Tonalá. (M 4 a 6)
3	18° 16.0'	94° 01.5'	Boca El Carmen, Laguna El Carmen. (M 7 a 9)
4	18° 20.0'	93° 53.0'	El Pailibot. (M 10 a 13)
5	18° 23.0'	93° 43.5'	Los Alacranes, Laguna Pajonal. (M 14 a 16)
6	-----	-----	-----
7	18° 27.0'	93° 27.5'	Ejido La Unión, Segunda sección. (M 17 y 18)
8	18° 27.0'	93° 17.0'	Playa Las Glorias. (M 19 y 20)
9	18° 28.0'	93° 11.0'	Playa El Varadero. (M 21 a 23)
10	18° 26.5'	93° 02.0'	Playa Jalapita. (M 24 y 25)
11	18° 28.0'	92° 54.0'	Playa Miramar. (M 26 y 27)
12	18° 37.5'	92° 40.5'	Punta El Bosque, Boca del río Grijalva. (M 28 y 29)
13	18° 39.0'	92° 28.0'	Boca del río San Pedro-San Pablo. (M 30 a 32)
14	18° 40.0'	92° 19.0'	Nuevo Campechito. (M 33 y 34)
15	18° 36.5'	92° 07.5'	Laguna Atasta. (M 35)
16	18° 43.5'	91° 57.0'	Punta Xicalango. (M 36)
17	18° 37.0'	91° 52.0'	Punta Zacatal. (M 37)
18	18° 40.5'	91° 48.0'	Extremo occidental de la Isla del Carmen. (M 38)
19	18° 43.5'	91° 43.0'	Playa Norte (Panteón) (M 39)
20	18° 47.0'	91° 35.0'	Porción nororiental de la Isla del Carmen. (M 40)
21	18° 54.5'	91° 14.0'	Laguna Sabancuy. (M 41)
22	18° 59.0'	91° 09.5'	Playa Sabancuy. (M 42)
23	19° 10.0'	90° 57.0'	Punta Xochem. (M 43)
24	19° 21.0'	90° 46.0'	Costa Villamar. (M 44)
25	19° 39.0'	90° 40.0'	Km 167, Carretera Champotón-Campeche. (M 45)
26	20° 52.0'	90° 21.5'	Laguna Celestum. (M 46)

TABLA 2

POSICIÓN GEOGRÁFICA Y PROFUNDIDAD DE LAS ESTACIONES DE COLECTA DE SEDIMENTOS CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA SGMA-1			
Estación Nº	Latitud Norte	Longitud Oeste	Profundidad (m)
1	19° 04.2'	92° 30.2'	28
2	19° 04.2'	92° 24.0'	27
3	19° 04.1'	92° 18.0'	24
4	19° 04.3'	92° 11.9'	23
5	19° 04.2'	92° 06.2'	19
6	19° 04.4'	92° 01.7'	18
7	19° 14.8'	93° 00.0'	20
8	19° 14.4'	92° 12.1'	22
9	19° 24.4'	92° 02.7'	33
10	19° 31.1'	92° 00.7'	38
11	19° 31.1'	92° 06.0'	42
12	19° 30.9'	92° 12.8'	59
13	19° 32.2'	92° 13.3'	54
14	19° 35.2'	92° 12.2'	68
15	19° 34.7'	92° 15.0'	61
16	19° 31.1'	92° 18.0'	65
17	19° 30.5'	92° 23.9'	92
18	19° 30.4'	92° 30.0'	102
19	19° 14.6'	92° 30.1'	60
20	19° 14.3'	92° 24.2'	40
21	19° 13.9'	92° 19.9'	29

TABLA 3

POSICIÓN GEOGRÁFICA Y PROFUNDIDAD DE LAS ESTACIONES DE COLECTA DE SEDIMENTOS CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA FIES .			
Estación Nº	Latitud Norte	Longitud Oeste	Profundidad (m)
1	21° 05'	94° 59'	3240
2	21° 05'	94° 19'	3210
3	21° 05'	93° 35'	2430
4	21° 05'	92° 50'	2850
5	21° 05'	92° 28'	500
6	21° 05'	92° 05'	54
7	21° 05'	91° 40'	48
8	21° 05'	91° 20'	38
9	21° 05'	90° 55'	29
10	21° 04'	90° 41'	16
11	20° 35'	90° 58'	20
12	29° 35'	91° 16'	29
13	29° 35'	91° 35'	38
14	29° 35'	91° 53'	43
15	29° 35'	92° 14'	61
16	20° 35'	92° 24'	510
17	29° 35'	92° 55'	1920
18	29° 35'	93° 35'	1940
19	29° 35'	94° 15'	2300
20	29° 35'	95° 00'	3060
21	20° 05'	90° 55'	2820
22	20° 05'	94° 20'	1900
23	20° 05'	93° 40'	1920
24	20° 05'	93° 00'	1260
25	20° 05'	92° 11'	470
26	20° 05'	91° 55'	52
27	20° 05'	91° 40'	43
28	20° 05'	91° 20'	32
29	20° 05'	91° 00'	17
30	19° 35'	91° 02'	16
31	19° 35'	91° 40'	38
32	19° 35'	92° 07'	63
33	19° 35'	92° 20'	107
34	19° 35'	92° 45'	572
35	19° 35'	93° 00'	811
36	19° 35'	93° 40'	864
37	19° 35'	94° 20'	1680
38	19° 35'	94° 59'	2400
39	19° 10'	95° 00'	1650
40	19° 10'	94° 25'	1080
41	19° 10'	93° 50'	680
42	19° 10'	93° 30'	690
43	19° 10'	93° 15'	420
44	19° 10'	92° 55'	185
45	19° 10'	92° 40'	103
46	19° 10'	92° 20'	36
47	19° 10'	92° 05'	25
48	19° 10'	91° 47'	22
49	19° 09'	91° 30'	18
50	18° 55'	92° 00'	18
51	18° 51'	92° 27'	23
52	18° 50'	92° 38'	24
53	18° 48'	92° 51'	28
54	18° 45'	93° 12'	50
55	18° 42'	93° 38'	86
56	18° 39'	94° 00'	110
57	18° 35'	94° 30'	90
58	18° 50'	95° 00'	194
59	18° 48'	94° 24'	420
59'	19° 27'	95° 09'	2280

TABLA 4

POSICIÓN GEOGRÁFICA Y PROFUNDIDAD DE LAS ESTACIONES DE COLECTA DE SEDIMENTOS CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA COSMA 06-70			
Estación N ^o	Latitud Norte	Longitud Oeste	Profundidad (m)
1	18° 25.0'	93° 51'	27
2	18° 31.5'	93° 51.0'	46
3	19° 41.2'	90° 50.8'	9
4	19° 21.5'	90° 50.8'	6
5	19° 06.0'	91° 17.6'	10
6	18° 50.0'	93° 30.5'	110
7	18° 39.9'	93° 27.0'	46
8	18° 26.2'	93° 35.5'	26
9	18° 34.1'	93° 29.1'	33

TABLA 5

CLASIFICACIÓN TEXTURAL DE LOS SEDIMENTOS DEL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA COSMA 06-70.			
Estación N ^o	Grava (%)	Arena (%)	Clasificación textural
1	52.80	47.20	Grava arenosa
2	13.10	86.90	Arena gravillenta
3	60.00	40.00	Grava arenosa
4	35.00	65.00	Arena gravillenta
5	100.00	0.00	Grava
6	100.00	0.00	Grava
7	53.00	47.00	Grava arenosa
8	62.30	37.70	Grava arenosa

TABLA 6

PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS Y CLASIFICACIÓN TEXTURAL DE LOS SEDIMENTOS DEL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA COSMA 06-70.				
Muestra N ^o	Diámetro promedio Mz (phi)	Índice de clasificación σ_1 (phi)	Índice de asimetría Sk_1	Clasificación textural
1	-0.22	1.69	0.02	Grava de grano muy fino, mal clasificada, Casi simétrica.
2	0.79	0.89	-0.01	Arena de grano grueso, moderadamente clasificada. Casi simétrica.
3	-0.81	1.81	-0.40	Grava de grano muy fino, mal clasificada. Muy asimétrica hacia los gruesos.
4	0.64	0.88	-0.04	Arena de grano grueso, moderadamente clasificada. Casi simétrica.
5	-0.71	0.95	-0.21	Grava de grano muy fino, moderadamente clasificada. Asimétrica hacia los gruesos.
6	-0.81	0.75	-0.02	Grava de grano fino, moderadamente clasificada. Casi simétrica.
7	-0.24	1.06	0.28	Grava de grano muy fino, mal clasificada. Asimétrica hacia los finos.
8	-0.95	1.85	-0.32	Grava de grano fino, mal clasificada. Muy asimétrica hacia los gruesos.

TABLA 7

PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS DE LOS SEDIMENTOS DEL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA FIES.				
Muestra Nº	Diámetro promedio Mz (phi)	Índice de clasificación σ_1 (phi)	Índice de asimetría Sk ₁	Curtosis gráfica corregida K'G
5	5.77	1.30	0.38	0.46
6	5.35	1.37	0.28	0.47
7	5.06	1.50	0.81	0.50
8	0.74	0.72	0.81	0.58
9	2.32	0.43	0.48	0.75
10	2.19	0.21	0.00	0.78
11	1.90	0.49	-0.16	0.61
12	2.70	0.74	-0.09	0.59
13	5.08	1.53	0.84	0.56
14	3.44	1.61	0.44	0.41
15	5.51	1.42	-0.42	0.54
16	5.83	1.57	0.12	0.54
25	5.73	1.56	0.37	0.44
26	5.21	1.60	0.23	0.47
27	5.28	1.64	0.21	0.35
28	5.32	1.21	0.27	1.59
29	2.77	0.85	-0.15	0.50
30	6.01	1.64	-0.70	0.40
31	5.80	1.59	0.21	0.42
32	5.85	1.72	0.19	0.37
33	5.54	2.00	0.35	0.63
34	5.50	1.55	0.16	0.42
42	5.43	1.46	0.09	0.53
43	5.74	1.43	0.22	0.45
44	5.69	1.40	0.12	0.40
45	5.47	1.48	0.21	0.41
46	5.16	1.49	0.78	0.42
47	5.21	0.82	0.16	0.76
48	5.69	1.62	0.16	0.41
49	6.27	1.58	-0.62	0.37
50	5.70	1.51	-0.51	0.40
51	5.35	1.49	0.31	0.43
52	5.83	1.11	0.30	0.59
53	3.19	0.35	0.15	0.44
54	5.35	1.65	0.26	0.40
55	5.08	1.53	0.86	0.40
56	5.82	2.00	0.31	0.48
57	5.32	1.44	0.32	0.43
58	5.70	1.63	0.14	0.40
59	5.26	1.49	0.16	0.41
60	5.90	2.08	0.25	0.47
61	5.41	1.58	-0.05	0.42
62	5.58	1.76	0.26	0.40
63	5.53	1.56	0.27	0.39
64	6.39	1.44	0.20	0.61

TABLA 8

CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA DE LOS SEDIMENTOS DEL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA FIES			
Estación	Arena (%)	Limo y Arcilla (%)	Clasificación litológica
5	1.3	98.7	Lodo
6	21.2	78.8	Lodo arenoso
7	12.1	87.9	Lodo arenoso
8	78.9	21.1	Arena lodosa
9	91.3	8.7	Arena
10	94.6	5.4	Arena
11	93.1	6.9	Arena
12	82.8	17.2	Arena lodosa
13	39.4	60.6	Lodo arenoso
14	88.3	11.7	Arena lodosa
15	42.1	57.9	Lodo arenoso
16	0.4	99.6	Lodo
25	0.4	99.6	Lodo
26	25.7	74.3	Lodo arenoso
27	20.1	79.9	Lodo arenoso
28	42.8	57.2	Lodo arenoso
29	64.7	35.3	Arena lodosa
30	20.4	79.6	Lodo arenoso
31	9.2	90.8	Lodo
32	0.6	99.4	Lodo
33	0.4	99.6	Lodo
34	0.6	99.4	Lodo
42	1.4	98.6	Lodo
43	1.4	98.6	Lodo
44	1.4	98.6	Lodo
45	0.5	99.5	Lodo
46	0.5	99.5	Lodo
47	7.5	92.5	Lodo
48	16.7	83.3	Lodo arenoso
49	5.9	94.1	Lodo
50	7.4	92.6	Lodo
51	1.5	98.5	Lodo
52	7.9	92.1	Lodo
53	72.6	27.4	Arena lodosa
54	2.2	97.8	Lodo
55	1.4	98.6	Lodo
56	3.8	96.2	Lodo
57	3.4	96.6	Lodo
58	3.2	96.8	Lodo
59	6.6	93.4	Lodo
60	6.7	92.2	Lodo
61	4.5	95.5	Lodo
62	0.5	99.5	Lodo
63	1.5	98.5	Lodo
64	19.6	80.4	Lodo arenoso

TABLA 9

CLASIFICACIÓN TEXTURAL DE LOS SEDIMENTOS DEL SUROCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA SGMA-1.			
Estación N ^o	Clasificación Textural	Índice de clasificación σ_1 (phi)	Índice de asimetría, Sk_1 Curtosis gráfica corregida, K'_G
1	Limo de grano fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los finos Muy leptocúrtico
2	Limo de grano fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los finos Muy leptocúrtico
3	Limo de grano muy fino	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos Leptocúrtico
4	Limo de grano muy fino	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos Platicúrtico
5	Limo de grano medio	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos Mesocúrtico
6	Limo de grano medio	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos Mesocúrtico
7	Limo de grano fino	Mal clasificado	Casi simétrico Muy platicúrtico
8	Limo de grano fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
9	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
10	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
11	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Muy asimétrico hacia los gruesos Platicúrtico
12	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Casi simétrico Platicúrtico
13	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
14	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Casi simétrico Muy platicúrtico
15	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
16	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
17	Limo de grano muy fino	Moderadamente clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico
18	Limo de grano fino	Mal clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Platicúrtico
19	Limo de grano muy fino	Mal clasificado	Casi simétrico Platicúrtico
20	Limo de grano muy fino	Mal clasificado	Casi simétrico Platicúrtico
21	Limo de grano muy fino	Mal clasificado	Asimétrico hacia los gruesos Leptocúrtico

TABLA 10

PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS Y CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA DE LOS SEDIMENTOS DE LA ZONA LITORAL DEL NORESTE DEL GOLFO DE MÉXICO.					
Muestra Nº	Diámetro promedio Mz (phi)	Índice de clasificación σ_1 (phi)	Índice de asimetría Sk ₁	Curtosis gráfica corregida K'G	Clasificación litológica
1	1.11	0.42	0.01	0.39	Arena de grano medio
2	0.10	0.51	-0.18	0.31	Arena de grano grueso
3	2.54	0.32	-0.07	0.49	Arena de grano fino
5	2.43	0.50	0.05	0.49	Arena de grano fino
6	1.38	0.45	0.00	0.60	Arena de grano medio
7	2.51	0.43	-0.16	0.48	Arena de grano fino
8	2.20	0.59	-0.05	0.44	Arena de grano fino
10	1.90	0.48	0.24	0.57	Arena de grano medio
11	2.33	0.49	-0.13	0.39	Arena de grano fino
12	2.06	0.37	0.23	0.47	Arena de grano fino
13	2.19	0.39	0.07	0.47	Arena de grano fino
14	2.69	0.45	-0.19	0.53	Arena de grano fino
15	2.93	0.17	0.04	0.55	Limo de grano fino
16	2.93	0.19	0.05	0.65	Arena de grano medio
17	1.85	0.35	0.20	0.59	Arena de grano medio
18	2.48	0.50	-0.05	0.48	Arena de grano fino
19	2.01	0.36	0.38	0.50	Arena de grano fino
20	2.36	0.38	0.06	0.45	Arena de grano fino
21	2.01	0.41	0.17	0.52	Arena de grano fino
22	2.06	0.41	0.40	0.45	Arena de grano fino
23	2.42	0.40	-0.06	0.43	Arena de grano fino
24	2.04	0.40	0.26	0.45	Arena de grano fino
25	2.47	0.43	-0.06	0.47	Arena de grano fino
26	2.71	0.31	-0.14	0.54	Arena de grano fino
27	2.79	0.24	0.04	0.63	Arena de grano fino
28	2.69	0.30	-0.11	0.51	Arena de grano fino
29	2.61	0.33	-0.07	0.49	Arena de grano fino
30	2.73	0.28	-0.12	0.54	Arena de grano fino
32	2.24	1.58	-0.66	0.32	Arena de grano fino
33	2.44	0.40	0.04	0.44	Arena de grano fino
35	0.72	0.82	-0.18	0.38	Arena de grano grueso
36	1.49	1.63	-0.85	0.43	Arena de grano medio
37	1.36	1.64	-0.85	0.43	Limo de grano medio
38	1.43	1.97	-0.17	0.38	Arena de grano medio
39	1.95	0.79	-0.12	0.50	Arena grano medio
40	0.18	0.87	-0.22	0.52	Arena de grano grueso
41	0.49	0.89	0.10	0.50	Arena de grano grueso
42	1.11	1.07	-0.17	0.54	Arena de grano medio
43	0.99	0.67	-0.03	0.50	Arena de grano grueso

TABLA 11

Estación muestreo	Clasificación textural	Desviación estandar [$\sigma_1(\varphi)$]	Grado de Asimetría (Sk_1) (Sk_1)	Curtosis (K_G)
5	Arena fina	Moderadamente clasificada	Asimétrica hacia los finos	Mesocúrtica
6	Arena gruesa	Moderadamente bien clasificada	Asimétrica hacia los finos	Mesocúrtica
7	Arena gruesa	Bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Leptocúrtica
8	Grava media	Moderadamente clasificada	Asimétrica hacia los finos	Mesocúrtica
9	Arena fina	Bien clasificada	Asimétrica hacia los finos	Muy leptocúrtica
10	Arena fina	Muy bien clasificada	Casi simétrica	Extremadamente leptocúrtica
11	Arena medio	Bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Muy leptocúrtica
12	Arena fina	Moderadamente clasificada	Casi simétrica	Leptocúrtica
13	Arena fina	Moderadamente clasificada	Casi simétrica	Leptocúrtica
14	Limo grueso	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
15	Arena fina	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los gruesos	Leptocúrtica
16	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Leptocúrtica
25	Limo medio	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
26	Arena media	Mal clasificado	Asimétrica hacia los gruesos	Platicúrtica
27	Arena media	Mal clasificado	Muy asimétrica hacia los finos	Muy platicúrtica
28	Arena fina	Moderadamente clasificada	Muy asimétrica hacia los gruesos	Leptocúrtica
29	Arena fina	Moderadamente clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Mesocúrtica
30	Arena fina	Moderadamente clasificada	Casi simétrica	Muy leptocúrtica
31	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Mesocúrtica
32	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Mesocúrtica
33	Limo medio	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos	Muy leptocúrtico
34	Arena media	Mal clasificado	Asimétrica hacia los finos	Leptocúrtica
42	Limo medio	Mal clasificado	Casi simétrico	Mesocúrtico
43	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtica
44	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los gruesos	Platicúrtica
45	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtica
46	Limo medio	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos	Platicúrtica
47	Arena fina	Moderadamente clasificada	Asimétrica hacia los finos	Extremadamente leptocúrtica
48	Grava media	Mal clasificada	Muy asimétrica hacia los finos	Platicúrtica
49	Limo fino	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los gruesos	Muy platicúrtica
50	Arena fina	Moderadamente clasificada	Asimétrica hacia los finos	Platicúrtica
51	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtica
52	Arena fina	Mal clasificada	Asimétrica hacia los finos	Leptocúrtica
53	Arena muy fina	Muy bien clasificada	Asimétrica hacia los finos	Platicúrtica
54	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
55	Limo medio	Mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
56	Limo grueso	Muy mal clasificado	Muy asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
57	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Muy platicúrtico
58	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Muy platicúrtico
59	Limo medio	Muy mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
60	Limo grueso	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
61	Limo medio	Mal clasificado	Casi simétrico	Platicúrtico
62	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Platicúrtico
63	Limo medio	Mal clasificado	Asimétrico hacia los finos	Muy platicúrtico
64	Arena muy fino	Bien clasificada	Asimétrica hacia los gruesos	Leptocúrtica

Clasificación Textural de los sedimentos colectados durante la Campaña Oceanográfica FIES-1999.

CAPITULO VI

ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS DEL NEÓGENO AL RECIENTE

Las facies del Neógeno al reciente en la región de estudio, se encuentran representadas por sedimentos que fueron depositados en diferentes ambientes, comprendiendo desde línea de costa, deltáicos, de plataforma interna y externa y de talud continental. Estas facies sedimentarias se han ido acumulando en fuertes espesores que llegan alcanzar hasta más de 4,000 m en los pozos que se han perforado en la región marina en la Sonda de Campeche y hasta 6,300 m en la Cuenca de Macuspana. La sedimentación en las cuencas marginales del Golfo de México, ha estado asociada a una subsidencia rápida y con tendencias progradantes a partir del Terciario Temprano, del occidente, sur y sureste, hacia el Golfo de México.

VI.1 Comportamiento regional de las corrientes marinas en el sur del Golfo de México

El modelo de distribución de sedimentos recientes en el suroeste del Golfo de México se realizó tomando en cuenta el patrón hidrodinámico, la tectónica y las fuentes de aporte que están gobernando actualmente la sedimentación en el suroeste del Golfo de México.

La dinámica marina actual de la región suroeste del Golfo de México, ofrece la oportunidad para caracterizar y entender los mecanismos de transporte, dispersión y depósito de los cuerpos sedimentarios recientes, puesto que éstos son gobernados por las corrientes marinas, litorales y de contorno a diversas profundidades, paralelas a la franja litoral, al margen y al talud continental, con el consecuente depósito sedimentario a lo largo de sus trayectorias o sea, los depósitos litorales y los de contornitas.

El Golfo de México es un sistema semi-cerrado, con una entrada de agua oceánica por el Caribe a través del canal de Yucatán y con una salida a través del estrecho de Florida, alcanzando una profundidad máxima de 3,750 m en su región central. Una de sus características morfológicas más notables es el ancho de la plataforma continental, cerca de las penínsulas de Florida y Yucatán, la cuál decrece ligeramente en la porción norte, hacia las costas de Texas, Louisiana, Mississippi y Alabama en Estados Unidos y es muy angosta en la porción occidental, frente a las costas mexicanas de Tamaulipas y Veracruz, ensanchándose hacia Tabasco y Campeche (Bryant *et al.*, 1998).

En la región sur del Golfo de México descargan sus aguas los ríos más importantes de México: Coatzacoalcos, Tonalá, Grijalva, Usumacinta, San Pedro y San Pablo y otros más pequeños; estos ríos son la principal fuente de aporte de sedimentos hacia la zona costera y plataforma continental, representando un tercio de la descarga fluvial en México (Carranza *et al.*, 1993). La circulación marina en este sector es ciclónica y anticiclónica y es generada por remolinos originados en el este y que llevan un desplazamiento hacia el oeste y posteriormente hacia el sur (Molinari *et al.*, 1978), el clima de la región es cálido sub-húmedo con una temporada de verano lluviosa. La precipitación anual alcanza los 4.5 m y se tiene un promedio de 120 días nublados al año. (Ayala Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990).

El efecto estacional del viento en el Golfo de México juega un papel importante en su dinámica de circulación; en invierno dominan los intensos vientos del norte, denominados nortes, que provocan un gradiente térmico entre la cálida masa oceánica del Golfo y la del invierno continental de Norteamérica, generando centros de alta y baja presión, el esfuerzo tangencial del viento sobre la masa superficial origina una mezcla hasta de 150 m de profundidad (Molinari *et al.*, 1978).

La circulación de las aguas en el Golfo de México esta influenciada principalmente por la **Corriente de Lazo**, que entra al Golfo por la región comprendida entre Cuba y la

península de Yucatán (Estrecho de Yucatán), circula dentro del Golfo y sale por el Estrecho de Florida (Figura 28), En el Golfo de México parte de la corriente forma anillos anticiclónicos, los cuales influyen en las aguas adyacentes generando remolinos ciclónicos. El resto de las aguas de la corriente continúa su viaje hacia el Estrecho de Florida formando un meandro; este comportamiento produce una franja plegada hacia el este en forma de lazo, de donde toma su nombre, **Corriente de Lazo**. Esta corriente es un flujo de aguas con alta salinidad y temperaturas superficiales durante el verano de 28° a 29° C, que disminuyen en el invierno, entre 24° y 26° C (Vidal *et al.*, 1992).

La corriente de Lazo presenta una incursión dentro del Golfo, la cuál varía estacionalmente. Durante los meses de Abril, Mayo, Junio y Agosto, esta incursión puede alcanzar los 27° de latitud norte (Molinari, *op. cit.*), la corriente pierde fuerza durante los meses de Julio, Octubre y Noviembre, llegando solamente hasta los 25° de latitud norte y generando giros anticiclónicos Vidal *et al.* (*op cit.*).

Estos anticiclones son áreas de temperaturas cálidas y salinas semejantes a las del Lazo, cuando el flujo de la incursión de la corriente se reduce, los giros pueden constituirse como anillos aislados. Según Elliot (1982), la máxima incursión de la corriente de Lazo es a partir de Abril hasta Octubre, después de ese tiempo se retrae, pero ya los giros se desprendieron viajando hacia el oeste con su máximo vigor de Octubre a Mayo. Los giros anticiclónicos son denominados calientes, por tener en su centro máximas temperaturas (dado el hundimiento de aguas superficiales en su centro) y los ciclones son considerados como fríos (dado que existe una elevación de aguas profundas y frías en su centro; la intensidad de la corriente puede ser de 3.7 a 5.7 km/día (Elliot, 1982) y abarcar una anchura de 180 a 300 Km., para los anticiclones percibidos claramente a una profundidad de 1000 m y para los ciclones de 800 a 900 m., concuerdan algunos autores que estos últimos se construyen en la periferia de los anticiclones en forma de tríadas, es decir de dos ciclones por un anticiclón.

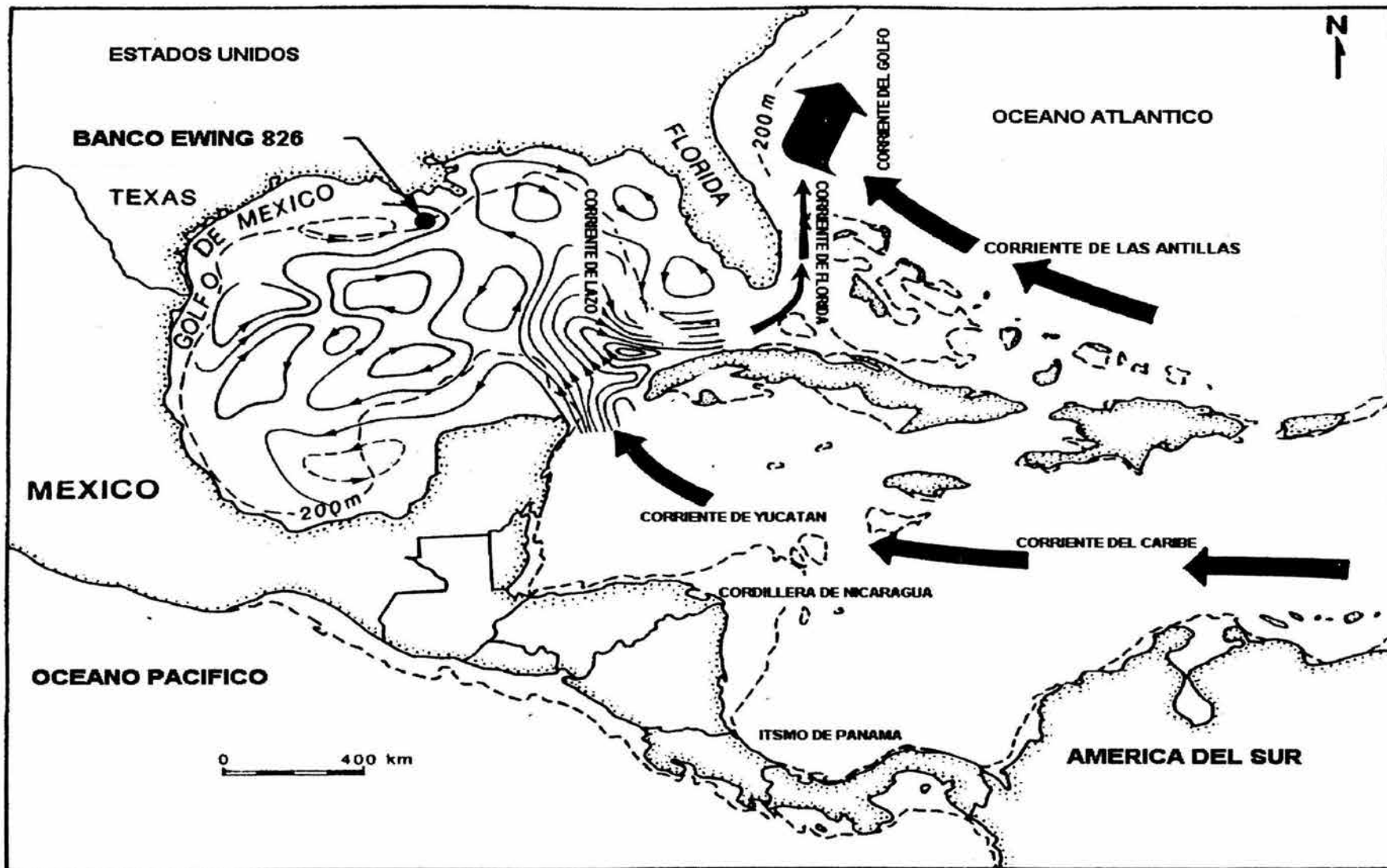


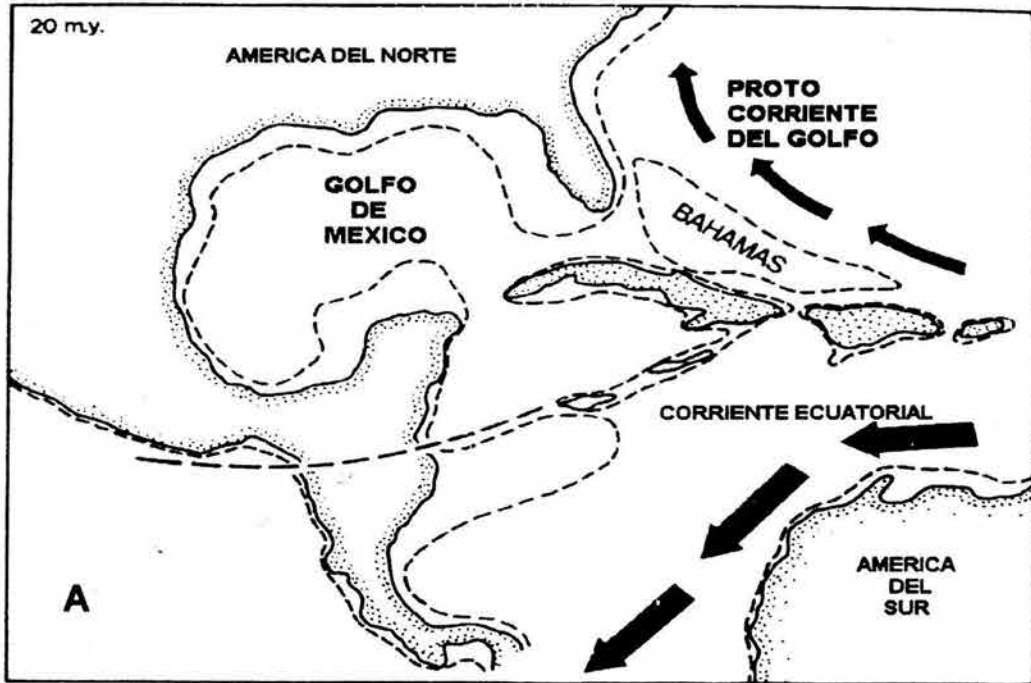
Figura 28. Patrones de circulación de la corriente de lazo; esta corriente también afecta al fondo marino y genera anillos anticiclónicos y ciclónicos (después de Mullins et al., 1987 y Vidal, 1999).

La corriente de Lazo es una estructura permanente en el Golfo, los satélites la pueden detectar con claridad en los meses más fríos del año y en los meses más cálidos, la capa superficial en el Golfo de México se vuelve isotérmica, debido al calentamiento solar, ocultando su presencia en las imágenes satelitales por la ausencia de un gradiente térmico superficial.

El patrón de corrientes de circulación oceánica en el actual Golfo de México, fue establecido en el Mioceno Medio (12-15 millones de años) por procesos tectono-oceanográficos y/o procesos climáticos (Mullins *et al.*, 1987). Ellos sugieren que la fuerte corriente de Lazo, como corriente de circulación del Golfo se estableció en el Mioceno Medio, debido al cierre del Istmo de Panamá (Figura 29), por el movimiento de la Placa del Caribe hacia el Este (Mullins *et al.*, 1987), además, la circulación de las masas de agua superficial pudo haber sido intensificada durante los periodos glaciales del Plioceno y Pleistoceno.

Mullins *et al.*, (1987) argumentaron que en el Mioceno Medio (12 a 16 m. a.), la intensificación de la corriente del Golfo fue producida por la clausura oceanográfica del Istmo de Panamá; el cuál antes de ser clausurado, fue una entrada del océano abierto para el flujo de aguas del Atlántico hacia el Pacífico (Figura 29-A). El flujo de aguas de acuerdo a investigaciones de los autores fue del Atlántico hacia el Pacífico, antes del Mioceno Medio, entonces existe una componente de la presente corriente del Golfo que fue parte del sistema de circulación del Mioceno Temprano. Cuando el paso fue abierto en América Central, la Corriente de Lazo pudo haber sido relativamente lenta y no tan intensa como lo es hoy. Controlada tectónicamente la clausura oceanográfica del Istmo de Panamá en el Mioceno Medio (Figura 29-B), pudo bien haber incrementado el volumen y velocidad del flujo de la corriente de Lazo, la cuál al incrementar su intensidad, tuvo capacidad de erosionar clinofomas antecedentes y haber estimulado surgencias y con ello productividad biológica, así como el establecimiento del patrón de una dinámica oceanográfica y transporte de sedimentos a lo largo del margen continental.

MIOCENO TEMPRANO



MIOCENO MEDIO

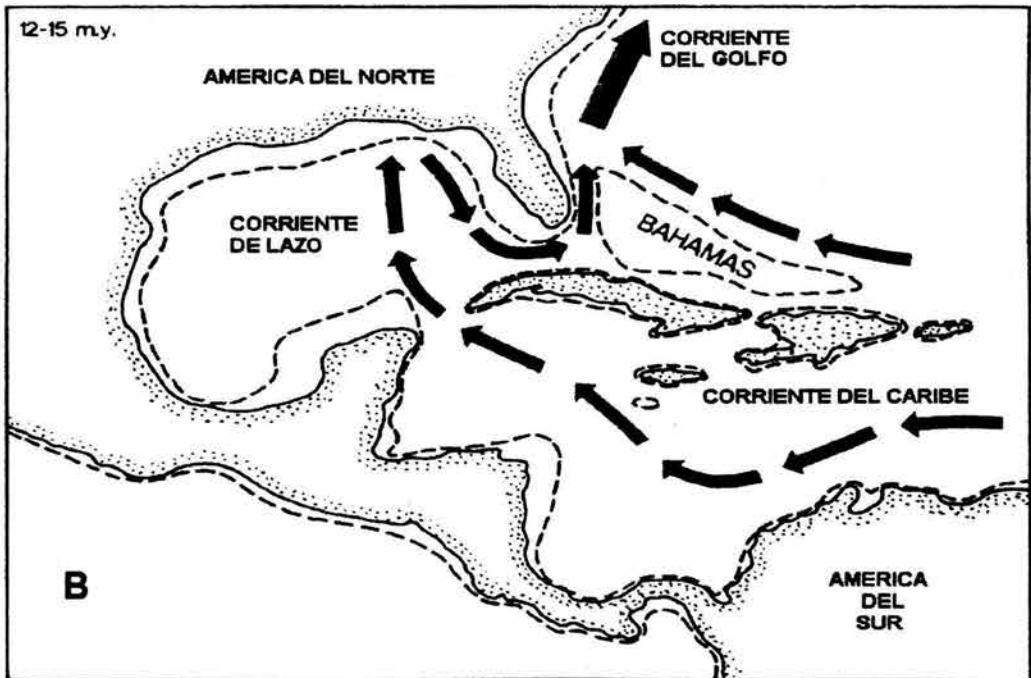


Figura 29. Cambios en los patrones de circulación oceánica en el Golfo de México desde el Mioceno medio, debido al cierre del Istmo de Panamá por el movimiento de la Placa del Caribe (según Mullins et al., 1987).

En el Este del Golfo de México. Las corrientes oceánicas son dominadas por la moderna corriente de Lazo (Nowlin, 1971), por análisis de imágenes satelitales de alta resolución radiométrica (AVHRR). La corriente de Lazo (Figura 28) entra al Golfo de México por el Estrecho de Yucatán como corriente de Yucatán, los flujos son destrales hacia el este del Golfo, como la corriente de Lazo y continúa hacia el Estrecho de Florida, como corriente de Florida. Finalmente esta corriente se fusiona con la corriente de las Antillas para formar la Corriente del Golfo. La Corriente de Lazo también se propaga dentro de la parte central, norte y sur del Golfo de México, generándose las corrientes ciclónicas y anticiclónicas,

Cooper *et al.*, (1990) registran las velocidades de la corriente como altas, alrededor de unos 4 nudos (204 cm/seg.) a 100 m de profundidad, existiendo corrientes de reflujos que son desprendidas de la corriente de Lazo. La medición de la corriente por medio de fotografías de rizaduras de corrientes de fondo, registros de alta resolución sísmica y registros de sonar, indican que la **Corriente de Lazo** ha tenido influencia sobre el piso del mar en los últimos periodos de tiempo (Bouma, 1972), ésta es quizá la más convincente evidencia en la demostración de la existencia de alta energía de las corrientes de fondo del Golfo de México, computados los flujos geostroficados de las velocidades de la Corriente de Lazo, estas varían de 100 cm/seg en la superficie del mar, a mayor profundidad 25 cm / seg a 500 m de profundidad (Nowlin, 1972). La medida del flujo de velocidades usando un corrientómetro se realizó a la profundidad de 3286 m, midiéndose velocidades de más de 19 cm/seg. Estas corrientes son capaces de re TRABAJAR arenas de grano fino. Fotografías de rizaduras de corrientes de fondo compuestas de arenas a la profundidad de 3091 m (Alaminos Cruise 69-A-13, st. 35) son una indicación de las corrientes de fondo, actividad que existe hoy en día en el Golfo de México.

VI.2 Procesos hidrodinámicos marinos que gobiernan la distribución de los sedimentos en la plataforma continental

El movimiento de las corrientes litorales hacia el occidente a lo largo de la costa, es claramente indicado por los cambios de tonalidad de las aguas debido a los sedimentos suspendidos que son descargados en las aguas marinas del Golfo (Figuras 22); se observa que masas de agua con cantidades considerables de material arcilloso en suspensión, fluyen a través del canal del Carmen y su flexión, hacia el oeste, demuestra indudablemente la dirección en la que son transportadas dichos sedimentos finos, así como el alcance de su distribución sobre la parte inferior de la plataforma continental.

El arreglo y distribución de las mega turbulencias que se observan en la costa al oriente del canal de Puerto Real, sugieren que el resultado del transporte litoral de materiales biógenos en la zona de la rompiente, es hacia el poniente (Phleger y Ayala-Castañares, 1971).

En la salida de campo se observó en el extremo occidental de la Isla del Carmen crecimiento hacia la plataforma como resultado de la formación de "bermas". Estas son depósitos de sedimentos provenientes de las porciones del perfil de una playa en constante crecimiento hacia el mar abierto y sirven de base para el desarrollo de los cordones de playa (Lámina II, fotos 1 y 2).

En la parte de la planicie costera se han desarrollado dos grandes deltas; asociados con los ríos Usumacinta y Grijalva (Figura 30), además la reentrante de la costa que se extiende casi 70 Km. a lo largo de la parte occidental del canal del Carmen se ha desarrollado mediante la construcción de un sistema de cordones de playa.

En la península de Yucatán la costa es de carácter secundario, debido al concurso de los agentes marinos. La acción del oleaje y de las corrientes litorales han conformado cordones de playas, islas, barreras y espigones triangulares. Las estructuras arrecifales están profundamente distribuidas en la plataforma, presentando una topografía cárstica y dado que este desarrollo se da en condiciones subaéreas, es necesario considerar un estadio del nivel del mar inferior al actual, los procesos sedimentarios guardan íntima relación con las fluctuaciones glacio-eustáticas del nivel



Figura 30. Terrazas del Pleistoceno y desarrollo de las planicies fluvio-deltáicas de los sistemas Mezcalapa-Tonalá y Grijalva-Usumacinta, del Sureste de México, (después de Psuty, 1966).

del mar y con los regímenes meteorológicos e hidrodinámicos. En el área de estudio, el factor energético que controla la distribución de los sedimentos sobre la plataforma es el oleaje, con dirección noroeste-sureste, así como por las tormentas invernales. Las corrientes oceánicas asociadas al viento, causan la remoción de los sedimentos de la plataforma y en condiciones de tormenta, la zona de disturbio puede comprender la totalidad de la plataforma. Las corrientes originadas por las mareas causan turbulencias y agitación del agua.

Masas de agua oceánica que se desplazaban hacia el norte y noroeste fueron determinadas en la porción oriental del área; ese movimiento bien pudo provocar divergencias del agua costera de alta salinidad. Frente a la boca oriental de la Laguna de Términos a 15 m. de profundidad, y en el área de influencia de los ríos Grijalva y San Pedro-San Pablo, se observaron masas de agua hipersalina que se desplazaban hacia el noroeste.

En la plataforma continental, el oleaje, los vientos y las corrientes marinas son capaces de remover la fracción fina de los materiales depositados en las superficies y transportarlos en suspensión, hacia las zonas de baja energía donde son nuevamente redepositados. La distribución de sedimentos en la plataforma, es predominantemente de materiales de grano fino, arcilloso, limo-arcillosos y limo-arenoso; en cantidades subordinadas por gravas finas, arenas y limos. La mayoría de los sedimentos son mezclas de dos o más componentes y las curvas de frecuencia respectivas, son polimodales (Ayala-Castañares y Gutiérrez Estrada, 1990).

Los frecuentes cambios de facies texturales, formando lentes esporádicos, espigones y bandas angostas, son el resultado del ambiente de depósito durante: 1) la última edad glacial, cuando la plataforma marina actual, fue una llanura expuesta a la erosión subaérea; 2) la transgresión post-glacial de final del Wisconsiniano-Holoceno; y 3) en la actualidad, cuando por la acción del oleaje y de las corrientes marinas, especialmente durante las perturbaciones meteorológicas, que muestran la remoción y mezcla de los materiales en reposo. Los sedimentos limo-arcilloso tienen una amplia

distribución, especialmente hacia las zonas más profundas de la plataforma y están alojadas también como pequeños lentes someros, inmediatos a las desembocaduras fluviales o lagunas. Su dispersión en la plataforma continental guarda semejanza con la descrita por Mazullo y Peterson (1989) para los limos acumulados en el norte del Golfo de México

La transición sedimentaria, entre las provincias fisiográficas de la Bahía de Campeche y Banco de Campeche, definida en términos de la textura y contenido porcentual de carbonatos y carbono orgánico de los sedimentos superficiales de la plataforma continental, se extiende a lo largo de una zona de mezcla de 40 km. de amplitud aproximada, dispuesta desde las inmediaciones de ciudad del Carmen y orientada sensiblemente hacia el norte, con desarrollo cóncavo al este, debido a la acción de la corriente marina procedente de Yucatán.

El aporte de sedimentos terrígenos hacia el suroeste del Golfo de México es considerable y parece superar al transporte marino hacia el oeste, de los materiales carbonatados procedentes del banco calcáreo de Campeche, los cuales están relacionados con las corrientes marinas apreciablemente internas y competentes para erosionar el fondo marino, como ha sido descrito por Aguayo *et al.*, (2001).

VI.3 Sistemas fluvio-deltáicos, costeros marinos y sus facies sedimentarias

La planicie costera mexicana observada en las imágenes de satélite contiene pocos sectores geológicamente grandes de sedimentación reciente. La más extensiva de éstas se encuentran a lo largo de la costa del Golfo, e incluye la planicie costera asociada con las planicies de inundación de Río Bravo, el Río Papaloapan y los ríos Mezcalapa y Usumacinta, que provienen de un extensa área de planicie fluvial reciente y una amplia planicie costera continental. Esta extensa planicie costera localizada en la porción sureste de México a lo largo del Golfo de Campeche, está situada entre colinas bajas del sureste de Veracruz y el levantamiento más al suroeste, de las calizas de la plataforma de la Península de Yucatán. La planicie

costera situada en las tierras bajas del Estado de Tabasco, tiene una amplitud de alrededor de 360 Km., extendiéndose tierra adentro, cuando más a unos 130 Km., en el límite sur de la planicie aluvial reciente de Tabasco, terminando como una terraza depositacional del Pleistoceno (Figura 30).

Numerosos ríos cruzan a través de la planicie costera, acarreando sedimentos de las tierras altas de Chiapas y Guatemala; canales activos y abandonados se encuentran en las tierras bajas; en la planicie fluvial existen; pantanos, ciénagas y marismas y muchos de los canales de los ríos o en alguna porción del río Usumacinta, están en la misma red fluvial. La mayor cantidad de agua es canalizada hacia la costa pero previamente alimenta algunos distributarios como el río San Pedro-San Pablo, localizados 27 Km. hacia el este del río Grijalva (Psuty, 1966), (Figura 30).

Otros dos sistemas de drenaje fluvial existen en el Estado de Tabasco: en el extremo oeste la planicie de inundación es drenada por el río Tonalá y sus tributarios la cantidad de agua remanente ocupa una pequeña pero distintiva posición, entre el frente del río Mezcalapa con el Usumacinta. Sin embargo, esta agua no descarga directamente dentro del Golfo, pero es derivada por una conexión entre los ríos Mezcalapa y Grijalva, 50 ó 90 Km. tierra adentro, antes de llegar al Golfo de México.

Tres áreas distintas de tierras aluviales constituyen las tierras bajas de Tabasco (Figura 30): 1) El área más hacia el sur compuesta de sedimentos del Pleistoceno y más antiguos, 2) Dentro del área central los sedimentos fluviales recientes prevalecen y dos grandes deltas arqueados están asociados con el río Mezcalapa y el río Usumacinta, extendiéndose muchos de los distributarios sobre esta zona hacia la costa, aprovechando el canal activo común del río Grijalva que descarga hacia el Golfo de México; además, un flanco elongado del complejo deltáico pantanoso que se extiende alrededor de 30 Km., desarrollándose hacia el lado este del delta del río Mezcalapa, debido a que en 1932 se rompió el canal principal del río Mezcalapa por desbordamiento del mismo (Figura 30), dando lugar a que el pantano lentamente se transformó en un amplio sistema de canales trenzados. A lado de las tierras fluviales,

varias terrazas formadas por sedimentos anteriores sobresalen de la planicie reciente. 3) El área más hacia el norte, consiste en dunas costeras de arena y de bermas y cordones litorales. Las dunas de arena constituyen la mayor parte de la porción oeste de esta zona, los bordes de playa comprenden la parte más ancha en la porción al este, alcanzando hasta 25 Km. de ancho (Psuty *op cit.*).

El sistema de cordones litorales se desarrolla en asociación con las bocas de los deltas distributarios. Cerca de los canales activos la sedimentación costera produce progradación y con el desarrollo de cordones de playas; sin embargo, como los sitios distributarios cambian, las áreas de progradación costera también cambian. El abandono de un canal distributario comúnmente resulta por la erosión marina de la playa adjunta y truncamiento del borde principal de la boca del río. Subsecuentemente la progradación costera más potente preserva el registro de distributarios abandonados, creando nuevos cordones litorales, paralelamente y transversalmente a los anteriores sistemas.

La variabilidad en los rangos de descarga de sedimentos también afecta la progradación general o tendencias de retrogradación de la costa. El desbordamiento del río Mezcalapa en 1932 (Figura 30), alteró la sedimentación costera considerablemente, descargando a través de su mayor gradiente hidráulico de desbordamiento, alrededor del 75 % del flujo dentro del pantano. Esta retención de los depósitos en el pantano, resultan en una deficiente sedimentación costera con la consecuente retrogradación que caracteriza a las costas tabasqueñas.

En el pasado se formaron cordones litorales desarrollando la construcción que se observa, acompañándose los deltas de los ríos Mezcalapa y Usumacinta. La elevación de los cordones litorales y su relación fluvial topográfica inmediatamente sugiere que todo el complejo costero se originó durante una etapa estable del nivel del mar que llegó a ser efectiva hace alrededor de 35,000 años (Putsy, 1965).

La distribución de los cordones litorales topográficamente adyacentes al río Grijalva, y San Pedro-San Pablo, alcanzan una extensión de aproximadamente 45 Km. de longitud (Aguayo *et al.*, 1999); esta amplia secuencia incluye tres distintos sistemas de cordones litorales (Figura 31). Cordones (A), los sistemas más antiguos detectados en la cuenca, fueron probablemente asociados con un río principal que drenaba la cuenca central y fueron construidos cuando los ríos Mezcalapa y Usumacinta separaron sus deltas. Cordones (B) el sistema de cordones de playa formados cuando la sedimentación del río Usumacinta fue dominante, y el río distributivo San Pedro-San Pablo fue el punto con mayor aporte de sedimentos. Este sistema previamente llegaba a mayor distancia hacia el golfo, pero la proyección de los bordes de playas, cerca de la boca del río fueron removidos por sucesiva erosión marina (Figura 32) El tercer sistema de cordones de playa (C), está asociado con el río Grijalva. La creación del sistema de cordones del Grijalva puede reflejar la unificación de la descarga de los ríos Usumacinta y Mezcalapa a través de esta salida principal.

En el trabajo de Aguayo *et al.* (1999) sobre la geodinámica holocénica y Reciente del sistema fluvio-deltaico Grijalva-Usumacinta, se definieron mejor la extensión de los cordones litorales y se situaron cronoestratigráficamente durante la progradación fluvio-deltaica holocénica y su relación con los movimientos tectónicos de bloques a lo largo de las fallas transcurrentes; se colectaron selectivamente de acuerdo a su estado de preservación, sedimentos y conchas de moluscos para su análisis textural y mineral y para determinaciones radiométricas respectivas. En las conchas de moluscos bien preservadas se determinaron edades radiométricas por el método de carbono radioactivo, identificándose siete eventos sedimentarios mayores representados de los más antiguos a los más recientes por las letras de la A a la G; determinándose las edades mínimas para cada uno de los eventos, los cuales fueron los siguientes: cordones: A (5,600 años), B (3,200 y 3,150 años), C (2,400, 2,250 y 2,150 años), D (1,850 años), E (650 años), F(>200 años) y G (<200 años) (Figura 31).

El la truncamiento de los bordes de playa del río San Pedro-San Pablo paralelos a la línea de costa, cerca de la desembocadura y además a lo largo del canal, el escape

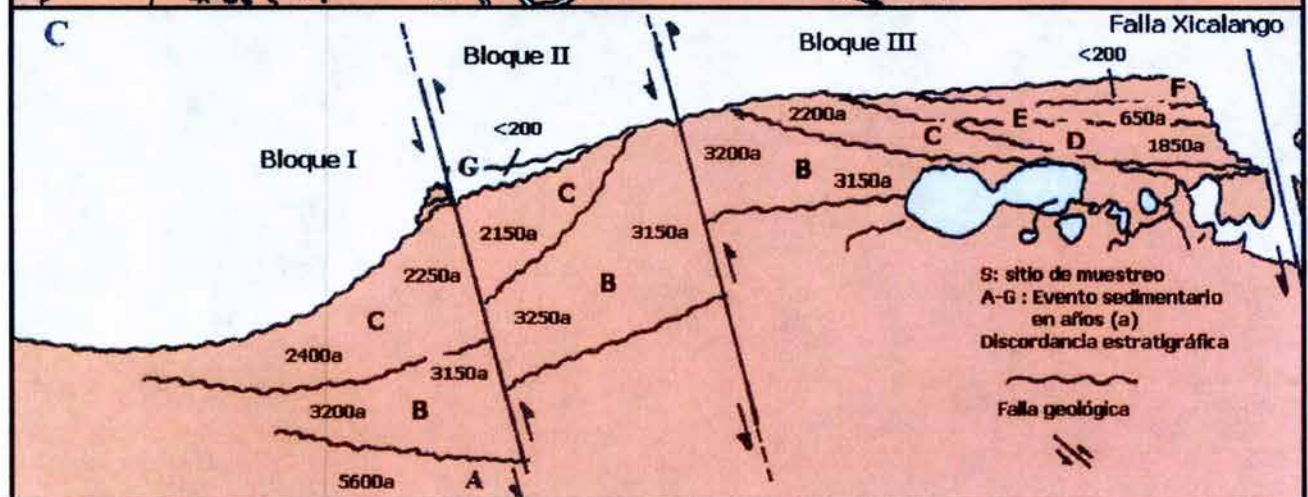
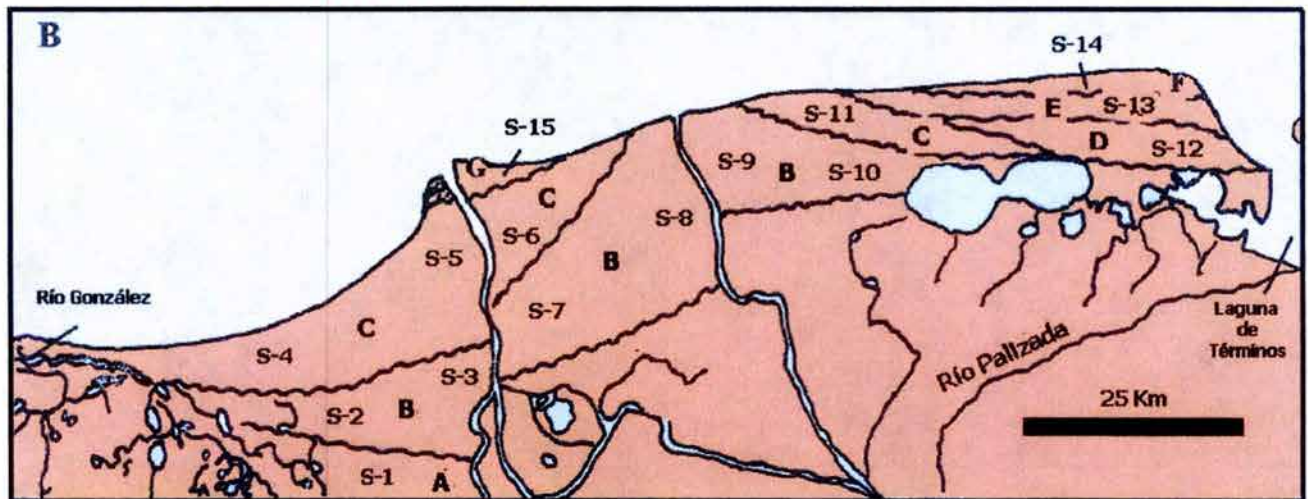
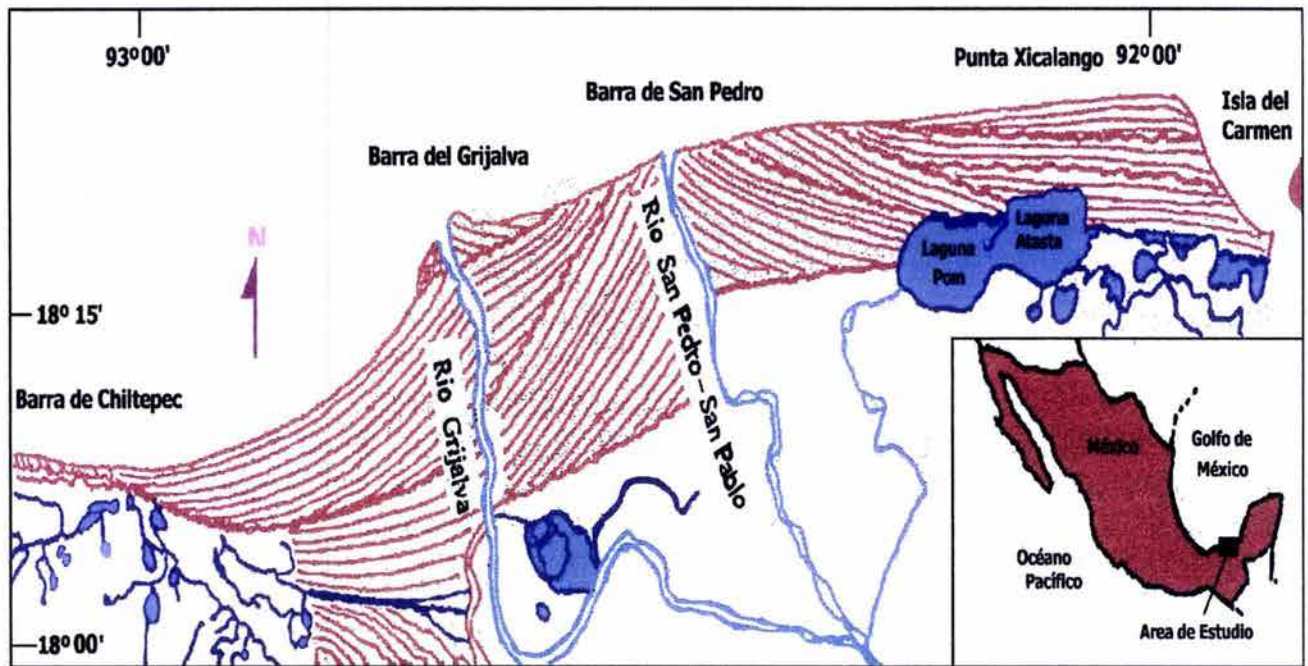


Figura 31. Neotectonismo y sedimentación del sistema fluvio-deltaico Grijalva-Usumacinta, en el Sureste de México (después de Aguayo et al., 1999).

del flujo y la vegetación de manglares están extendidas hacia los lados del canal del río. También la inundación del río se desparrama sobre los bordes naturales bajos y las olas y corrientes de flujo del golfo introducen sedimentos de grano fino hacia la planicie fluvial dentro de la porción topográfica más baja. La combinación particular de lodos y manglar han estado contribuyendo a la acumulación de arcillas sobre las arenas en la base de esos lugares. Por lo tanto, los patrones de cordones en esa área, son oblicuos a la línea de costa, (Figura 32) y el retroceso costero localmente expone depósitos de lodo orgánico y arenas de playa.

Para tener una estimación de la velocidad de progradación de los cordones litorales, se consideró la secuencia, cuya extensión horizontal es la más amplia como es el caso del Bloque I, con 33 Km. de extensión desde el litoral hasta el interior de la llanura costera (Figura 31-C). Considerando la edad del evento sedimentario más antiguo al actual evento A con 5,600, la velocidad mínima de progradación calculada fue a razón de 6 m/año. Si se considera la edad mínima del evento sedimentario (C) 2,250 años en este mismo bloque I, la velocidad de progradación sería la razón entre la extensión horizontal de los eventos (A y C) de 33 Km. y la diferencia de tiempo entre los mismos, 3,350 años, por lo que la velocidad mínima progradante sería de 10 m/año. No es posible conocer con exactitud que tanto se ha erosionado el frente del complejo deltáico desde su depósito, por lo que el rango mínimo progradante estimado sería de 6 a 10 m/año.

Para estimar el tiempo relativo en que ocurrieron los desplazamientos tectónicos de los bloques II y III (Figura 31-C), hacia el noroeste, exponiendo los frentes del complejo fluvio-deltaico a la acción erosiva costera, al mismo tiempo que el extremo oriental del bloque III se desplazaba en sentido opuesto, hacia el sureste a lo largo de la falla Xicalango, interpretándose que el evento (D) 1,850 años, en punta Xicalango, por su posición estratigráfica, estructural y geográfica representa las primeras pulsaciones de los desplazamientos de los bloques tectónicos hacia el noroeste, siendo la velocidad de desplazamiento tectónico a razón de 4 m por año, tomando en

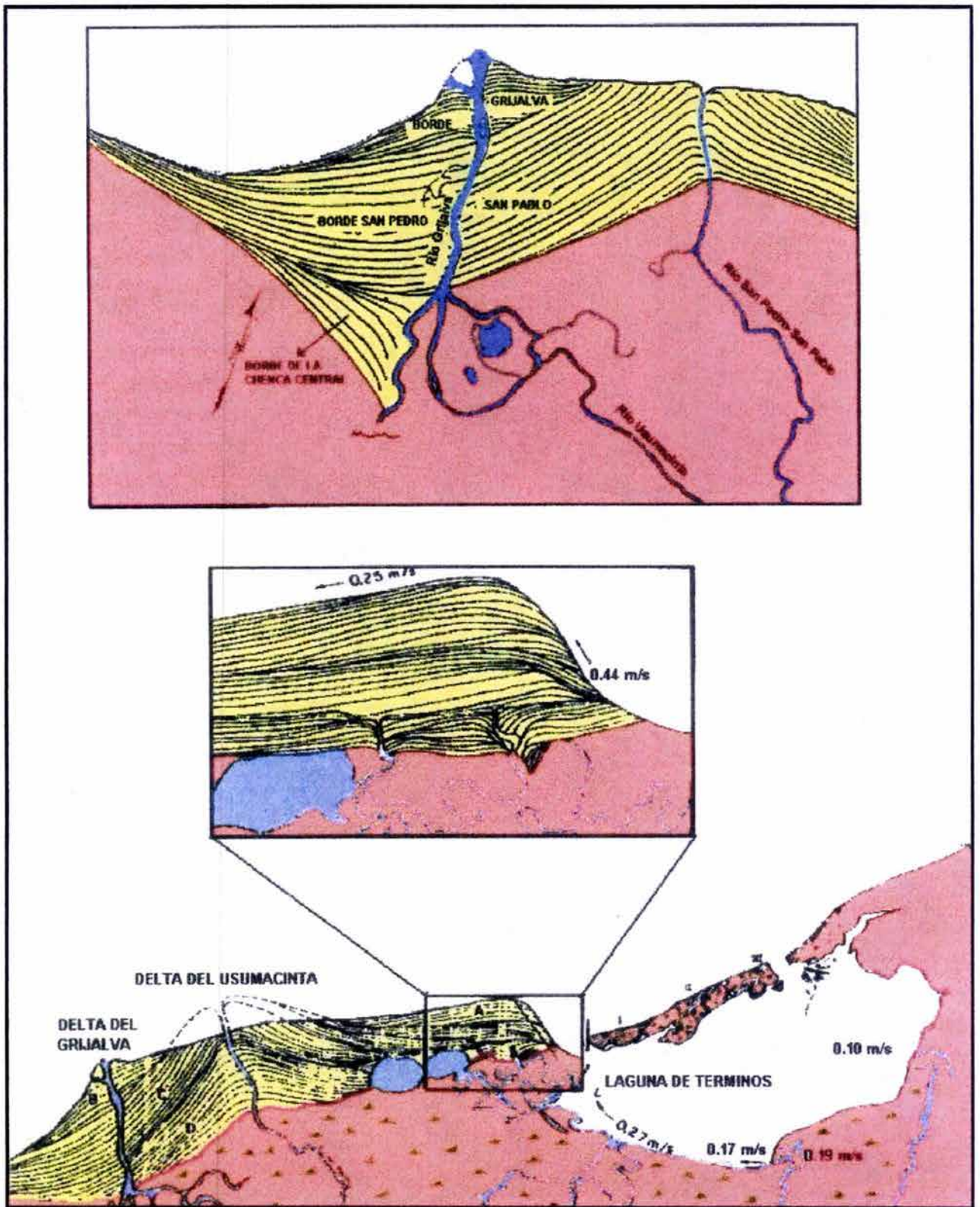


Figura 32. Lineamientos de los cordones de playa, algunos de éstos (c) han sido truncados por la erosión marina y otros más modernos (A) y (B) se han desarrollado por el abundante aporte de sedimentos, la velocidad y dirección de las corrientes a lo largo de la costa, están indicados por las flechas (después de Yañez y Correa, 1971).

cuenta la relación del desplazamiento entre los bloques de 7.5 km y la edad mínima de depósito del evento (D) de 1,850 años.

En relación a la etapa sedimentaria actual en la que se encuentra el Sistema Grijalva-Usumacinta y de acuerdo a lo reportado en décadas anteriores por otros autores (Putsy, 1966), existen claras evidencias de los procesos de erosión que están ocurriendo en el frente deltáico, debido a que la llanura costera está en una etapa de retrogradación, por insuficiencia en el aporte de sedimentos arenosos de corto plazo Cruz-Ábrego (1990), en su contribución sobre el estudio de los abanicos costeros de los ríos mayores del Golfo de México, refiere que en el caso particular de los ríos Grijalva-Usumacinta y San Pedro-San Pablo, el fondo marino próximo a las desembocaduras, es lodoso. Aún cuando en la desembocadura de los ríos hay formación de barras de arenas, el volumen de sedimentos arenosos no es suficiente para progradar los frentes deltáicos hacia el Golfo (Figura 26).

Los cordones de playa en la zona litoral de Tabasco son el producto del exceso de sedimentos llevados a la costa por los ríos, que son depositados en el verano, y retrabajados por frecuentes tormentas en el invierno. Un cordón deposicional es formado cuando el oleaje y las tormentas erosionan parte de la zona de línea de costa y depositan algunos sedimentos hacia tierra adentro de la porción de influencia del oleaje; los depósitos de lavado más tarde se transforman a barras dentro de cordones litorales.

Las dimensiones de los cordones de playa son variables y reflejan el aporte de sedimentos, rango de progradación, frecuencia y severidad de las tormentas. Los sedimentos estratificados demuestran el carácter construccional de los cordones litorales, la formación específica de los cordones en la planicie costera de Tabasco es limitada en su amplitud, sin embargo, el uso de la estratificación adiciona otra dimensión al entendimiento del desarrollo secuencial de los cordones litorales, ciertamente esos cordones representan recurrentes agentes formacionales. Los sedimentos pueden ser transportados por viento o agua y pueden recibir remoción a

través de tormentas, mareas o corrientes a lo largo de la línea de costa, pero su acumulación es intermitente.

VI.4 Sistemas fluvio-deltáicos de la Región Sureste

Los sistemas fluviales que drenan la vertiente del Golfo de México en los estados de Tabasco y Campeche y sur de Veracruz aportan sedimentos terrígenos de granulometría variada y procedentes de la llanura costera continental, que esta constituida por depósitos de aluvión, médanos y terrazas marinas cenozoicas y de la zona montañosa formada por rocas ígneas del Cenozoico Superior, sedimentarias del Mesozoico, Cenozoico y rocas metamórficas del Paleozoico (Carta Geológica de la República Mexicana, 1992). El sistema hidrográfico más importante en la región es el de los ríos Mezcalapa, Grijalva y Usumacinta, cuya descarga fluvial es la más importante de América del Norte, después del Mississippi (Yañez-Aracibia y Sánchez-Gil, 1988). Seguido por los correspondientes ríos Tonalá, San Pedro-San Pablo, Chumpán, Candelaria y Champotón.

VI.4.1 Ríos Mezcalapa y Grijalva-Usumacinta

Los ríos Grijalva y Usumacinta constituyen una amplia red fluvial que ha formado en su desembocadura una llanura deltaica; esos ríos se originan en la serranía del alto Cuchumatanes en Guatemala y se ha considerado que el avenimiento de esta red comprende el 90 % de la superficie de Tabasco y gran parte de Campeche y Chiapas.

El río Usumacinta y sus tributarios, constituyen el sistema más grande de ríos que influyen en el área, drenando casi 60,000 km.² a partir de las partes montañosas entre Chiapas y Guatemala, el río Grijalva es otro de los grandes sistemas que drena casi 50,000 km.² El Usumacinta descarga en el Golfo principalmente a través del río Grijalva pero tiene al mismo tiempo otros dos tributarios que son el río Palizada que descarga en la laguna de Términos, a través del estero de Boca Chica y el río San Pedro-San Pablo, que es el único ramal que descarga directamente en el golfo. La

mayor cantidad de sedimentos terrígenos finos son descargados después de la temporada de lluvias (fines de septiembre y principios de octubre); cuando los ríos han crecido hasta su nivel más alto. En Mayo es cuando se nota una época de menor aporte sedimentario, durante las épocas de estiaje.

En la planicie costera investigada, se han desarrollado dos grandes deltas arqueados, formados por cordones litorales asociados con los ríos Usumacinta (C) y Grijalva (B) (Figura 32). Además la reentrante en la costa (A) se extiende casi 70 Km. a lo largo de la parte occidental del canal del Carmen y se ha desarrollado mediante la construcción de un sistema de cordones de playa.

La sedimentación a lo largo de la costa produce progradación, conduciendo el desarrollo y la formación de los cordones litorales de playa, pero conforme cambia la posición de los diferentes canales del río, algunos sistemas son erosionados y otros son construidos cerca de la nueva fuente de los sedimentos, a lo largo de las construcciones antiguas.

En el pasado, la formación de los cordones litorales dio origen al desarrollo de los deltas de los ríos Grijalva y Usumacinta. La extensa zona de cordones relacionada con el río Grijalva, incluye dos sistemas de cordones distintos (Figura 32); el sistema más antiguo (C), que estuvo probablemente relacionado con el Usumacinta cuando un suministro de sedimentos fue aportado a través de su ramal principal, el río San Pedro-San Pablo. El sistema (C) se extendía previamente hacia el mar como se indica con líneas punteadas (Figura 32). La proyección marina de este sistema de bordes cerca de la desembocadura del río San Pedro-San Pablo, ha sido truncada por la erosión marina. El nuevo sistema se encuentra relacionado con el Río Grijalva y se desarrolló después que las descargas de los ríos Grijalva y Usumacinta se unificaron (Yañez y Correa, 1971).

Los resultados de los estudios indican que el sistema de cordones de playa obtuvo su máxima progradación marina durante la época en la que el canal de río San Pedro-

San Pablo, fue la principal fuente de aporte de sedimentos y que trajo como consecuencia el desarrollo de la parte frontal deltaica del Usumacinta, hasta la zona marcada por las líneas punteadas observadas en la (Figura 32).

La proyección frontal deltáica fue posteriormente truncada por erosión marina, a partir de la declinación del río San Pedro, como principal fuente de aporte de sedimentos. Los cambios laterales del curso de los tributarios del Usumacinta, pueden atribuirse a una compactación de depósitos deltáicos más antiguos, tales como los que aparecen como un pantano alargado, a unos 50 ó 60 Kms. tierra adentro, cuya zona se localiza detrás del actual curso seguido por los tributarios del Usumacinta, que corren hacia el oeste para unirse con el Grijalva y hacia el oriente, para unirse con el curso del río Palizada. Una continua subsidencia de esta zona podría alargar el área de la laguna de Términos hacia el poniente.

Después de la última migración lateral del Usumacinta, el sistema más moderno de cordones de playa (Figura 32), se dispersó hacia el poniente del canal del Carmen y simultáneamente hacia ambos lados del curso del Grijalva. Dichas áreas de progradación costera (A y B), junto con la erosión marina del delta arqueado del Usumacinta, ha modificado la costa, alineándola a lo largo de la reentrante, entre el río Grijalva y el canal del Carmen (Yañez y Correa op cit.).

VI.4.2 Río San Pedro-San Pablo

Este río es un afluente del Usumacinta; descarga hacia el Golfo de México formando una amplia llanura aluvial y la barrera del mismo nombre; ha formado un sistema estuarino que incluye el río Palizada y a las lagunas situadas al oeste de la laguna de Términos.

A partir del cause del río San Pedro-San Pablo, los cordones litorales se diseminan hacia ambos lados mostrando un sistema mejor desarrollado hacia el oeste (Figura 31-C). A partir del canal del Carmen, los cordones de playa se diseminan únicamente

hacia el poniente, como consecuencia de las corrientes a lo largo de la costa y forman parte de la reentrada de planicie costera. El sistema de cordones de playa más antiguo (Figura 31-D), hacia el este del río San Pedro-San-Pablo está truncado por pantanos y lagunas someras como las de Pom y Atasta, lo que indica que esta zona es una depresión en la parte activa de los depósitos deltáicos. Dicha depresión, tiene conexión hidrológica, con la laguna de Términos.

El origen de la laguna de Términos esta relacionado con la construcción de la isla de barrera por cordones litorales (Isla del Carmen), la cual tiene acumulaciones marinas externas del material biogénico, que la constituye; además controla a la sedimentación costera (Phleger y Ayala, 1971).

Los principales rasgos topográficos de los depósitos sedimentarios en la plataforma continental interior, incluyen la reentrada de la planicie costera entre el río San Pedro-San Pablo y el canal del Carmen y su proyección bajo el agua; los canales de intermarea y deltas de intermarea y la suave batimetría de la plataforma de Campeche. Los ríos tienen una influencia directa en la sedimentación, tanto en la plataforma continental interior como en las lagunas. Los cambios estacionales de la descarga de los ríos, junto con las corrientes inducidas por vientos y mareas, originan la circulación peculiar de las masas de agua, tanto dentro de la laguna como a lo largo de la costa de mar abierto.

De acuerdo con Gutiérrez-Estrada (1977), el río Palizada probablemente constituía la única desembocadura del río Usumacinta en una época posterior a la última glaciación del Wisconsiniano. A partir de ese tiempo se inicia la formación del complejo deltáico de la planicie fluvial del reciente como producto de la migración de nuevos brazos hacia el oeste, alimentando inicialmente a las lagunas de Pom y Atasta, de lo cual queda como posible remanente, los ríos que actualmente drenan en ellas; esta migración continuó, dando origen al río San Pedro-San Pablo. En la actualidad, con su ramal más occidental, el Usumacinta ha alcanzado al Río Grijalva a la altura de la

población tres brazos, marcando el límite occidental de la migración y del plano fluvial reciente.

VI.4.3 Ríos Palizada, Chumpán y Candelaria

Estos tres ríos descargan en la laguna de Términos; el río Palizada en la porción occidental; el río Chumpán en la porción media que entra por la Boca Balchacab a través del estuario del mismo nombre, y el río Candelaria, que entra a través de la laguna de Panlau. La circulación de las masas de aguas es controlada por la relación del flujo, entre la descarga de los ríos, las mareas y los vientos, que desplazan las masas de agua hacia uno u otro lado de la laguna (Yañez-Arancibia et al, 1988).

El gran volumen de agua dulce descargada por los ríos Chumpán, Palizada y Candelaria, proporciona una relación del flujo superior al del prisma de mareas en el canal del Carmen, lo cual ayuda a mantener una circulación constante de la laguna hacia el mar. En el canal de Puerto Real, la circulación del agua es en ambas direcciones, dependiendo de las mareas que tienen una variación mayor de 0.5 m.; en general, sin embargo, el flujo occidental de las corrientes a lo largo de la costa, controla la circulación resultante de las aguas del golfo hacia la laguna a través de este canal.

El río Palizada se ha formado como un amplio sistema estuarino del río San Pedro-San Pablo. El río Palizada nace en la Sierra Madre de Chiapas y su cuenca de captación es pequeña. Esta corriente es afectada sensiblemente por la marea que en ocasiones se remonta por 35 Km. y es transmitida a las afluentes, este río erosiona rocas marinas y continentales del Paleozoico y Cenozoico.

El río Chumpán se origina en la llanura costera de la península de Yucatán y vierte su caudal en la Laguna de Términos a la que aporta sedimentos carbonatados de grano fino, procedentes de las rocas y de los sedimentos marinos y costeros del Pleistoceno y del Reciente.

El río Candelaria fluye hacia el extremo oriental de la laguna de Términos; su área de captación es aproximadamente de 7,700 Km², y la corriente se inicia en Guatemala erosionando rocas carbonatadas marinas, así como sedimentos marinos costeros del Pleistoceno al Reciente.

Hacia el límite oriental del área, está el río Champotón, cuyo cauce ha sido labrado en rocas marinas del Eoceno y en sedimentos del Cuaternario al Reciente, este río ha sido poco estudiado con detalle.

El río Palizada es el afluente más oriental del delta del río Usumacinta de gran caudal, aunque angosto, inicia su curso 7 km. aguas arriba de la población de Jomita, Tabasco, transcurriendo por terrenos aluviales y pantanosos; su porción terminal se bifurca en dos ramas y recibe el aporte de tres ríos secundarios. En dicha región se conjunta causas fluviales con la presencia de lagunas menores y deltas con influencia salina como parte integral del ecosistema costero, constituido por la Laguna de Términos y la región marina adyacente.

El río Chumpán, marca la frontera entre las dos provincias sedimentológicas más importantes del sur del Golfo de México; al oeste la provincia terrígena y al este la provincia carbonatada. El sistema Palizada se ubica dentro de la provincia terrígena y marca el límite oriental del plano fluvio-deltáico reciente, del río Usumacinta, por lo que los sedimentos son fundamentalmente fluviales. A su vez, el río Candelaria fluye dentro de la provincia carbonatada.

Diversos autores, tales como Phleger y Ayala-Castañares (*op. cit.*); Graham *et al.*, 1981 y Yañez-Arancibia, 1972, han disentido en el tema referente al volumen total de descarga fluvial a la Laguna de Términos y la importancia que tiene cada uno de los principales ríos que en ella drenan (Candelaria, Chumpán y Palizada). Estableciendo que el volumen total de descarga fluvial estimado es de 60,000,000,000 de m³ cada año, de los cuales se considera que el río Palizada contribuye con el 70%, el Candelaria con el 20% y el Chumpán con el 5%. Es importante señalar que los

volúmenes citados no consideran los aportes correspondientes a los ríos secundarios del sistema Palizada.

El sistema fluvial Usumacinta-Grijalva es el más caudaloso del país; en épocas geológicas pasadas, el río Palizada posiblemente constituía la única desembocadura del Usumacinta. A a partir de este punto y por migración lateral hacia el oeste, se inició la formación de la planicie deltáica del Reciente del Usumacinta, siendo el río Palizada parte integral del sistema y el límite oriental de la misma planicie. El cauce del Usumacinta-Palizada transporta gran cantidad de sólidos en suspensión; ello determina altas tasas de sedimentación dentro del sistema Palizada y consecuentemente, evidentes y dinámicos procesos geomorfológicos destacando la formación de deltas internos secuenciales.

La dinámica geomorfológica es tan intensa que ha sido posible detectar cambios significativos en un periodo de 20 años y a partir de ellos, se han propuesto posibles procesos de evolución pasada y futura. Los análisis correspondientes indican que en épocas pasadas, relativamente recientes, la influencia mareal fue mayor; ésta se ha ido reduciendo por procesos predominantemente fluviales.

VI.4.4 Identificación de las facies fluvio-deltaicas y costeras en el subsuelo

A principios del Mioceno y durante el Mioceno en el subsuelo del área, las facies fluvio-deltáicas y de línea de costa fueron depositadas hacia la porción sur del área de estudio, en las cuencas Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana, ya que para ese tiempo, la línea de costa se encontraba hacia la porción sur y sureste de donde se localiza actualmente, teniéndose el desarrollo de las secuencias deltáicas y de línea de costa hacia las estribaciones norte y noroeste de la Sierra de Chiapas y existiendo también, facies costeras en las márgenes de la península de Yucatán, siendo el desarrollo general de las facies siempre con tendencias progradantes hacia el Golfo de México.

Identificando la firma litológica de cada una de las facies por los análisis e interpretación de los registros geofísicos Rayos Gamma (RG); Potencial Espontáneo (SP), (Resistividades y Conductividad), en las columnas de los 8 pozos seleccionados y perforados en el área; **Bolontiku-1, Citam-1, Yum-1, Yabkaan-1, Xulum-1, Kinil-1, Yaxche-1 y Tabscob-1** (Figura 33), así como tomando en cuenta la información de las columnas geológicas de dichos pozos, se pudo determinar la existencia y posibles tendencias de la distribución regional de las facies sedimentarias fluvio-deltaicas del área en el subsuelo.

Las facies fluvio-deltaicas y costeras en el subsuelo, de acuerdo con la información analizada e interpretada de los 8 pozos perforados por Petróleos Mexicanos en la plataforma continental (Figura 33), fueron determinadas y situadas en tiempo y espacio en las columnas geológicas de 5 de los 8 pozos; en la forma siguiente:

En los pozos **Bolontuku-1, Citam-1, Yum-1, Yaabkan-1 y Yaxche-1**, durante los períodos del Plioceno Superior al Reciente, se identificaron las facies constituidas por; barras de barrera, lagunas costeras, cordones litorales, espigones, bancos arenosos y barras de frente deltaico; estos cuerpos arenosos en el pozo Bolontuku-1 tienen espesores que varían entre 5.0 y 12.0 metros y se encuentran interdigitados con cuerpos arcillo-arenosos y limo-arcillosos, y comprenden de la profundidad de 250 a 1000 m aproximadamente.

En el pozo **Citam-1**, los espesores de los cuerpos sedimentarios son variables y comprenden desde 5.0 hasta 20.0 m, presentándose desde la profundidad de 200 a 1025 m aproximadamente, encontrándose interdigitadas con secuencias arcillosas y limo-arcillosas.

En el pozo **Yum-1** los espesores de los cuerpos arenosos varían de 3.0 a 10.0 m y son identificados de la profundidad de 150 a 530 m (Figura 34 Prof. 350-450 m columna de registros geofísicos) del pozo.

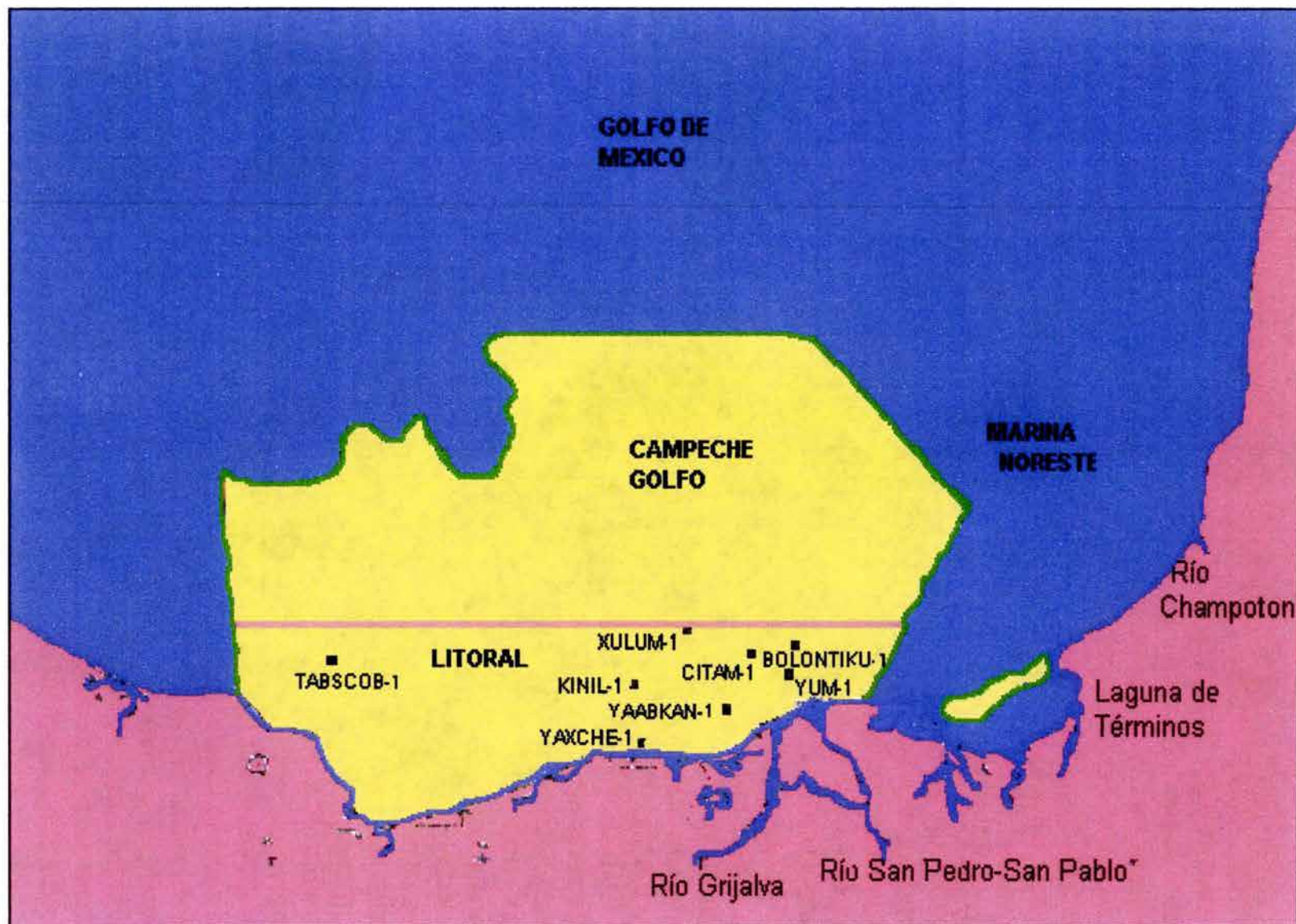


Figura 33. Plano de localización de los pozos perforados por Petróleos Mexicanos, en los cuales se enmarcan las facies del Neógeno al Reciente en el Suroeste del Golfo de México (División de la Sonda de Campeche por Pemex).

En el pozo Yabkaan-1, los cuerpos arenosos de las barras de barrera detectados en los registros geofísicos tienen espesores que varían desde 20.0 m a 15.0 m y de 5.0 a 10.0 m, los demás cuerpos sedimentarios; en la columna del pozo, se identificaron desde la profundidad de 500 a 1225 m., debiéndose prolongar más estos cuerpos hacia la cima, lo cuál no pudo observarse por no existir registros.

En el pozo **Yaxche-1**, las facies de los cuerpos arenosos de las facies son similares a las anteriores, los espesores de los estratos son variables y van desde los 3.0 hasta los 15.0 m, encontrándose ínterestratificados con secuencias arcillo-arenosas y limo-arcillosas; según los datos de las columnas geológicas de los pozos se identifica una secuencia potente que abarca de los 200 hasta los 1500 m, del Plioceno Superior al Reciente de sedimentos presentes en este sitio, principalmente arcillo-arenosos y limo-arcillosos, este fuerte espesor esta presente por el abundante aporte sedimentario del sistema deltáico del Río Mezcalapa y la fuerte subsidencia que ha estado afectando a esta zona (Camargo *et al.*, 1991).

Los sistemas deltáicos del sureste no construyeron deltas con dominio fluvial, hacia el interior de la plataforma continental y actualmente no los están construyendo debido a que los sedimentos que llegan por los sistemas fluviales son redistribuidos por las corrientes marinas litorales a lo largo de la línea de costa, formando cordones litorales, sistemas de barras, lagunas y espolones arenosos acunándose con las facies limo-arcillosas de la plataforma marina interna (Aguayo *et al.*, 1999).

VI.5 Sistemas de Plataforma Continental y sus facies sedimentarias

La Plataforma Continental es parte del piso marino, considerándose una extensión entre la línea de costa y el quiebre de la plataforma o la porción superior del talud continental; sin embargo, un análisis de las cartas batimétricas muestra que, tanto la posición del quiebre de la plataforma y el ancho de la misma, pueden variar. Las características morfológicas y sedimentarias de las plataformas también varían considerablemente, la superficie de la plataforma puede ser plana, o estar cubierta

Depósitos de línea de costa

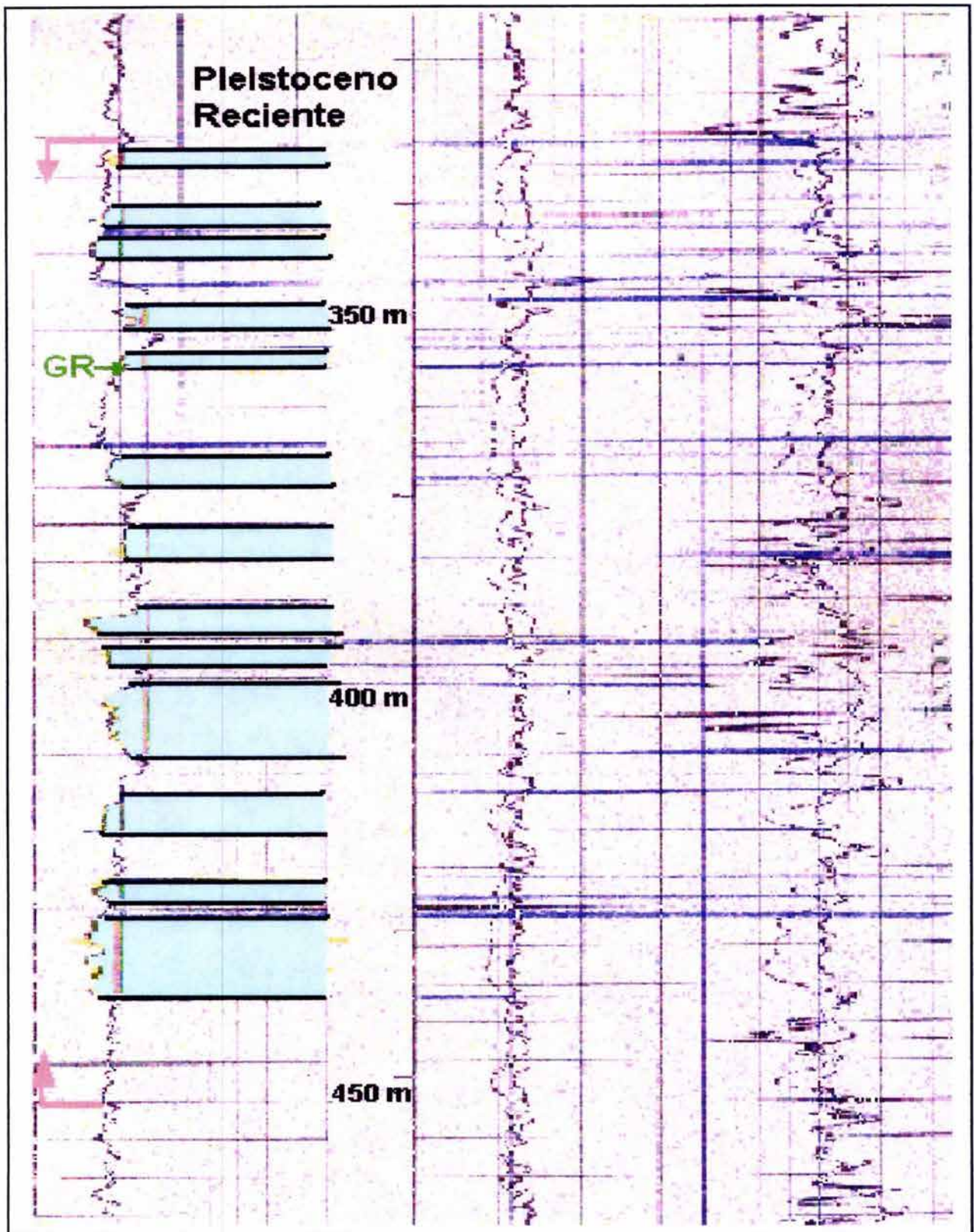


Figura 34. Cuerpos arenosos identificados como facies de línea de costa del Pleistoceno y Reciente; Barras, Cordones litorales y Lentes, cuyos espesores varían de 3.0 a 10.0 m (pozo Yum-1, profundidad 350 a 400 m).

por una variedad de formas como bancos, islas y callos cerca de la línea de costa o en el límite del quiebre costa-afuera. Las características sedimentarias cambian de un área a otra dependiendo de la fuerza del oleaje, las corrientes marinas, las condiciones climáticas o proximidad o lejanía de las fuentes de aporte.

La sedimentación en las plataformas continentales modernas, normalmente depende de interrelaciones complejas entre los factores tales como: la tectónica, fluctuaciones del nivel del mar, fuerza del oleaje diario y estacional y dinámica de corrientes, así como por eventos especiales atmosféricos, como tormentas y ciclones; lo anterior da como resultado, una mezcla de relictos y sedimentos modernos detríticos dentro de una variedad de micro medios ambientales, como una consecuencia en tiempo y espacio de organismos bénticos y otra variedad de comunidades siendo difícil la identificación de fósiles diagnósticos. (Galloway and Hobday, 1983)

El marco de la plataforma continental puede ser discutido con relación al cambio lateral de facies en un sentido deposicional o en un marco tectónico. Sin embargo los dos tipos de marcos están estrechamente interrelacionados con las estructuras sedimentarias primarias asociadas que les son características, siendo una de las principales herramientas en las determinaciones de las condiciones hidrodinámicas de los ambientes de depósito.

Las plataformas continentales, por lo general, contienen varias facies sedimentarias. En primer lugar las plataformas modernas están limitadas hacia la tierra por varios sistemas costeros y hacia la cuenca, por el talud continental. Por otra parte, los depósitos relictos son comunes sobre muchas plataformas, durante bajos estadios del nivel del mar, varios ambientes continentales y costeros permanecen sobrepuestos en la superficie de la plataforma. Estos ambientes sedimentarios forman rasgos como lo son, las islas de barrera, valles de ríos y en algunas ocasiones, dunas por encima de algunos sedimentos de playa, durante las transgresiones del nivel del mar muchos de estos rasgos fueron abandonados, sumergidos y eventualmente incorporados dentro de la columna sedimentaria de la plataforma. Algunos de estos depósitos relictos

actualmente están siendo retrabajados por corrientes y oleaje, las facies que se encuentran dentro de estos depósitos, están reflejando a varios ambientes de depósito.

VI.5.1 Plataforma Continental en la Región

La plataforma Continental en el suroeste del Golfo de México presenta una gran variedad de rasgos fisiográficos relacionados con su historia geológica comprendida desde el Jurásico hasta el Reciente. En la superficie de la plataforma continental de la Bahía y del Banco de Campeche hay varias ondulaciones indicadas por la batimetría local (Mapa 2); estos rasgos morfológicos fueron identificados y relacionados con la naturaleza de los sedimentos que los constituyen (Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990 y Aguayo *et al.*, 2001) asimismo, existen arrecifes fósiles y terrazas submarinas situadas a varias profundidades.

Hacia el extremo sur de la Bahía de Campeche el aporte de sedimentos procede principalmente de los sistemas del río Grijalva-Usumacinta, habiéndose acrecentado sobre la plataforma continental una llanura deltáica submarina de amplitud moderada y sensiblemente cóncava, desde el litoral hasta los 80 m de profundidad, donde la pendiente se inflexiona y acentúa conforme se incrementa la profundidad; la profundidad general de la superficie deltáica es convexa. Frente a la barra de Santa Ana el extremo exterior de la plataforma se localiza a 130 m de profundidad y a 46 Km. del litoral. El gradiente del piso marino es moderado y varía desde 1:140 frente a la barra de Santa Ana hasta 1.420 en la Punta Xicalango (Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990).

De ondulaciones deltáicas submarinas identificadas en la superficie, destacan las dispuestas a profundidades de 18, 36, 70 y 90 m; es interesante la presencia de crecimientos arrécales, a profundidades de 35 a 70 y de 80 a 90 m cuyo relieve varía de tabular a pináculos de 7.0 o más metros de altura. Las terrazas submarinas están relacionadas a las comunidades arrecifales, en especial las cercanas al talud

continental. Características morfológicas notables en el fondo, son un valle submarino situado a profundidades de 30 a 100 m, frente al río San Pedro-San Pablo y varios remanentes de cauces fluviales localizados entre los 10 y 40 m de profundidad frente a una antigua boca del río González.

En el Banco de Campeche, la plataforma continental es amplia, con 160 Km. de amplitud promedio y gradiente aproximado de 1:580, hasta el borde superior del talud continental que se encuentra a 130 m de profundidad. La superficie de la plataforma tiene características morfológicas similares a las identificadas en la llanura deltáica submarina de la Bahía de Campeche; existen ondulaciones a los 36, 60, 85 y 90 m de profundidad asociados a terrazas submarinas y arrecifes fósiles de menor relieve que los observados en la Bahía. El desarrollo de los arrecifes fósiles encontrados en profundidades hasta de 100 m, con altura aproximada de 4.0 m, limitan con una terraza submarina de relieve llano (Ayala-Castañares y Gutiérrez- Estrada1990).

La costa de Tabasco es de naturaleza plana, formada por amplias llanuras fluviales, debido a la actividad de los ríos que drenan hacia la vertiente del Golfo y ha sido conformada por procesos marinos y glacio-eustáticos. De acuerdo con el criterio tectónico y morfológico sugerido por Inman y Nordstrom (1971) puede ser considerada como mares marginales. La llanura costera es amplia y de pendiente moderada con lomeríos de relieve bajo, labrados en sedimentos del Mioceno.

Hacia el este de Punta Zacatal la costa es de carácter secundario, asociada a procesos marinos de depósito y construcción orgánica; la cantidad de carbonato de calcio se incrementa apreciablemente (Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990) permitiendo delimitar en esta área, el extremo occidental de la Península de Yucatán.

Esta península y su plataforma continental adyacente son de topografía Kárstica con frecuentes dolinas, el drenaje superficial es incipiente y la circulación de las aguas continentales es subterránea a través de canales de disolución. Según Price (1954) la costa entre Champotón y Campeche parece corresponder con el bloque elevado de

una falla. En general, la costa se considera de origen biogénico, ya que desde el Terciario se han depositado sedimentos orgánicos calcáreos que presentan diversas características sedimentológicas.

La Sonda de Campeche se define desde el extremo oriental de la plataforma continental de Campeche, frente a la desembocadura de los grandes sistemas fluviales Grijalva y Usumacinta y la Laguna de Términos, hasta la plataforma de Yucatán. Este sistema es amplio y su plataforma se extiende significativamente alcanzando hasta 150 Km., que se modifica conforme se incrementa la profundidad, pero en general, la superficie es convexa, configurándose un área de aproximadamente de 90 000 Km². En ella se destaca la influencia del sistema Grijalva-Usumacinta en el extremo occidental. Mancilla y Vargas (1980), observan que a través de la boca del Carmen en la Laguna de Términos se produce el flujo neto de la laguna hacia la plataforma continental y Emilsson (1976) encuentra que en el sur del Golfo de México, la dirección e intensidad de la circulación litoral cambia estacionalmente; Es decir, la dimensión de las aguas neríticas propias de la zona costera litoral, la fisiografía costera y las corrientes litorales, contribuyen a la complejidad ambiental y caracterizan hidrológicamente a la plataforma presentándose variaciones estacionales.

La transición de las provincias sedimentarias del Golfo de México también es determinante en la dinámica ambiental de la Sonda de Campeche; la de materiales terrígenos al occidente, mantenida por la descarga del sistema Grijalva-Usumacinta y Coatzacoalcos y, la Laguna de Términos, y la de sedimentos calcáreos al oriente, cuya fuente principal es la plataforma carbonatada de Yucatán. Esta característica provoca diferencias ambientales muy evidentes, el contenido de materia orgánica es más abundante en la zona limo-arcillosa y el porcentaje de carbonato de calcio es mayor en los sedimentos más gruesos, lo cual tienen relación con la turbidez y transparencia de las aguas marino-costeras y los niveles de producción primaria en la columna de agua, entre otros.

Información más reciente sobre la Sonda de Campeche, define que las características ambientales con mayor implicación ecológica en esta región dependen de la circulación litoral y la descarga de los ríos, además de la transición de materiales terrígenos y sedimentos calcáreos, presentándose variaciones reguladas por la meteorología, climatología y oceanografía locales (Yañez-Arancibia y Sánchez-Gil, 1986). La dirección e intensidad de circulación costera en esta región, cambia estacionalmente, sin embargo, no se presenta una variación estacional en la temperatura y la radiación que recibe. En estas condiciones, se establece un gradiente fisicoquímico permanente de salinidad, pH, oxígeno disuelto y materia orgánica, evidente en dos regiones definidas que están muy relacionadas al aporte de aguas epicontinentales y estuarinas propias de la zona costera. Se observa que dependiendo de la época estacional existen variaciones internas en la afinidad ecológica de cada subsistema. Este comportamiento ambiental es cíclico y determina el patrón ambiental que rige la dinámica del ecosistema. Los resultados integrados a la información anterior y otras referencias selectas nos permiten confirmar lo siguiente:

1) que existen tres periodos estacionales en la región, lluvias de junio a octubre; nortes de octubre a febrero y estiaje de febrero a mayo; lo cual se reflejó en las condiciones biológicas y oceanográficas en la Sonda de Campeche; 2) a esta región le corresponden características muy especiales debido al intercambio de aguas oceánicas y costeras, además de la transición de sedimentos terrígenos y calcáreos del Golfo de México; 3) existe un fuerte gradiente de sedimentos tipo, limos-arcillas-arenas con contenido de carbonato de calcio de 10 a 90%, correlacionados con diferentes características físicas químicas de las aguas y de los fondos, como son la transparencia de las aguas que varían de 7 a 99% y el contenido de materia orgánica y el oxígeno disuelto; 4) el pulso de salinidad y temperatura es moderado, variando en un rango de 33 a 38 p.p.m. y de 20 a 30 °C, respectivamente, dependiendo de la época estacional.

VI.5.2 Fluctuaciones eustáticas del nivel del mar en la plataforma

Las modificaciones del nivel eustático del mar tienen una gran importancia desde el punto de vista sedimentológico y morfológico, los ascensos y descensos de este nivel han afectado los rangos de erosión transporte y depósito en la zona marginal costera y en la plataforma como resultado de las fluctuaciones eustáticas durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno, las costas muestran evidencias de varios episodios de inmersión y emersión (Haq *et al.*, 1987).

Si el volumen de agua contenido en las cuencas oceánicas se ha mantenido constante, tales fluctuaciones pueden ser el resultado de variaciones en la densidad del agua debidos a cambios de temperatura. Se considera que la temperatura media del agua del fondo en el Pleistoceno fue de 5 °C, inferior a la temperatura actual. Esta diferencia pudo reflejarse en descensos de hasta 10 m (Bird, *op. cit.*); las evidencias morfológicas indican que las oscilaciones marinas han sido mayores, asociadas probablemente con la subsidencia o elevación isostática del piso de las cuencas marinas y de las plataformas continentales.

En el intervalo comprendido entre 17,000 y 6,000 años A. P., el nivel del mar se ha elevado paulatinamente, según Curray (1960) el rango promedio de elevación del nivel del mar fue de 8 mm/año, debido al deshielo de los glaciales del Winsconsiano; el mar ha transgredió la plataforma continental, alcanzando el nivel actual hace 4,000 años. La transgresión no fue uniforme y sí interrumpida por varios periodos regresivos correspondientes a avances de los glaciales continentales. Fairbridge (1961), estima que en los últimos 6,000 años el mar ha adoptado niveles superiores al actual, con alturas hasta de +4.0 m hace 5,700, 4,900, 3,700, 2,400 y 1,000 años.

Los rasgos morfológicos superficiales de la plataforma continental de Tabasco y Campeche, están indicados por la serie de ondulaciones, un pequeño valle fluvial y por remanentes de canales fluviales. Las ondulaciones pueden ser interpretadas como remanentes de antiguas líneas de costa, arrecifes y terrazas marinas, formadas

durante épocas estables o ascensos intermitentes del nivel del mar durante el Winsconsiano, situadas aproximadamente a profundidades de 18, 36, 70 y 90 m., por lo tanto, son correlacionables con los niveles estándar propuestos por Curray (1960), el relieve existente en el borde superior del talud continental frente al Río Grijalva puede ser relacionado con rasgos tectónicos inherentes a la historia geológica de la plataforma.

El valle dispuesto desde los 30 a los 100 m de profundidad, frente a la actual desembocadura del río San Pedro-San Pablo, se asocia a la erosión subaérea motivada por este río durante un estadio inferior del nivel del mar actual, que permitió el flujo sobre la angosta llanura costera que corresponde actualmente con la porción interna de la plataforma continental. Los cauces fluviales abandonados que yacen a profundidades de 10 a 40 m pueden ser correlacionados con el desarrollo del río Grijalva, vía del actual río González, durante los estadios finales de la transgresión winsconsiana (Holoceno Temprano). Por lo tanto, los rasgos morfológicos superficiales de la plataforma evidencian el carácter transgresivo del mar; como consecuencia de tales fluctuaciones del nivel del mar, la actual plataforma continental estuvo expuesta a hundimientos isostáticos por carga litostática y, que de acuerdo con Higgins (1964), el rango de deformación puede ser función de la pendiente y amplitud de la plataforma, así como la configuración de la línea de costa.

En la región, la amplitud y la pendiente de la plataforma se modifican significativamente; es angosta y de gradiente acentuado frente a Tabasco, como resultado del carácter de la costa a la que corresponde, costa de mares marginales, de acuerdo al criterio tectónico y morfológico de Inman y Nordstrom (1971) y Carranza *et al.*, (1976). Esta región costera ha recibido gran aporte de sedimentos terrígenos acumulados desde el Terciario en los sistemas deltáicos. Hacia el extremo oriental de la laguna de Términos, la plataforma continental se amplía considerablemente, incrementándose la cantidad de carbonatos.

La zona costera está relacionada con los procesos marinos de depósito y construcción orgánica y corresponden a bancos calcáreos, que han tenido

movimientos verticales, formados por sedimentos carbonatados de biógenos, acumulados en un mar somero, epicontinental, en ausencia de terrígenos.

Los procesos sedimentarios guardan íntima relación con las fluctuaciones glacio-eustáticas del nivel del mar y con los regímenes meteorológicos e hidrodinámicos. En la región, uno de los factores energéticos que controla la distribución de los sedimentos sobre la plataforma es el oleaje del noreste y sureste, así como las tormentas invernales. Las corrientes oceánicas, y el oleaje asociado al viento y los huracanes causan la remoción de los sedimentos.

Los materiales de grano fino de la plataforma son predominantemente limo-arcillosos, arcillo-limosos y limo-arenosos, con cantidades subordinadas de gravas finas, arenas y limos. La mayoría son mezclas sedimentarias de dos o más componentes y las curvas de frecuencia respectivas son polimodales.

Los frecuentes cambios de facies, indicados en la distribución textural como lentes esporádicos y cordones angostas de sedimentos, son el resultado del ambiente de depósito durante: 1) la última edad glacial, cuando lo que hoy corresponde a la plataforma fue una llanura expuesta a la erosión subaérea; 2) la transgresión post-glacial del Holoceno y final del Wisconsiniano y 3) posteriormente, cuando, por la acción del oleaje y de las corrientes marinas, especialmente durante las perturbaciones meteorológicas, por tormentas y huracanes, motivan la remoción y mezclado de los sedimentos en reposo.

La transición sedimentaria entre las provincias fisiográficas de la Bahía de Campeche y Plataforma de Campeche, definida en términos de textura y contenido porcentual de carbonatos y carbono orgánico de los sedimentos superficiales de la plataforma continental; se extiende a lo largo de una zona de mezcla de 40 Kms. de amplitud aproximada, dispuesta desde las inmediaciones de Ciudad del Carmen y orientadas sensiblemente hacia el noreste, con desarrollo cóncavo al este debido a la acción de la corriente marina de Yucatán.

El aporte de sedimentos terrígenos hacia el suroeste del Golfo de México, es considerable y parece superior al transporte marino hacia el oeste de los materiales carbonatados procedentes del banco calcáreo, relacionados con las corrientes marinas apreciablemente intensas y competentes para erosionar el fondo marino.

VI.5.3 Distribución de sedimentos siliciclásticos y calcáreos

El porcentaje de los carbonatos en los sedimentos oscila, en términos generales entre 30 y 100% para los materiales carbonatados del banco de Campeche y de 0 a 2 % en los sedimentos terrígenos de la Bahía de Campeche; la cantidad de carbonatos está condicionada a la presencia de conchas y fragmentos del arrecife que constituyen una fracción importante de los sedimentos (Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990).

En la plataforma continental, la distribución regional del contenido de carbonatos en sedimentos superficiales no es uniforme, el comportamiento de las isolíneas del contenido de carbonatos difieren apreciablemente en cuanto a valor numérico y desarrollo en cada provincia geológica. Hacia la Bahía de Campeche se tienen valores comprendidos entre 1.0 y 30 %; la distribución regional no es uniforme, las concentraciones mayores se encuentran en los depósitos submarinos, dispuestos entre el río San Pedro-San Pablo y Punta Xicalango, y en el borde de la plataforma; la concentración de carbonatos es escasa en la porción occidental del área estudiada donde el porcentaje se modifica gradualmente desde menos de 1.0 a 20.0% conforme se incrementa la profundidad.

En la plataforma continental del Banco de Campeche el porcentaje de los carbonatos en los sedimentos superficiales varía de 25 a 100 %. La distribución de los carbonatos refleja el flujo de las corrientes marinas que transportan hacia el oeste a los sedimentos carbonatados de la plataforma de Yucatán. Concentraciones importantes de carbonatos (75%) se determinaron, en los materiales cercanos al litoral, desde la

porción media de la Isla del Carmen hasta el extremo oriental del área. Frente al poblado de Sabancuy, el desarrollo de las isopletas es de 50 a 60% siendo elipsoidal, y está relacionado con la inflexión del fondo a los 10 m de profundidad, sin embargo en el área de influencia de la zona arrecifal de Champotón, las líneas corresponden al 90 y 100% de carbonatos, presentando un desarrollo casi circular levemente alargado hacia el suroeste. Hacia el extremo occidental de la plataforma, el contenido de carbonatos disminuye de 75% a 25%, conforme se incrementa la profundidad; las isolineas son paralelas entre sí y convexas hacia el oeste-sureste, en concordancia con el movimiento general de las masas de agua. (Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada, 1990).

VI.5.4 Identificación de las facies sedimentarias de plataforma en el subsuelo

Las facies sedimentarias de plataforma existentes en el subsuelo de la región, se identificaron por medio de la firma litológica de las facies, en los registros geofísicos y análisis de la información de las columnas geológicas de los 8 pozos (Figura 33), que se encuentran distribuidos dentro del área de estudio y que fueron seleccionados para la integración e interpretación de los datos.

En el área donde se encuentran localizados los 8 pozos, los ambientes de plataforma se interpretó que se desarrollaron a partir del Mioceno Superior hasta el Plioceno Inferior (edades tomadas columna geológica de PEMEX), y solamente en los pozos más alejados de la línea de costa actual (**Xulum-1, Kinil-1 y Tabscob-1**) (Figura 54), el ambiente de plataforma ha sido continuo desde el Mioceno Superior al Reciente, aunque han existido fluctuaciones en el nivel del mar, lo que ha ocasionado interdigitaciones de las facies de plataforma interna a externa y acuñamientos de facies de talud. Las facies de plataforma identificadas en las columnas de los pozos estudiados están constituidas por barras, cordones arenosos, espigones, lóbulos de plataforma y lentes delgados de transición de talud a plataforma., estos cuerpos de arenas son normalmente de textura mediana a fina y están interestratificados con cuerpos más gruesos de lutitas y limolitas.

En el pozo **Bolontiku-1**, las facies se identificaron de la profundidad de 1000 a 1600 m desde el Plioceno hasta el límite del Mioceno Superior con el Mioceno Medio; los espesores de los cuerpos arenosos son variables y van desde los 2.0 m los más delgados hasta 10.0 los más gruesos, estas facies deben haber sido depositadas en ambientes de plataforma interna y externa, estando influenciada por los ascensos y descensos del nivel del mar y las corrientes marinas, en el pozo **Citam-1**, las facies de plataforma que se identificaron son del Mioceno Superior al Plioceno Inferior y las constituyen cuerpos arenosos de 3.0 a 8.0 metros de espesor. La secuencia del Mioceno Superior es muy delgada de solo 55 m, depositada sobre la discordancia del Mioceno Medio-Superior y está representando la zona transicional del talud hacia la plataforma. Para el Plioceno se reportan espesores de sedimentos muy fuertes que varían desde los 1025 hasta los 3845 m, aunque no existe una identificación entre el límite Plioceno Superior-Pleistoceno, el espesor es anormal, por lo que, la localidad del pozo debe estar situada donde existen fallas de crecimiento y una fuerte subsidencia con abundante aporte de los sistemas deltáicos. Las facies arenosas se encuentran ínter estratificadas con espesores gruesos de sedimentos arcillosos.

En el pozo **Yum-1** las facies de plataforma se identifican del Mioceno Superior al Plioceno, los cuerpos arenosos son delgados, teniendo espesores de 2.0 a 5.0 metros, encontrándose distribuidos en la columna geológica del pozo de la profundidad de 500 a 870 m, encontrándose en la porción inferior de la secuencia mayor cantidad de sedimentos arcillosos; estas facies fueron depositadas tanto en el ambiente de plataforma interna y externa, estando influenciadas por las fluctuaciones del nivel del mar y las corrientes marinas sobre el talud superior y la plataforma.

En el pozo **Yabkaan-1**, las facies de plataforma se identificaron en la columna del pozo, desde el Mioceno Superior hasta el Plioceno; el desarrollo de las facies fue variable de acuerdo con las fluctuaciones del nivel del mar, manteniéndose siempre dentro de los rangos de plataforma interna a externa, los cuerpos arenosos depositados en esos ambientes tienen espesores que varían de 5.0 a 12.0 m, ínter

estratificados con secuencias arcillo-arenosas y limo-arcillosas, y se identifican desde la profundidad de 1250 a 3000 m, donde se marca el límite del Mioceno Superior con el Mioceno Medio, en discordancia; el espesor del Mioceno Superior es muy fuerte, de 1750 m causado por un abundante aporte de sedimentos, fuerte subsidencia y fallas de crecimiento.

El pozo **Xulum-1** es uno de los pozos más alejados de la línea de costa y de acuerdo con la información de subsuelo, durante el Mioceno Superior y el Plioceno, los ambientes que predominaron en ese sitio fueron los de plataforma, existiendo ocasionalmente solapamiento con sedimentos de talud superior y relacionados a los cambios eustáticos del nivel del mar. Los cuerpos de sedimentos arenosos depositados son barras, cordones, lentes y espigones de espesores delgados, que varían de 2.0 a 5.0 m., interestratificados con secuencias gruesas de sedimentos arcillosos; la distribución de estas facies en la columna geológica es fuerte, abarcando desde la profundidad de 900 hasta los 2435 m aproximadamente, predominando los sedimentos de textura fina.

En el pozo **Kinil-1**, durante el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior, los ambientes que predominaron fueron de plataforma, tanto interna como externa, existiendo solapamientos de acuerdo con las fluctuaciones del nivel del mar; los depósitos arenosos consisten de cuerpos con espesores delgados que varían de 2.0 a 5.0 m , encontrándose distribuidos en la columna geológica de los 700 a los 1300 m, se encuentran en la parte alta del Mioceno Superior, muy espaciados entre las secuencias arcillosas, siendo más abundantes y de mayor espesor en la porción inferior, que llegan a alcanzar hasta 8.0 m (Figura 35, columna geológica del pozo, profundidad. 1175-1300 m).

En el área del pozo **Yaxche-1**, que se encuentra cercana a la línea de costa actual y de acuerdo a la información analizada, a partir del Mioceno Superior se sitúa en una plataforma, debido a que a partir del Mioceno Medio-Superior el nivel del mar descendió gradualmente hasta llegar a la caída mas fuerte durante el Neógeno, en el

Depósitos de plataforma externa

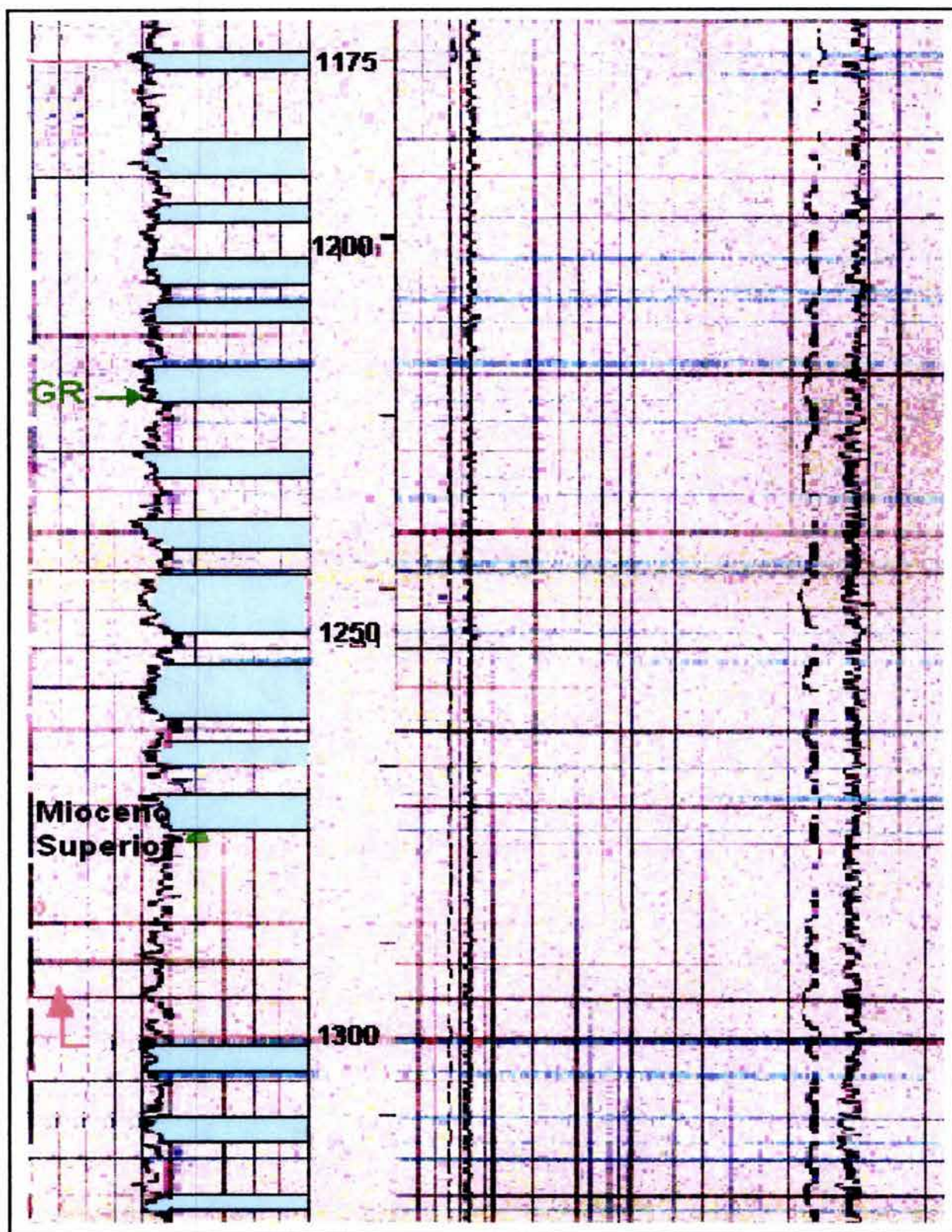


Figura 35. Cuerpos arenosos de facies de plataforma, consistentes en cordones, lentes y mantos de arena de 2.0 a 5.0 m de espesor; depositados durante el Mioceno Superior (Pozo Kinil-1, profundidad 1175 a 1300 m).

límite Mioceno Medio-Mioceno Superior. Este fuerte descenso del nivel del mar originó que los sistemas turbidíticos migraran al norte, hacia las aguas más profundas del Golfo, quedando el área donde se ubica el pozo, como ambiente de plataforma, dando origen al depósito de sedimentos arenosos en cordones, espigones, lóbulos de plataforma, bancos y barras, cuyos espesores varían desde 1.0 m los más delgados, hasta 10.0 metros los más potentes (Figura 36, columna geológica del pozo Yaxche-1, profundidad.1550 a 1650 m). De acuerdo con los datos del pozo, la columna geológica del Mioceno Superior, abarca un espesor que varía de los 1140 a los 3480 m, presentándose los cuerpos sedimentarios interdigitados entre plataforma interna-externa y solapamientos costeros. El potente espesor que se presenta para este periodo, es debido al abundante aporte de sedimentos, la fuerte subsidencia y la existencia de fallas de crecimiento en la porción marginal del Golfo.

En el pozo **Tabscob-1**, los ambientes de plataforma en el área, se empiezan a manifestar a partir del Plioceno Superior, continuando en el Pleistoceno y hasta el Reciente; los depósitos sedimentarios arenosos consisten de cordones delgados, lentes, espigones y barras, siendo sus espesores normalmente delgados variando entre 2.0 y 8.0 m de espesor (Figura 37 columna geológica del pozo profundidad de 1450 a 1550 m), las facies sedimentarias de acuerdo a su firma litológica y marco paleogeográfico de la región, se depositaron principalmente en un ambiente de plataforma externa. Hacia la porción inferior del Plioceno Medio, la columna se vuelve más arcillosa por encontrarse en el cambio transicional del talud a la plataforma. Para el tiempo Plioceno Inferior se presentan en la columna del pozo, principalmente sedimentos arcillo-arenosos y limo-arenosos que corresponderían a depósitos de abanicos de talud complejos, abarcando en la columna de 1970 a 2240 m y están suprayaciendo a la discordancia del Mioceno Medio.

VI.6 Sistemas de Talud Continental

Las facies del Talud Continental se encuentran distribuidas actualmente en el Cañón de Campeche, en la Zona de Diapiros Salinos y en el Cañón de Veracruz, los

Depósitos de plataforma interna

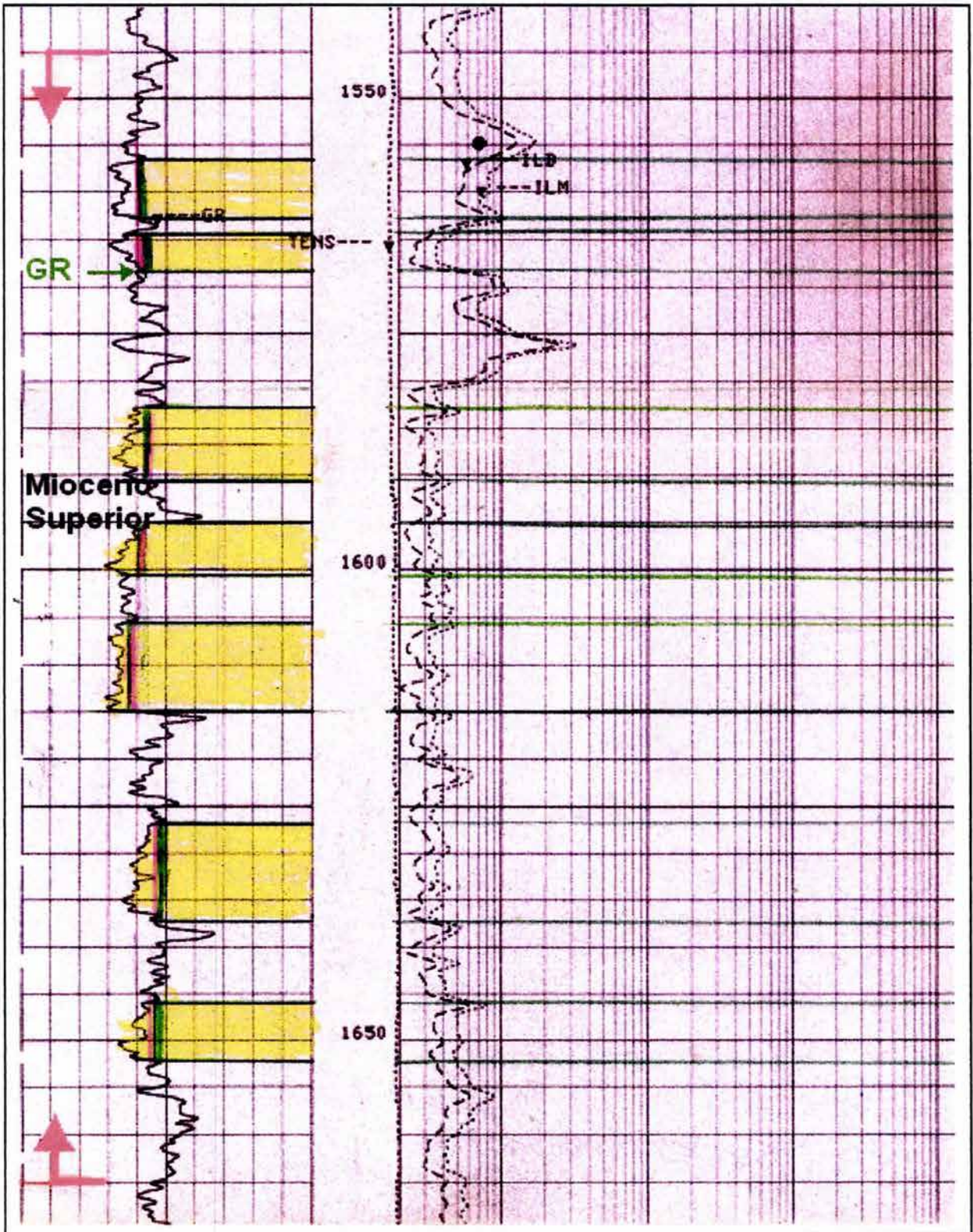


Figura 36. Cuerpos arenosos consistentes de cordones, espigones, bancos y barras cuyos espesores varían de 1.0 m los más delgados a 10.0 m los más potentes, depositados durante el Mioceno Superior Pozo Yaxche-1, profundidad 1550-1650 m).

sedimentos en esta zona los constituyen principalmente depósitos de abanicos submarinos que han variado de acuerdo con el tiempo y las fluctuaciones del nivel del mar en la plataforma continental, dando origen al depósito de fuertes espesores de facies turbidíticas, formadas por sedimentos provenientes, tanto del banco calcáreo de Campeche, como de las plataformas terrígenas y de la línea costera del sur de Veracruz y Tabasco. Existiendo también en esta zona una serie de **mini-cuencas** interdómicas, que fueron formadas por el movimiento ascendente de las masas salinas y la formación de fosas las cuáles han sido azolvadas principalmente, con sedimentos turbidíticos y pelágicos. Estas estructuras son observadas en las secciones sísmicas regionales (Figura E, secciones sísmicas 22 y 23 y Figura F, secciones sísmicas 23' y 24, Loc. Fig. A).

VI.6.1 Definición de turbiditas y factores que controlan su depósito

El término turbiditas nació en los Montes Apeninos en Italia; Migliorini (1943) observó por primera vez en la Formación el Macigno, capas de turbiditas; Kuenen y Migliorini (1950) continuaron el estudio de estas facies y en (1957) acuñaron el término de turbiditas ("turbidites"), para todos los sedimentos transportados por flujos de gravedad y que son denominados como turbiditas,

En un principio, a las secuencias turbidíticas se les consideró litológicamente como una alternancia rítmica de areniscas y lutitas, caracterizadas por presentar contactos horizontales y paralelos entre ellas, así como marcas impresas por el flujo de corrientes y efectos de carga, además de una secuencia interna de estructuras primarias características de la energía del depósito de los estratos. Las turbiditas no son exclusivas de un ambiente tectónico en particular, una secuencia turbidítica es el resultado del transporte y depósito de sedimentos debido al fenómeno hidrodinámico conocido como corriente de turbidez, que ha sido aplicado para explicar la erosión de un cañón submarino y por lo tanto, el depósito de arenas en un abanico submarino, así como la génesis de los sedimentos de tipo "flysch" (Normark *et al.*, 1993).

Depósito de plataforma externa

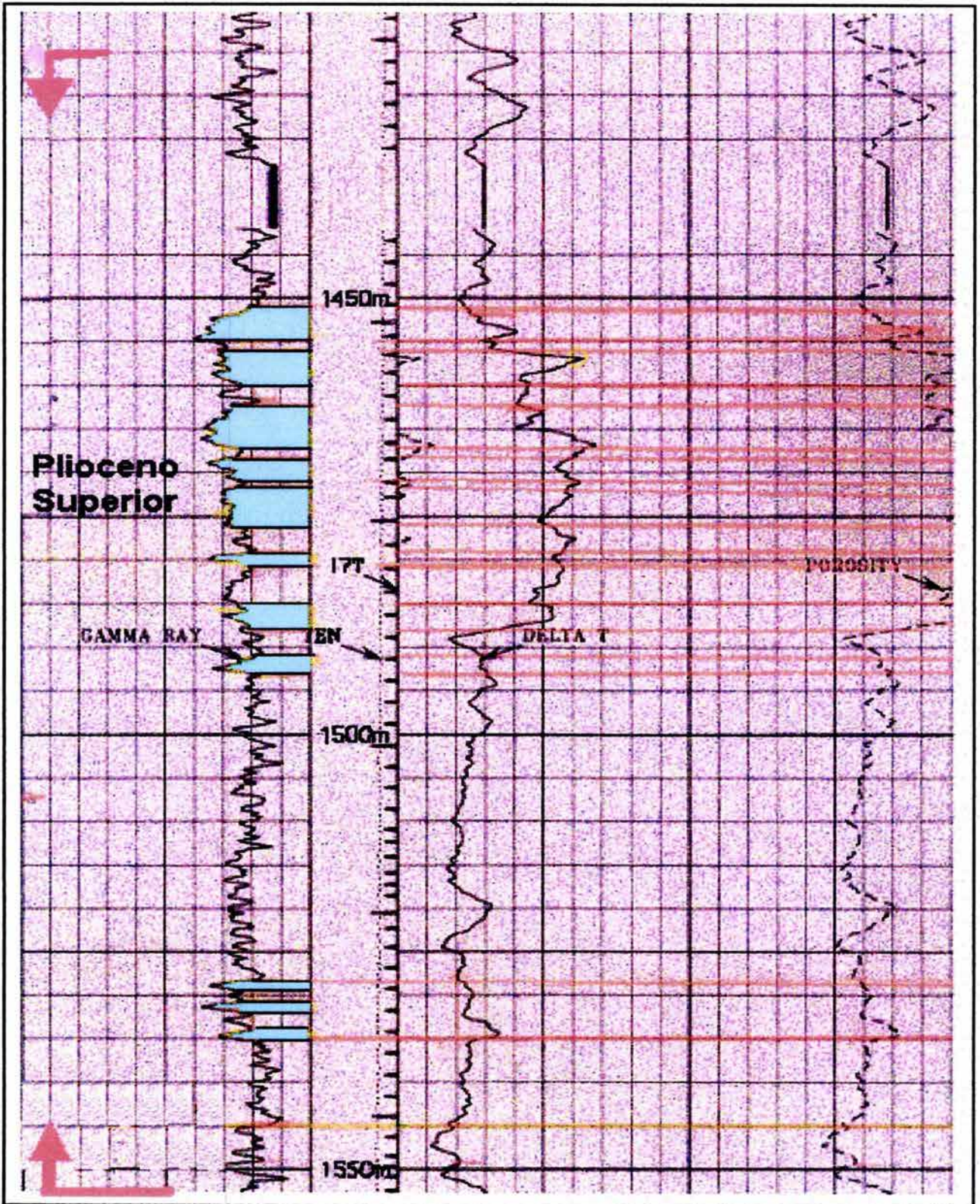


Figura 37. Facies arenosas formadas por cordones delgados, lentes, espigones y bancos, siendo sus espesores normalmente delgados de 2.0 a 8.0 m; depositados durante el Pleoceno Superior (Pozo Tabscob-1, profundidad 1450-1550 m).

Daly (1936) fue uno de los primeros en darle importancia a las corrientes de turbidez, como principal mecanismo en la formación de los cañones submarinos. Posteriormente Kuenen (1951), estudia el mecanismo de las corrientes de turbidez de manera experimental, aplicando este concepto como posible evento erosivo en cañones submarinos

Bouma (1962) realiza un estudio completo en depósitos turbidíticos, concluyendo en un modelo característico de las facies turbidíticas, conocido actualmente como Secuencia Bouma. Él divide la secuencia turbidítica ideal en 5 unidades: A) intervalo gradado, B) intervalo de laminación paralela inferior, C) intervalo de laminación cruzada o laminación ondulada o con voluta, D) intervalo de laminación paralela superior, E) intervalo pelítico (Bouma *et al.*, 1962).

En 1976, Middleton y Hampton distinguen 4 tipos de flujos de gravedad, así como sus depósitos característicos: flujos de detritos, flujos de granos, flujos en expansión y corrientes de turbidez. Tanto Middleton y Hampton (1976) y Walker (1978), reúnen en un modelo, los mecanismos de transporte y fuerza cohesivas, durante el movimiento de estos y los depósitos resultantes, a través del tiempo y espacio. El resultado de estas observaciones concluyó en un modelo de litofacies propuesto por Mutti y Ricci Lucchi (1972); y Mutti (1979 y 1992).

En la relación de las facies turbidíticas y los procesos de transporte de acuerdo a los modelos de Ricci Lucchi y Mutti (*op. cit.*) se tienen:

- 1) Flujos de escombros cohesivos (soldados)
- 2) Flujos hiperconcentrados
- 3) Corrientes turbidíticas de alta densidad (gravillentas)
- 4) Corrientes turbidíticas de alta densidad (arenosas)
- 5) Corrientes turbidíticas de baja densidad (arcillo-limosas)

Las facies turbidíticas forman lóbulos en el piso de la cuenca, los cuales pueden alcanzar hasta 100 Km. de extensión. Cada sistema de depósito tiene sus propias características y pueden dar lugar a la formación de:

- 1) Lóbulos grandes
- 2) Lóbulos pequeños en zonas restringidas
- 3) Canales con bordes y desbordamientos que forman extensos depósitos tabulares ó mantos sedimentarios arenosos y areno-arcillosos inter-estratificados.

VI.6.2 Elementos morfológicos y facies sedimentarias en un sistema turbidítico

Los elementos principales de un sistema turbidítico se pueden apreciar de acuerdo con Mutti et al. (1996), donde se muestran dos diferentes grados de catastrofismo. El primero debido a un sistema fluvio-deltaico bajo condiciones normales (A), en este sistema la mayoría de los sedimentos arenosos se depositaron en la cuenca aluvial, en la planicie costera y en la plataforma; la zona del depósito final de este sistema, está controlado por la acción del oleaje y por las corrientes litorales. El segundo sería el marco depositacional (B), el cuál consiste de un sistema fluvio-deltaico bajo condiciones altamente catastróficas, donde la zona final depositacional esta representada por lóbulos de areniscas turbidíticas, depositadas en aguas marinas profundas y la mayor cantidad del área de drenaje, es la zona de transferencia.

Los sistemas turbidíticos pueden variar desde grandes depósitos formados durante largos periodos de tiempo y que son compuestos de múltiples elementos y por depósitos pequeños que son virtualmente instantáneos, formando rasgos similares cuando están suprayaciendo a elementos erosionales.

Mutti y Normark (1987), se han enfocado sobre tres tipos de sistemas turbidíticos en los cuales los elementos componentes están restringidos a rasgos de gran escala erosional; acuñamientos de "overbank", canales, relleno de canales, y depósitos de lóbulos. Los elementos también pueden ser definidos sobre sistemas modernos de

cañones alimentadores, en una variedad de escalas físicas que reflejan lo amplio del rango, en el tamaño observado, entre el talud, la cuenca y el piso del océano abierto. La geometría de los perfiles de reflexión sísmica han sido también usados para desarrollar modelos de secuencias estratigráficas de abanicos de aguas profundas (Posamentier *et al.*, 1991). Los depósitos de acuñamientos de "overbank", rellenos de canales y depósitos de lóbulo, comprenden la vasta mayoría de los sistemas turbidíticos que son relativamente bien conocidos en cuencas modernas y antiguas; el componente básico que es común a la mayoría de los sistemas turbidíticos, es la erosión, la cuál representa la principal fuente de aporte de los sedimentos.

La fuente de aporte de las facies turbidíticas son sedimentos acumulados sobre la parte superior del talud y la plataforma externa que han sido removilizados subsecuentemente, resultando a gran escala rasgos erosionales. Estos rasgos entonces encausan los sedimentos derivados de los sistemas fluviales y sirven como la liga entre el área fuente en las tierras altas y los sitios de depósito en el talud y la cuenca.

VI.6.2.1 Cañones submarinos y depósitos no canalizados de pie de talud (aprones y slump)

Los conceptos de valle, cañón y canal han sido usados indistintamente (Normark *et al.*, 1993), sin embargo valle se refiere relativamente a una depresión fisiográfica de bajo gradiente sobre la plataforma continental (normalmente de origen fluvial y en forma de U en su sección transversal); un cañón se refiere relativamente a un alto gradiente de incisión cortado dentro del lecho de rocas y sedimentos de los substratos, caracterizado por tener forma de "V" en los perfiles transversales y formados por procesos de erosión submarina; los canales turbidíticos se refieren a gradientes relativamente moderados y son conductos de los flujos, y pueden ser erosionales o agradacionales en su origen y comúnmente tienen bordes naturales en su sección proximal; su grado de incisión asociado con los valles en plataformas es comúnmente 1 a 2 en orden de magnitud más pequeña, que los asociados con los cañones.

Los cañones submarinos son de paredes escarpadas, y casi verticales donde cortan a la plataforma continental o en el quiebre de la plataforma al talud. Algunos grandes cañones se extienden de la zona litoral a la plataforma interna o a la base del talud continental, los cañones submarinos son el punto de inicio del aporte de sedimentos para los sistemas turbidíticos (Figura 38).

Los depósitos no canalizados (“aprones” y “slump”) son indicativos de rasgos erosionales y depositacionales producidos en el quiebre de la plataforma o por fallamiento en talud. Estos rasgos erosionales y sedimentarios mayores, son comunes particularmente donde existe alto rango de sedimentación, subsidencia y deformación estructural, lo que incrementa la inestabilidad natural de los taludes en estas regiones. Los rasgos, erosionales, a gran escala, están bien documentados en cuencas antiguas, por estudios en afloramientos de campo (Mutti *et al*, 1999) y de estudios sísmicos estratigráficos de viejos sistemas sepultados (Weimer, 1991). Dependiendo del tipo de talud, grado de litificación y volumen de sedimentos involucrados en los derrumbes y deslizamientos conjuntamente con la pendiente y extensión de los taludes y con el tamaño de la cuenca y configuración de los deslizamientos, las masa de sedimentos se transportan hacia el piso oceánico de la cuenca, causando deformación interna y dando origen a: 1) acumulación de unidades caóticas en la base del talud o en la cuenca proximal (“aprones” de talud, olistostromas y megabrechas), y 2) flujos de escombros y detritos, algunos de ellos pueden ser transportados grandes distancias hasta llegar a la planicie de la cuenca distal.

VI.6.2.2 Canales, bordes de canal (levees) y depósitos de desbordamiento (overbanks)

Los canales ocurren comúnmente en asociación con sistemas mayores de abanicos con una amplia variedad de tipos de canales de los diferentes sistemas turbidíticos que han sido interpretados con sísmica de alta resolución, así como por técnicas de sonar con escaner. Normalmente todos los canales modernos exceptuando los

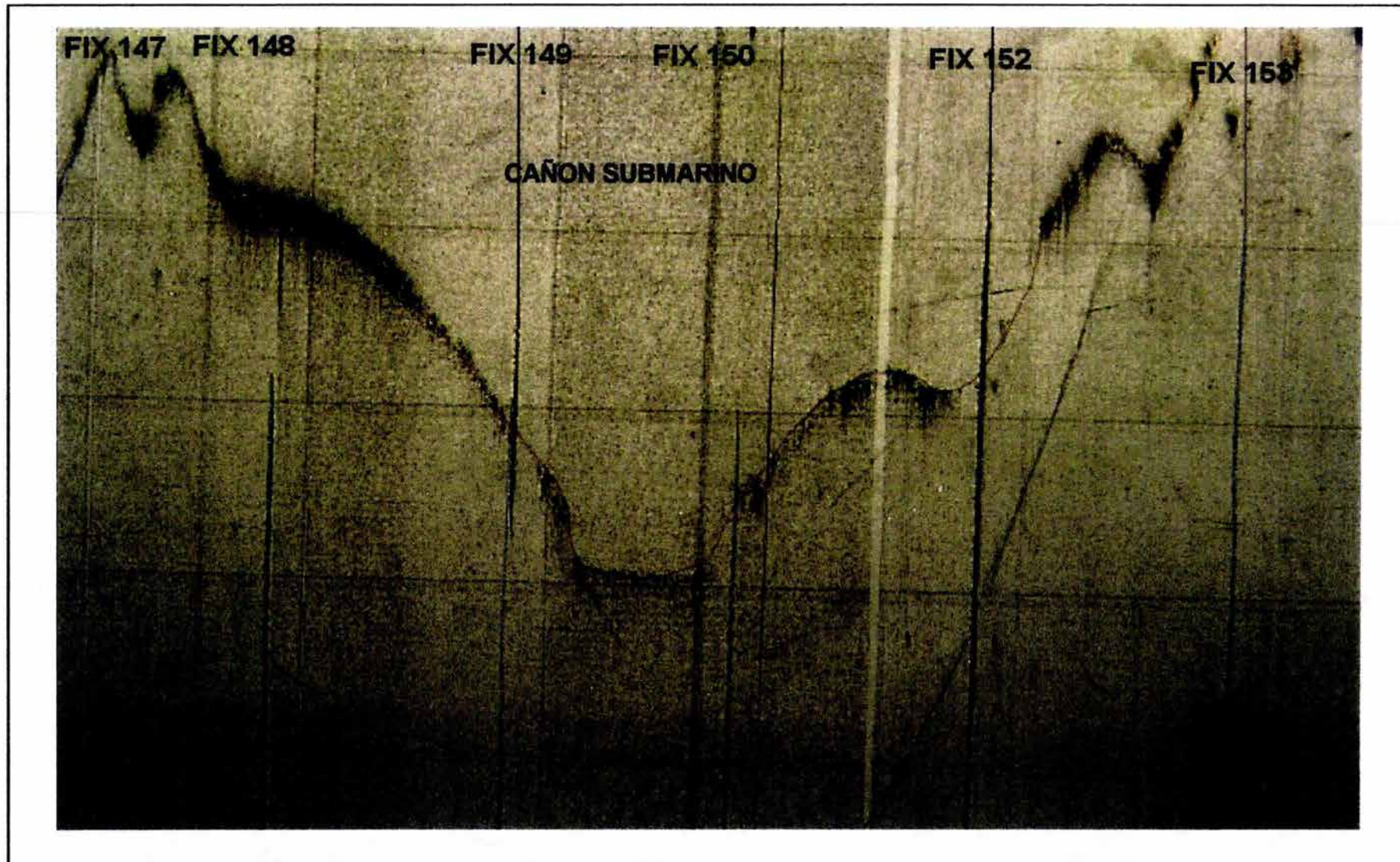


Figura 38. Cañón submarino ubicado en la porción Noroeste de la Bahía de Campeche; este cañón se encuentra entre las isóbatas 1450 y 1950 m de profundidad (fix 147 y 150), la anchura es de aproximadamente 10 km (información tomada con perfilaje de ecosonda, campaña oceanográfica FIES-1999), loc. Mapa 2.

canales axiales en trincheras están asociados a cañones o gargantas en el quiebre de la plataforma, sistemas que sirven como mecanismos para el flujo de sedimentos por gravedad, y flujos confinados intermitentes o persistentes.

Los canales son zonas que han funcionado como áreas de transferencia de sedimentos y enfrente de estos se forman los lóbulos deposicionales. En la zona de transferencia, los canales no son deposicionales. Existen canales que también funcionan como zonas de depósito y son canales de relleno; existen canales meandriformes y canales mixtos que se superponen unos con otros. Las dimensiones de los canales pueden ser de varios Kms. de largo y ancho y también de cientos de metros de profundidad.

Los canales pueden ser subdivididos en: a) erosionales, b) mixtos y c) deposicionales. En los canales antiguos, el relleno manifiesta cuerpos en forma de lentes y descansa comúnmente sobre superficies erosionadas bien expresadas. Los tipos de relleno observados en sistemas antiguos son: 1) depósitos basales con sedimentos gruesos de retraso, 2) capas gruesas de arena y arenas conglomeráticas, 3) capas delgadas de arenas turbidíticas particularmente en los bordes del canal, 4) depósitos caóticos basados en el tipo de relleno.

En los canales antiguos y modernos, generalmente el relleno está constituido por sedimentos de grano grueso en cualquier sistema turbidítico. Evidencias de sistemas antiguos, indican que los canales meándricos comúnmente observados en sistemas modernos, son extremadamente raros en el registro geológico y pueden en algunas vías de transporte, estar relacionados a las corrientes de fondo en regiones donde se encuentran diapiros salinos, como es el suroeste del Golfo de México, sitio en el que se han detectado canales entre los diapiros de sal (Figura 39).

En los sistemas modernos, estos elementos, están principalmente representados por canales complejos que típicamente muestran bordes con relieve decreciente, pendiente abajo del sistema. Estas formas son alargadas en los abanicos modernos.

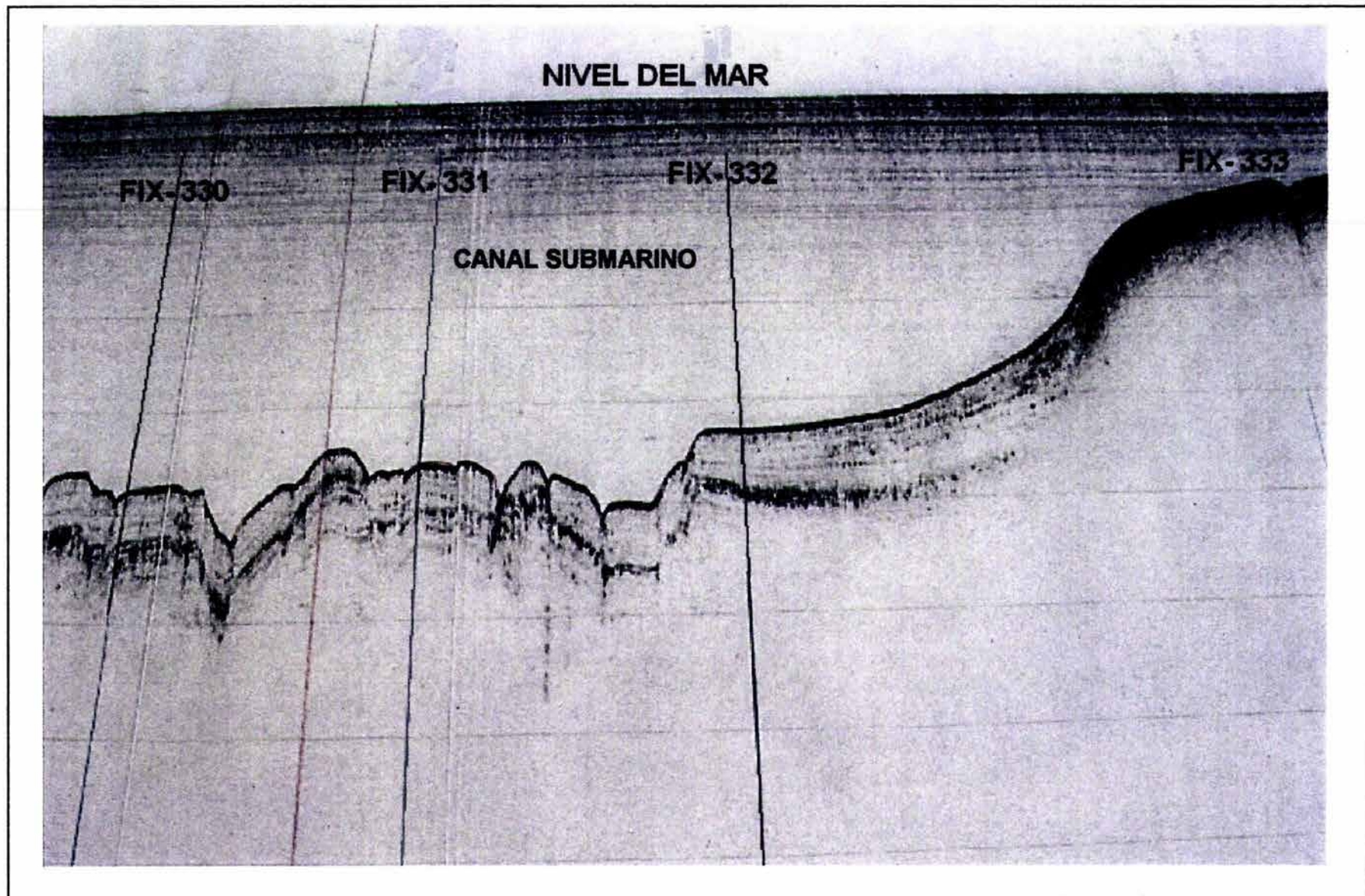


Figura 39. Canal submarino en el Talud Continental relacionado a corrientes de fondo y diapirismo salino, localizado en la porción norte de la desembocadura de los ríos Grijalva y San Pedro-San Pablo, a la profundidad de 450 m (fixes 330 a 333, puntos de localización mapa 2, campaña oceanográfica FIES-1999).

En sistemas antiguos, estos elementos deposicionales están representados por: a) canales relacionados con depósitos de borde de canal, b) acuíñamientos de borde de canal, faltando unidades de relleno de canal, pero conteniendo espesores discretos en metros de capas delgadas de arenas de grano fino; y c) sucesiones monótonas de capas de lutitas y limonitas, los "slumps" o derrumbes son comunes en estas facies.

Los canales que presentan bordes complejos comúnmente contienen sedimentos con grano grueso; sin embargo varían su tamaño de grano lodoso a conglomerado, la arquitectura del relleno comúnmente es caracterizada por depósitos de flujos amalgamados o de rellenos pasivos. En perfiles de reflexión sísmica de amplitud alta, el relleno de canal comúnmente aparece como caótico.

El relleno de canal de sedimentos es generalmente, el área de material más grueso para sistemas turbidíticos activos de aguas profundas, los canales activos son zonas de "bypass" y permiten un registro incompleto del aporte de sedimentos a los sistemas turbidíticos.

En un elemento deposicional mayor son característicos los acuíñamientos marginales de capas delgadas, predominantemente turbiditas lodosas, en los más grandes y modernos abanicos alimentados por grandes ríos, estos sedimentos pueden actualmente ser considerados erróneamente como turbiditas distales, si no se consideran dentro de un marco regional estratigráfico en relleno de cuencas antiguas. Aunque sea extremadamente bien conocida su geometría interna y relaciones estratigráficas, los bordes modernos de canales complejos son pobremente entendidos, en términos de facies y procesos.

Los depósitos acuíñados, de desbordamiento de canal (overbank wedges), éstos son depósitos de sedimentos turbidíticos generalmente de grano fino en capas delgadas que pueden ser lateralmente extensos y están localizados adyacentes a los canales principales en los sistemas turbidíticos (Normark *et al.*, 1993). Las áreas de depósito de "overbank" en los sistemas de desborde modernos, pueden ser subdivididos en

dos tipos: 1) borde con relieve cuando los depósitos de "overbank" a lo largo del margen de un canal activo, ha construido un relieve positivo y 2) la parte más distal del ambiente de "overbank", se encuentra fuera del mayor relieve.

Las áreas del borde del canal y su desbordamiento "Levee y overbank" pueden ser lateralmente extensivas y comúnmente forman la mayor parte de los sistemas turbidíticos modernos, la distinción donde termina el borde y empieza el desbordamiento puede ser transicional.

VI.6.2.3 Lóbulos (lobes)

Los lóbulos de turbiditas fueron originalmente definidos por Mutti y Ghiobando, (1972), sobre los cuales los datos más comunes están basados en información de abanicos modernos inferidos de acumulación de lóbulos por estudios de reflexión sísmica en sistemas antiguos sepultados.

Este elemento depositacional ha ocasionado serias controversias, como fue discutido por Normark *et al.*, (1993) y Shanmugam *et al.*, (1988); los lóbulos deposicionales arenosos básicamente son desconocidos en los sistemas modernos, y constituyen el tipo más común de los elementos en el relleno de las cuenca antiguas (en área y volumen de sedimentos). En cualquier sistema dado, el lóbulo de arena representa la máxima extensión, corriente abajo, del flujo de arena transportado a las cuencas, en algún tiempo considerado; aunque algunas de ellas pueden diferir considerablemente de un sistema a otro, en términos de geometría general, facies, tipo y patrones de apilamiento. Los lóbulos deposicionales de arenas son característicamente cuerpos tabulares, con espesores individuales entre 3 a 15 metros, y con estratificación mediana a gruesa graduando normalmente las capas de arena de abajo hacia arriba. Los sistemas turbidíticos pequeños, son ricos en arenas, pero generalmente son pobremente desarrollados los lóbulos arenosos, los cuales gradúan hacia la parte superior del sistema; extensivamente comprenden arenas limpias y arenas gravillentas canalizadas.

Los sistemas grandes ricos en lodo, tienen el más extenso desarrollo de lóbulos deposicionales de arena (Mutti, 1992), los cuales están separados de los canales alimentadores y particularmente en estos sistemas de lóbulos de arena, sus capas son de espesores similares hacia la parte superior y consisten de lutitas en capas delgadas y areniscas de grano fino (facies interlobulares); el apilamiento de las capas es de forma espectacular y las sucesiones cíclicas hacia arriba, son de espesores fuertes que llegan a alcanzar cientos de metros.

VI.6.3 Acumulación de secuencias turbidíticas

La acumulación de las rocas turbidíticas es principalmente en lóbulos y en extensos depósitos tabulares de desbordamientos "overbank"; siendo la cíclicidad en los depósitos de areniscas un factor importante, ya que los sedimentos en los lóbulos son amplios y paralelos; las turbiditas se encuentran distribuidas en capas de arenas, y cada ciclo de depósito forman un cuerpo de arena que puede funcionar como un reservorio. En sísmica, los reflectores de las arenas turbidíticas normalmente son paralelos y pueden ser buenos horizontes de correlación; estos cuerpos dan la impresión de sábanas de arenas sin anomalías y siempre están separados por rocas pelíticas.

Cuando en las regiones se tienen grandes zonas erosionadas, hacia la cuenca, se podrían encontrar los depósitos de las arenas erosionadas formando lóbulos turbidíticos. La llanura submarina es la parte terminal del sistema turbidítico, esta zona puede o no existir, de acuerdo al tamaño y extensión de la cuenca; en las facies distales los espesores de pelitas separan las capas de arena, y en la llanura submarina distal son abundantes los sedimentos de tipo pelítico.

VI.6.3.1 Megaturbiditas

Las megaturbiditas son cuerpos de arenas de gran extensión de 100 km o más y cuyo espesor puede alcanzar más de 100 m., normalmente estas secuencias contienen en la base, conglomerados y le sobreyacen facies constituidas por capas gruesas de arenas, las cuales pueden llegar a alcanzar un volumen total hasta de 200 km³ (Mutti, 1992); en estas megaturbiditas se asocian megabrechas, las cuáles normalmente son formadas por flujos de detritos y deslizamiento de bloques por gravedad provenientes de la erosión de los bordes de las plataformas.

VI.6.3.2 Factores que controlan los depósitos de turbiditas

Las causas principales que dan origen a la cíclicidad de los sedimentos, dentro de los depósitos turbidíticos son:

- 1) Altos rangos de sedimentación llegando hacia la desembocadura de los ríos y deltas de abanico
- 2) Terremotos
- 3) Levantamiento tectónico
- 4) Tormentas

Asimismo existen también estadios de control en dichos depósitos que nos indican la abundancia o escasez de los sedimentos aportados hacia la cuenca, siendo los más significativos:

- a) La tectónica que es la que afecta los levantamientos y la subsidencia basamental.
- b) Climático, es el que interviene en la cíclicidad de alta y baja frecuencia asociadas con tectónismo
- c) Ciclos de variaciones eustáticas del nivel del mar, provocando los ascensos y descensos del nivel del mar, afectando principalmente a la línea de costa y la plataforma continental.

El control tectónico en zonas distensivas es modificado por ciclos geodinámicos producidos por periodos alternantes de levantamiento y denudación. En su mayor desarrollo, estos ciclos tienen una sucesión general de avance y retroceso en el sistema depositacional; avance Máximo "Forestepping" cuando los depósitos sedimentarios programan hacia el centro de la cuenca, y de retroceso "Backstepping" cuando los sedimentos se quedan en la plataforma o retrogradan hacia la línea de costa.

VI.6.4 Identificación de las facies sedimentarias turbidíticas en el subsuelo

Con base a los análisis de las firmas litológicas en los registros geofísicos de las columnas de los pozos considerados para su estudio en el área (Figura 33), la integración e interpretación de los datos geológicos y paleontológicos existentes en los expedientes de los pozos, así como los patrones de la historia depositacional en la región, se determinaron las facies turbidíticas en el subsuelo del área, para el periodo Neógeno. Estas facies se encuentran distribuidas principalmente en el Mioceno Inferior y Medio, subyaciendo a los sedimentos de la plataforma continental actual; el depósito de estos sedimentos estuvo gobernado por la tectónica regional y local, las fuentes de aporte fluvio-deltáicas y las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar. Los ambientes de talud con desarrollos de abanicos submarinos complejos se identificaron desde el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior y Medio, depositándose facies turbidíticas formadas por cuerpos arenosos, constituidas por rellenos de canales, lentes arenosas de desbordamiento de canal (overbank), bordes de canal (levees), lóbulos, acuñamientos de frente lobular y facies de abanico distal.

En el pozo **Bolontiku-1**, fueron identificadas, las facies de talud y las transicionales de talud a plataforma. Existiendo para el periodo Neógeno a partir del Mioceno Inferior y hasta la cima del Mioceno Medio, al inicio del Mioceno Superior existió un fuerte descenso del nivel del mar a nivel global, según la tabla de ciclos eustáticos de Haq B.M. *et al.* (1987)), lo que provocó una fuerte discordancia regional, que es identificada en las columnas de los pozos.

El Mioceno Inferior estuvo influenciado por una tendencia transgresiva, depositándose sedimentos turbidíticos de talud en abanicos complejos, dando origen a la formación de cuerpos arenosos cuyos espesores varían de 2.0 m. los más delgados, a 10.0 m. los más potentes. Estos cuerpos se identificaron con las firmas litológicas de los registros geofísicos y los datos geológicos y paleontológicos de las columnas de los pozos, existiendo mayor cantidad de cuerpos arenosos en el Mioceno Inferior temprano (Figura 40 columna geológica del pozo profundidad 3600 a 3700 m.), hacia la porción superior del Mioceno Medio, los cuerpos arenosos tienden a disminuir; la columna del Mioceno Inferior abarca de 2955 a 3670 m. lo que representa un espesor de 715 m. En el Mioceno Medio continuaron los depósitos de cuerpos arenosos con espesores de 2.0 a 8.0 m y están abarcando en la columna del pozo de la profundidad de 1600 a 2955 m; los horizontes arenosos se encuentran interestratificados con secuencias arcillo-arenosas, limo-arcillosas y arcillosas en toda la columna, y de acuerdo a la geometría y patrones de sedimentación corresponderían a cuerpos sedimentarios depositados en el talud.

En la localidad del pozo **Yum-1**, las facies de turbiditas para el Neógeno, se encuentran en el Mioceno Inferior y Medio, consistentes en depósitos de abanicos de talud complejos, que contienen cuerpos arenosos cuyos espesores varían de 2.0 a 10.0 m. y abarcan la columna geológica del Mioceno Inferior de 1910 a 2570 m., encontrándose principalmente secuencias arcillosas con lentes arenosos. El Mioceno Medio abarca de 870 a 1910 m, los espesores de los cuerpos también se encuentran entre los 2.0 y 8.0 m (Figura 41 columna geológica del pozo profundidad 1,700 a 1,800 m) existen mayores desarrollos de cuerpos arenosos en la base y en la porción superior se observan secuencias más arcillosas.

El área donde se encuentra El pozo Citam-1, para el Mioceno Inferior y Medio estuvo situada paleogeográficamente en el talud continental, existiendo para ese tiempo, fluctuaciones del nivel del mar con tendencias transgresivas y regresivas. En base a la firma litológica de los registros geofísicos, los patrones de sedimentación en las columnas geológica, geometría de los cuerpos y paleogeografía de la región; los

Depósitos de abanico complejo (lóbulo)

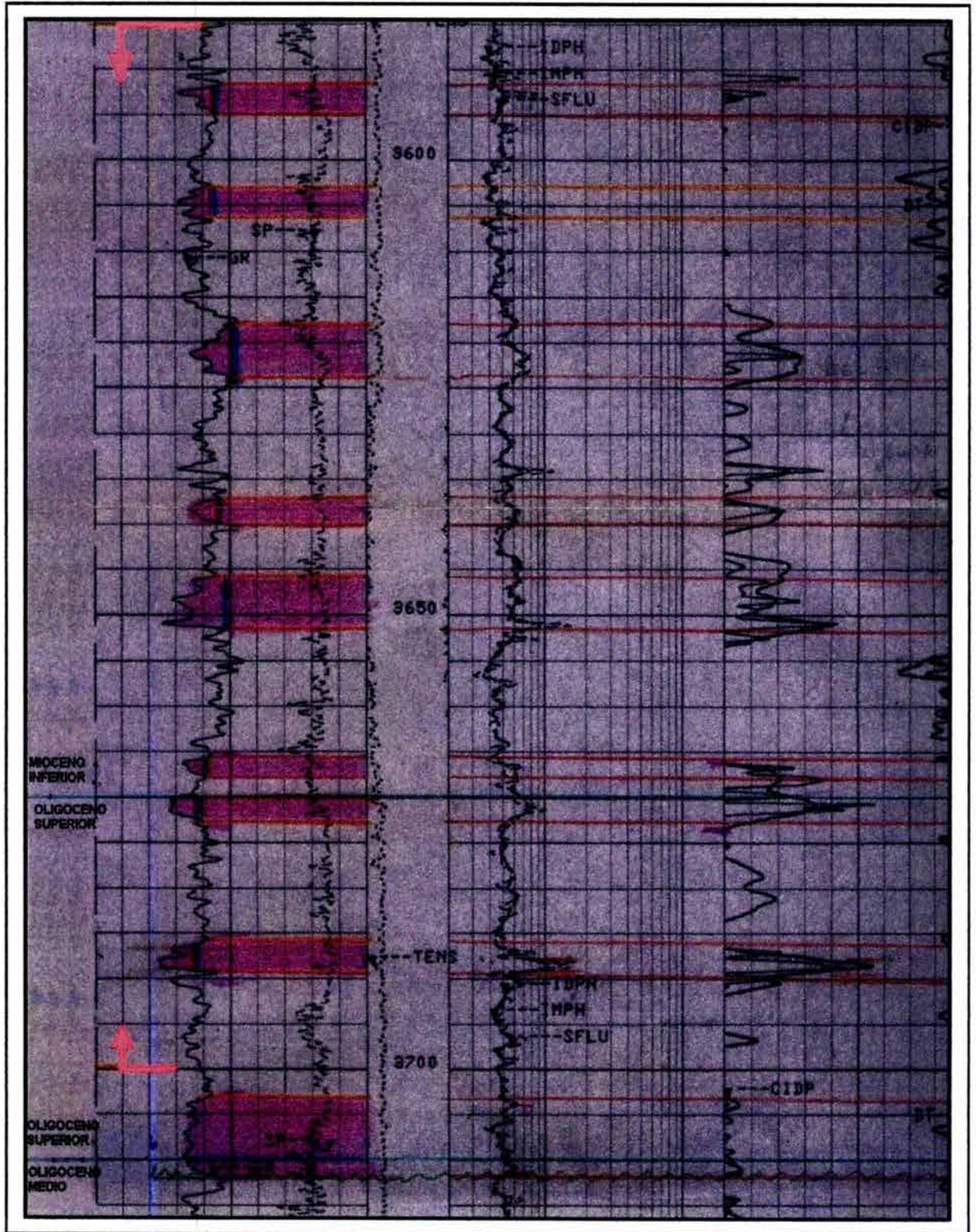


Figura 40. Sedimentos turbidíticos depositados en el Talud Continental en abanicos complejos; sus espesores varían de 2.0 a 10.0 metros y corresponden al Mioceno Inferior (pozo Bolontiku-1, profundidad 3600-3700 m).

ambientes de depósito que se infieren para ese periodo fueron, abanicos de talud complejos, donde se formaron lóbulos y lentes del frente lobular y acuñamientos hacia la porción distal; los espesores de los cuerpos arenosos depositados en esos ambientes son delgados de 2.0 a 5.0 m., encontrándose muy espaciados en la columna del Mioceno Inferior, que abarca de los 3800 a los 4400 m, teniendo un espesor de 600 m. Para el Mioceno Medio se tiene la presencia de abundantes desarrollos arenosos en cuerpos delgados de 2.0 a 4.0 m de espesor, interestratificados con capas delgadas de cuerpos arcillosos que abarcan de los 3600 a los 3725 m.; la cima del Mioceno Medio se encuentra a los 3540 m, en discordancia con la base del Mioceno Superior, que está constituida por una secuencia delgada de solamente 55 m de espesor de sedimentos arcillo-arenosos y limo-arcillosos.

En la perforación pozo **Yaabkan-1**, se cortó un cuerpo salino a la profundidad de 3980 m, en contacto con el Mioceno Inferior y alcanzó a rocas del Oligoceno Medio a 4690 m; el cuerpo salino tiene un espesor de 510 m y posiblemente corresponda a una lengüeta o canopie que está intrusiónando a la columna terciaria. En el área de este pozo, los ambientes de depósito desde el contacto con la sal en el Mioceno Inferior hasta fines del Mioceno Medio, prevalecen las condiciones de talud, donde se depositaron facies en sistemas de abanicos complejos, presentándose los cuerpos arenosos en espesores que varían desde los 3.0 a los 10.0 m, y encontrándose distribuidos en la columna, de los 3000 m, en la cima del Mioceno Medio, hasta los 3980 en el Mioceno Inferior y en contacto con la sal; los cuerpos arenosos se encuentran interestratificados con potentes secuencias arcillosas.

El pozo **Xulum-1**, cortó un diapiro salino a la profundidad de 4070 m (parte superior del Mioceno Medio); el área donde se encuentra este pozo, para el Mioceno Medio y Superior, estuvo situado paleogeográficamente en el talud continental, donde se depositaron los sedimentos en sistemas de abanicos complejos, que contienen cuerpos arenosos de 3.0 a 8.0 m de espesor; el intervalo del Mioceno Medio es reducido, debido a la intrusión salina y abarca solamente de 3975 a 4070 m, un espesor de 75 m. Para el Mioceno Superior los cuerpos arenosos también son

Depósito de abanico complejo (frente de lóbulo)

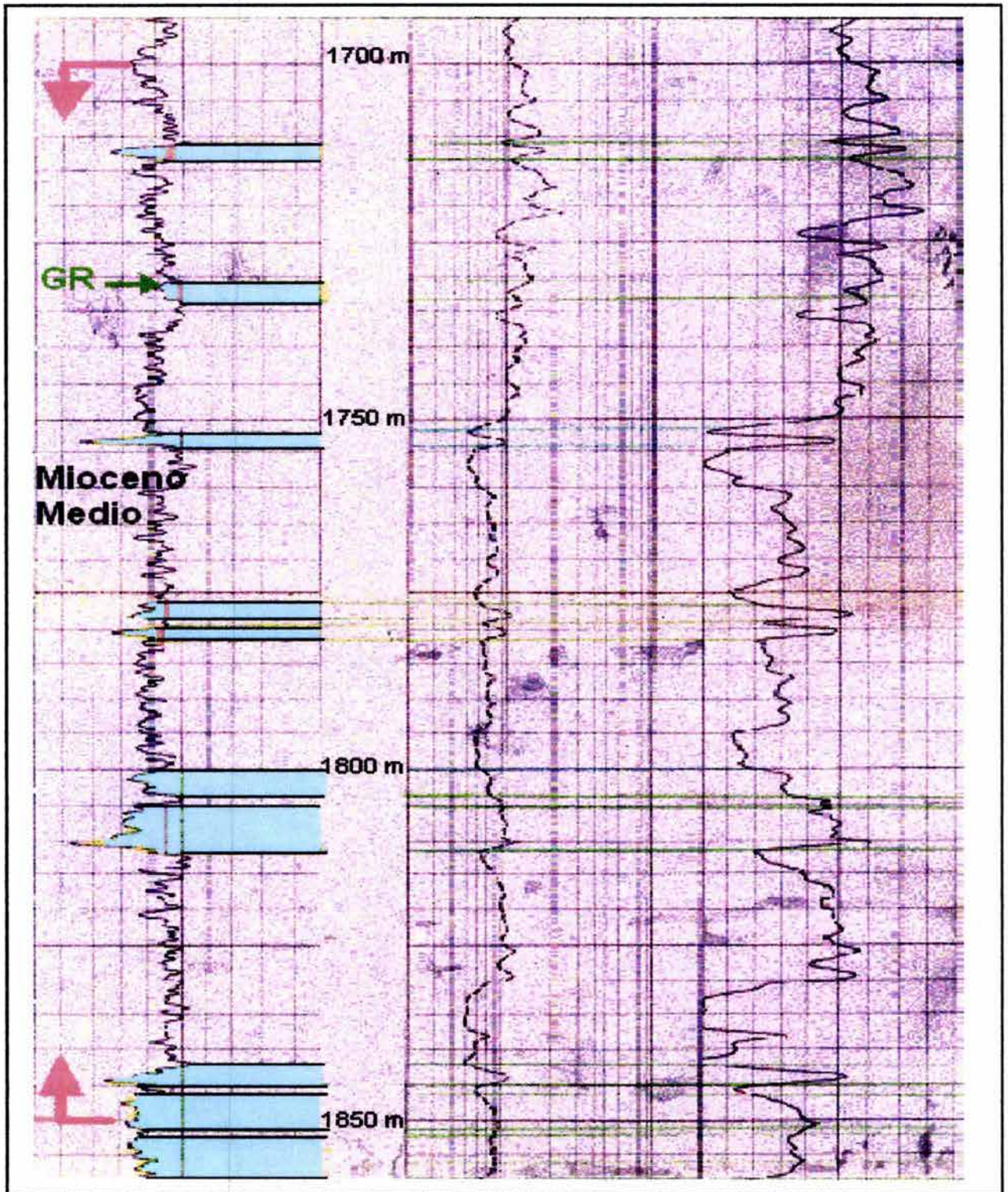


Figura 41. Facies de sedimentos turbidíticos interestratificados con cuerpos arcillosos depositados en abanicos submarinos de talud complejos, durante el Mioceno Medio, los espesores de los cuerpos arenosos varían de 2.0 a 8.0 m (Pozo Yum-1, profundidad 1700-1800 m).

depositados en abanicos y consisten en cuerpos similares a los del Mioceno Medio, abarcando de la profundidad de 3975 m a 2800 m y teniendo un espesor de 1175 m; en la porción superior de la columna predominan los sedimentos finos.

El área donde se ubica el pozo **Kinil-1-A**, estuvo situada paleogeográficamente durante el Mioceno Inferior y Medio, en ambientes de talud donde se depositaron turbiditas en sistemas de abanicos complejos, que dieron origen a la formación de cuerpos arenosos con espesores variables, existiendo algunos muy delgados de 2.0 m y otros hasta de 10.0 m de espesor (Figura 42, columna geológica del pozo profundidad 3350 a 3450 m) El Mioceno Inferior abarca de los 3150 a los 3650 m, teniendo un espesor de 500 m, presentándose la secuencia interestratificada con sedimentos finos. El Mioceno Medio es el intervalo más potente de 1300 a 3150 m, teniendo un espesor de 1850 m.

El área donde se ubica el pozo **Yaxche-1**, se encuentra influenciada por diápiros salinos; la columna geológica del pozo cortó un diápiro salino a la profundidad de 3708 m, el cuál esta intrusiónando a rocas del Mioceno Medio. Las secuencias que sobreyacen al cuerpo salino se identificaron como facies depositadas en abanicos de talud complejos, constituidas por capas delgadas arenosas de desbordamientos de canal y lentes de frente lobular hacia las porciones distales. Los cuerpos arenosos son delgados de 2.0 a 4.0 m de espesor, y se encuentran interestratificados en gruesas secuencias de sedimentos finos y abarcan de la profundidad de 3480 a 3708 m, estando presente solamente la porción superior del Mioceno Medio, ya que el Mioceno Inferior está ausente por la intrusión salina.

El área donde se ubica El pozo **Tabscob-1**, para el Mioceno Inferior y Medio, se encontraba situada paleogeográficamente en el Talud Continental, debido a la tendencia transgresiva iniciada después del descenso del nivel del mar durante el Oligoceno Medio e Inferior. Durante el Mioceno Inferior, los ambientes sedimentarios que se establecieron en el área fueron de talud, depositándose los sedimentos en sistemas de abanicos complejos, lóbulos, lentes delgados por desbordamiento de

Depósitos de abanico complejo (lóbulo)

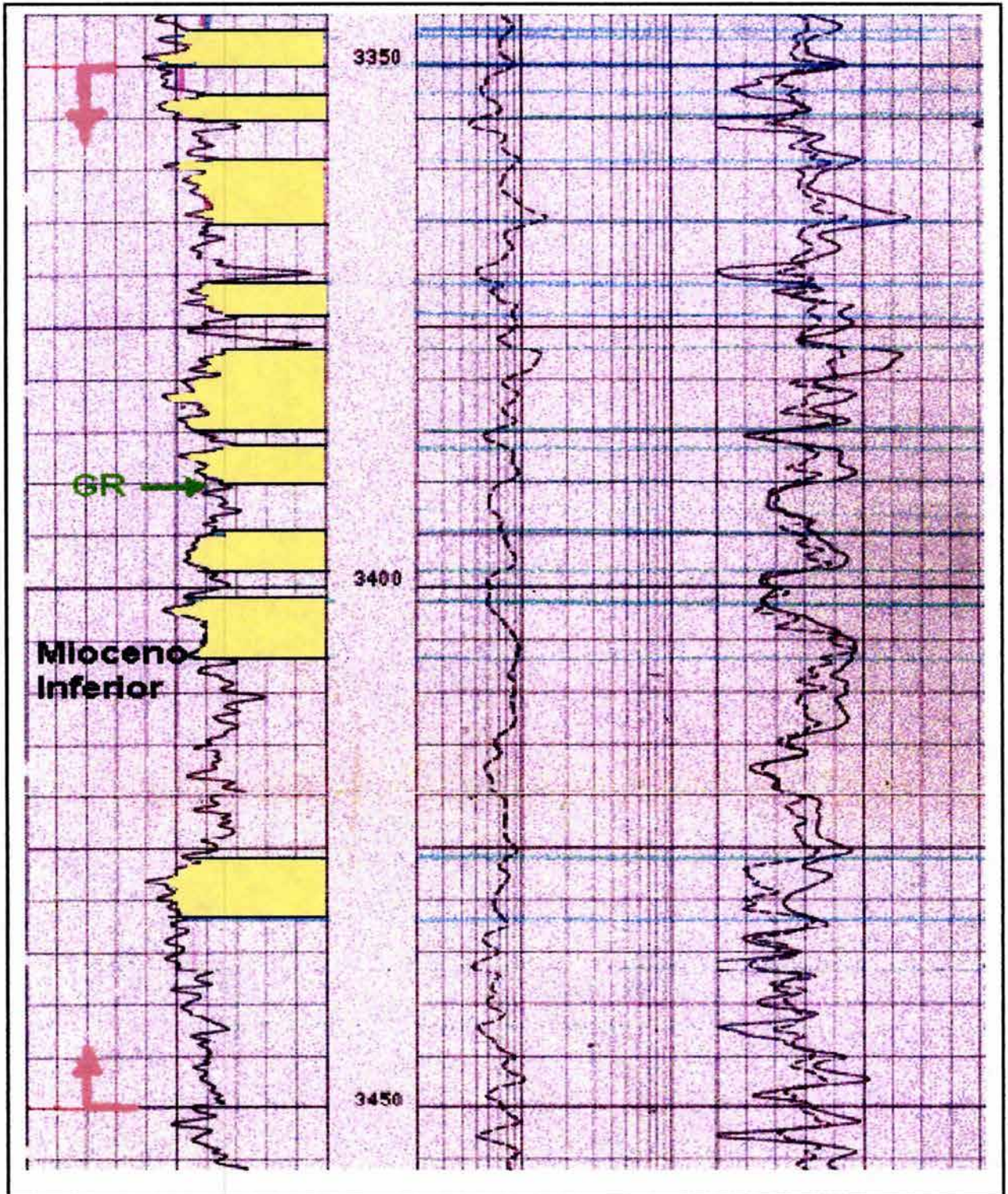


Figura 42. Intervalos de cuerpos arenosos constituidos por facies turbiditicas, depositados en abanicos submarinos complejos, durante el Mioceno Inferior y Medio, los espesores de los cuerpos varían entre 2.0 y 10.0 m (Pozo Kinil-1, profundidad 3350-3450 m).

canal "overbank", bordes de canal "levees" y lentes por acuñamiento del frente lobular hacia la porción distal. Los espesores de los cuerpos arenosos son variables entre 1.0 y 5.0 metros; estos cuerpos arenosos delgados se encuentran interestratificados entre secuencias arcillo-arenosas, limo-arcillosas y arcillosas gruesas, siendo las facies que predominan en la columna del pozo desde el Mioceno Inferior Medio hasta el Plioceno Medio, que abarca de la profundidad de 1545 a 3500 en el Mioceno Inferior-Temprano las facies se presentan más arenosas en la profundidad de 3500 a 4390 m. (Figura 43 columna geológica del pozo profundidad 4100-a-4225 m), cerca del contacto con el Oligoceno Superior. La columna del Mioceno Medio, según el reporte del pozo solamente existen 30 m y el Mioceno Superior esta ausente, debido a la discordancia del Mioceno.

Para el Plioceno Inferior y Medio, predominan los sedimentos arcillo-arenosos y limo-arcillosos, con esporádicas interestratificaciones de cuerpos arenosos delgados, que pueden corresponder a depósitos de talud superior acuñados hacia la plataforma; en el Plioceno Superior, los ascensos y descensos del nivel del mar continuaron con tendencias regresivas, por lo que, los ambientes predominantes son transicionales entre talud y plataforma, incrementándose la cantidad de cuerpos arenosos delgados, con respecto a las facies del Plioceno Inferior y Medio. Del Plioceno Superior al Pleistoceno y Reciente, los niveles eustáticos del nivel del mar han tenido ligeras oscilaciones, por lo que, los ambientes se han mantenido entre el talud superior y la plataforma externa, depositándose bancos, cordones, espigones y lentes arenosos, con predominio de sedimentos arcillosos.

VI.7 Corrientes de contorno y contornitas

VI.7. 1 Definición y mecanismos de transporte y depósito

A mediados de los 60's, Heezen *et al.* (1966), hacen un descubrimiento fundamental, reconociendo que las corrientes de fondo, seguían los contornos del margen continental superior Oeste del Atlántico Norte; estas corrientes fueron referidas como

Depósitos de abanico complejo (frente de lóbulo)

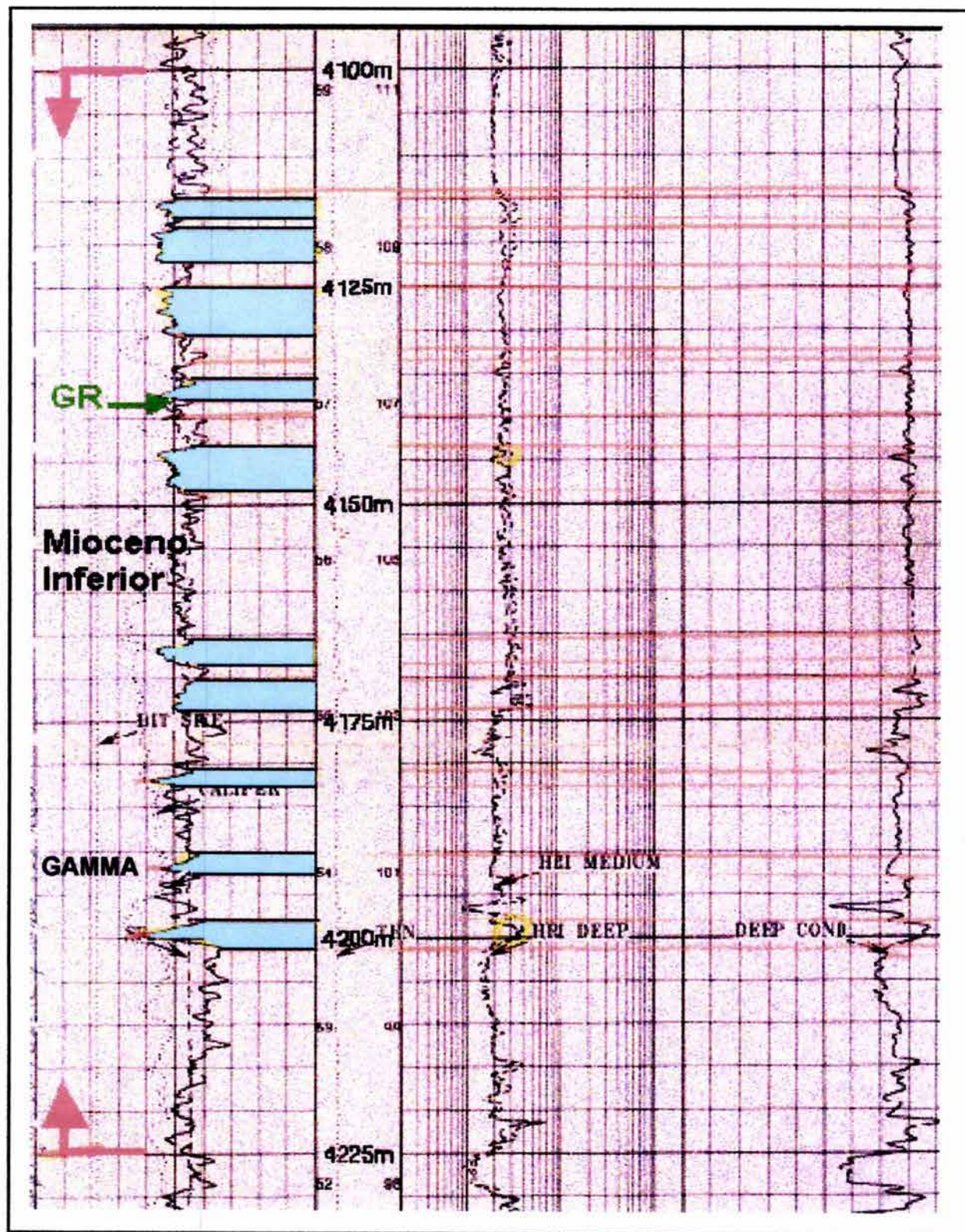


Figura 43. Facies arenosas depositadas en ambiente de talud en abanicos complejos durante el Mioceno Inferior, los espesores de los cuerpos arenosos identificados en los registros geofísicos varían entre 2.0 y 5.0 m (Pozo Tabcob-1, profundidad 4100-4225 m).

“**corrientes de contorno**” las cuáles fueron capaces de erosionar y remover el piso del mar profundo y depositar sedimentos de grano fino. El término de **Contornita (contourita)** fue acuñado por Hollister y Heezen (1972) para denominar a los sedimentos depositados a lo largo de los niveles de contorno de los fondos marinos, en el talud continental y en las márgenes de las cuencas oceánicas.

Stow y Lovell (1979) establecieron las evidencias que en el borde continental del oeste del Atlántico Norte, se han depositado sedimentos por corrientes de fondo, formando cuerpos paralelos a los contornos de la paleobatimetría. Heezen, Hollister y Lovell. (1966) marcan el inicio de una revolución en la sedimentología, comparable a la revolución que causó la presencia de las turbiditas, propuesta por Kuenen y Migliorini en su publicación clásica en 1950.

Una contornita (contourita) se definió como, los sedimentos depositados por corrientes de fondo siguiendo los contornos morfológicos del fondo marino” (Heezen et al., 1966) y las evidencia para este tipo de sedimentación fue documentada por Schneider et al. (1967); Hollister y Heezen (1972); y Stow y Lovell, (1979). Con base en trabajos de campo y geología marina, identifican claramente dos facies distintas de contornitas: **contornitas de lodo depositadas como material fino de lodos suspendidos y asociados a capas nefeloides, con corrientes de fondo, y **contornitas de arena**, que resultan del lavado de lodos y del retrabajo de arenas turbidíticas (Figura 44).**

Las contornitas han llegado a incrementar su importancia solamente en años recientes, principalmente porque se ha definido mejor su concepción en la geología marina y en técnicas geofísicas. El perfilaje de reflexión sísmica ha permitido el reconocimiento de estos sedimentos, usualmente caracterizados por una firma sísmica distintiva. Estos depósitos de contornitas pueden formar grandes cuerpos sedimentarios, usualmente referidos como “contornitas de deriva”, los cuales están comúnmente compuestos de sedimentos de arenas de grano fino y hacia la cima, comúnmente por lodos biogénicos de origen pelágico.

ARENAS RETRABAJADAS POR CORRIENTES DE FONDO

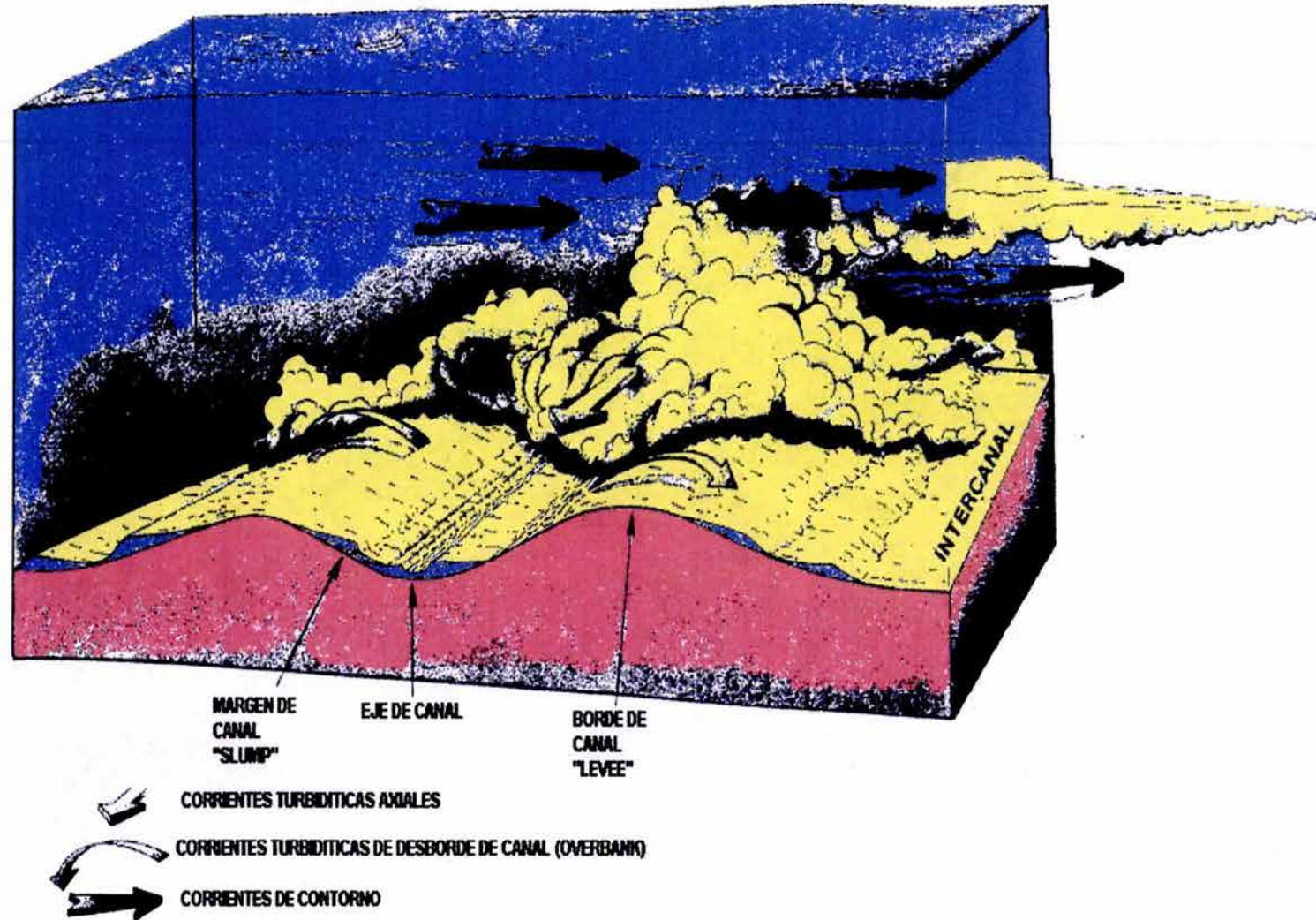


Figura 44. Modelo conceptual, mostrando las relaciones entre corrientes turbidíticas en dirección axial y corrientes de fondo (corrientes de contorno); las corrientes de contorno retrabajan las arenas de borde de canal en las áreas de intercanales (según G. Shanmugam, 1995).

Recientemente han sido reconocidas estas corrientes de fondo, como un mecanismo para el transporte y depósitos substanciales de arenas, en cuencas de aguas profundas (Enjolras et al., 1986; Mutti y Normark, 1987 y Vail *et. al.*, 1991). Estas arenas representan un nuevo y virtualmente no conocido tipo de sistemas siliciclásticos de aguas profundas. La configuración estratal de estos cuerpos de arenas, son expresados por los perfiles sísmicos.

Con la observación de facies de un limitado número de núcleos de dominio público Mutti (1992) y Enjolras *et al.*, (1986), claramente indican que estos cuerpos de arenas finas representan arenas originales de turbiditas fuertemente retrabajadas, clasificadas y redepositadas por corrientes de fondo (Figura 45). Estos cuerpos de arena actualmente son de los más atractivos como rocas almacenadoras de hidrocarburos, para exploraciones futuras en aguas profundas, en cuencas de márgenes pasivos y divergentes, ya que son cuerpos de arenas más limpias, mejor clasificadas y con mejor porosidad y permeabilidad que las turbiditas.

Actualmente existen importantes campos en producción y reservorios, en el noroeste del Golfo de México, en la plataforma y talud continentales de Louisiana y Texas, así como en el Atlántico sur en campos de yacimientos terciarios costa afuera del Brasil.

VI.7.2 Tendencias de su distribución en el subsuelo de la región

En la investigación realizada sobre subsuelo para este trabajo de tesis, en el suroeste del Golfo de México; por medio de la interpretación de la firma litológica en los registros geofísicos de pozos y del análisis de patrones de paleocorrientes de fondo en la región, con la información observada en secciones sísmicas y tomando en cuenta la paleogeografía del Mioceno, se pudieron identificar cuerpos arenosos que dan la firma de contornitas, en dos pozos (**Kinil-1-A y Bolontiku-1**) que están localizados costa afuera, en la plataforma continental de Tabasco, dichos cuerpos arenosos se encuentran situados en el intervalo estratigráfico correspondiente al

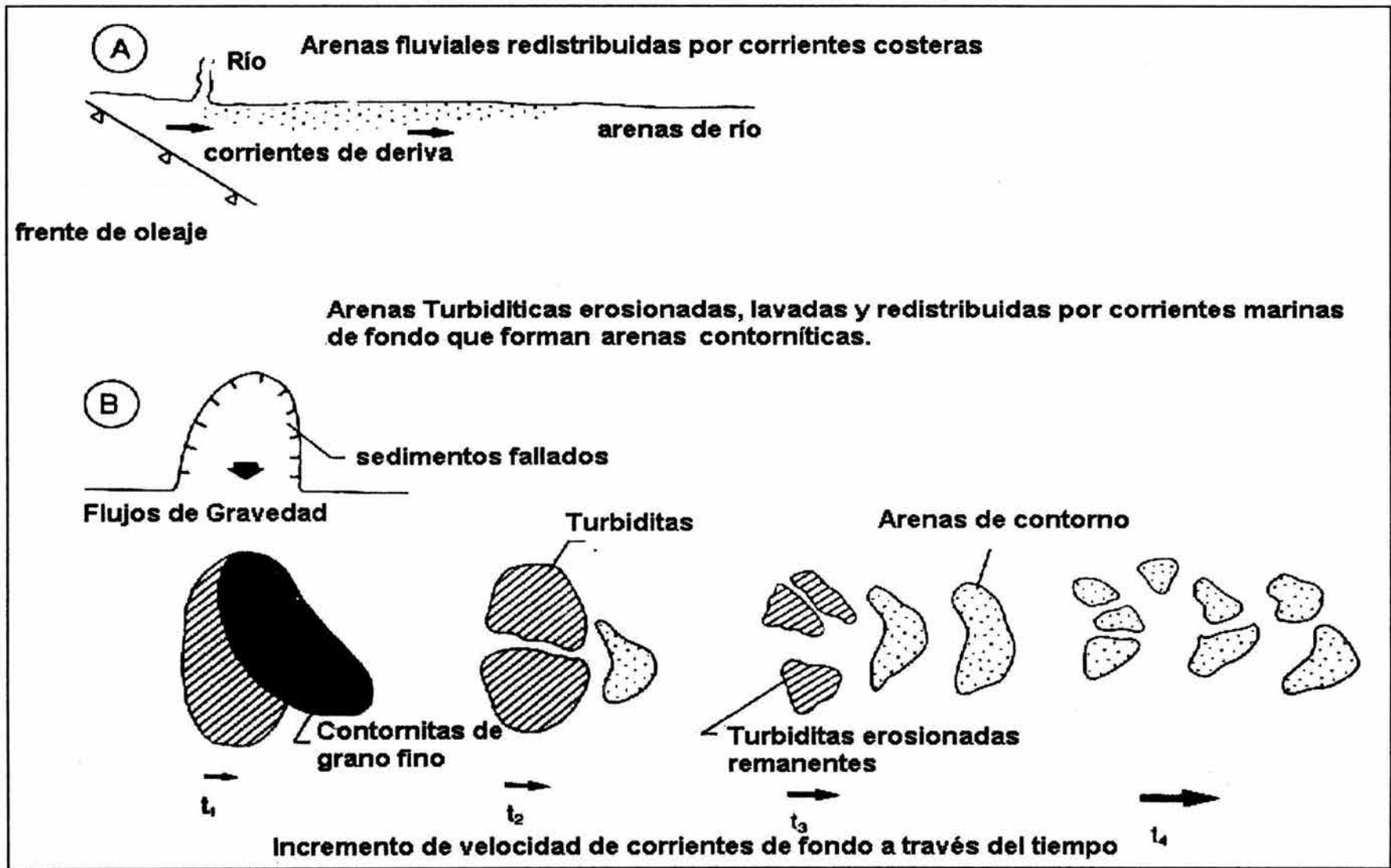


Figura 45. Comparación entre dos tipos de dispersión de sedimentos: A) Ambiente de deriva a lo largo de la línea de costa y B) Corrientes de fondo en ambientes marinos profundos; las arenas contorníticas son resultado de la erosión, retrabajo y clasificación de los sedimentos (según Mutti, 1992).

Mioceno Medio y Superior y paleogeográficamente están localizados en la porción superior del talud continental.

El pozo **Kinil-1-A**, localizado unos 40 Kms. hacia el noroeste de la laguna de Dos Bocas, situada en la franja costera del Estado de Tabasco fue perforado en la plataforma continental con un tirante de agua de 45.0 m (Figura 33). En la columna geológica de este pozo, en la parte media del Mioceno Medio se detectaron, a las profundidades de 2450 m a 2525 m. en registros geofísicos (RG Y SP), cuerpos arenosos continuos, que indican textura fina y una estratificación delgada, interestratificados con capas laminares de lutitas y limolitas (Figura 46 columna geológica del pozo, profundidad 2400-2525 m.) Estas facies fueron identificadas como cuerpos de contornitas depositadas paralelamente en el borde superior, del talud continental. Los sedimentos deben haber sido erosionados transportados y redepositados por corrientes de fondo que seguían los niveles del contorno del talud continental para el tiempo del Mioceno Medio y Superior.

Otro pozo situado hacia el Este del pozo Kinil-1-A, es el **Bolontiku-1**, también localizado a unos 40 Kms. hacia el noreste de la desembocadura del río Grijalva-Usumacinta en la franja costera del Estado de Tabasco y perforado sobre la plataforma continental en un tirante de agua de 35 m. En la columna geológica de este pozo a la profundidad de 1655 m y hasta la profundidad de 1730 m, intervalo correspondiente a la parte alta del Mioceno Medio, se identificaron cuerpos de areniscas interestratificados con cuerpos de limolitas y lutitas, en los registros geofísicos (RG y SP), se presentan horizontes con características de facies de contornitas, como cuerpos delgados de areniscas verticalmente continuas interestratificadas con capas laminares de lutitas y limolitas. Estos cuerpos de areniscas presentan marcas muy características en los registros geofísicos, similares a las contornitas identificadas en la porción noroeste del Golfo de México (Shanmugam et al., 1995) (Figura 47 columna geológica del pozo, profundidad 1610-1725 m). Estas facies sedimentarias se forman por la erosión, el retrabajo, y reclasificación de arenas de textura fina, por las corrientes de fondo, paralelas al

Depósitos de contornitas en el talud superior

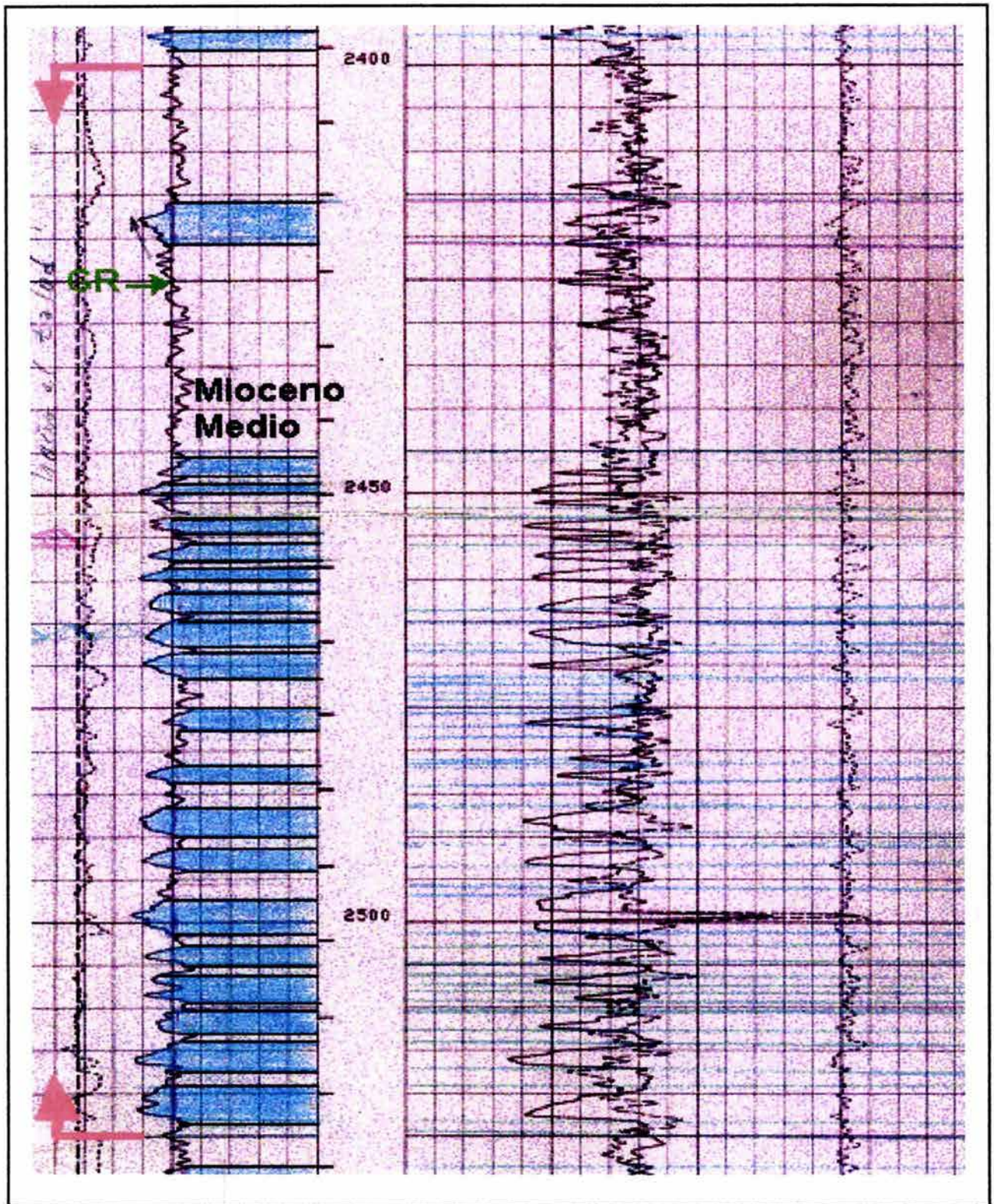


Figura 46. Intervalos de cuerpos arenosos en estratos delgados, inestratificados con capas laminares de lutitas y limolitas; estos cuerpos arenosos fueron identificados como contornitas y depositadas por corrientes marinas de fondo durante el Mioceno Medio (Pozo Kinil-1 A, profundidad 2400-2525 m).

borde del talud y sobre la plataforma continental externa. El patrón actual de corrientes establecido en el Golfo de México debe haberse instalado, por lo menos desde el Mioceno Medio (Mullins *et al.*, 1987) con el cierre del estrecho de Panamá, por el movimiento de la Placa del Caribe hacia el Oriente, impidiendo la continuación de la comunicación marina entre los océanos Atlántico y el Pacífico, dando con ello origen al establecimiento de un nuevo patrón de corrientes en el mar del Caribe y en el Golfo de México, similar al que existe actualmente (Vidal *et al.* 1999).

Por lo tanto los mecanismos de transporte, depósito y dispersión de los sedimentos recientes, son criterios aplicables en la exploración petrolera del subsuelo profundo, dentro del prisma sedimentario acrecional del Terciario (Neógeno), en el suroeste del Golfo de México. Cuando los objetivos son la localización de cuerpos arenosos de contornitas y turbiditas, como trampas estratigráficas y estructurales, asociados a los domos salinos y/o como generadoras o sello de receptáculos de hidrocarburos. Extrapolando este modelo desde el Mioceno Medio (15-16 m. a.) y al Plioceno podríamos seguir las tendencias de distribución de los sedimentos, reconstruyendo los modelos paleogeográficos y de distribución de corrientes con mayor precisión en el Sur del Golfo de México, y con ayuda de secciones sísmicas de alta resolución se puede detectar la localización de los mejores espesores y la más amplia extensión de los depósitos de los cuerpos de contornitas y turbiditas que se encuentran asociadas en la columna estratigráfica de los pozos. Los cuerpos arenosos de contornitas serían mejores prospectos para la exploración petrolera ya que normalmente son arenas retrabajadas de las turbiditas; por lo tanto van a ser más limpias y mejor clasificadas presentando mejores propiedades petrofísicas que las turbiditas que son arenas con mayor contenido de arcilla y texturalmente con bajo grado de clasificación.

Depósitos de contornitas en el talud superior

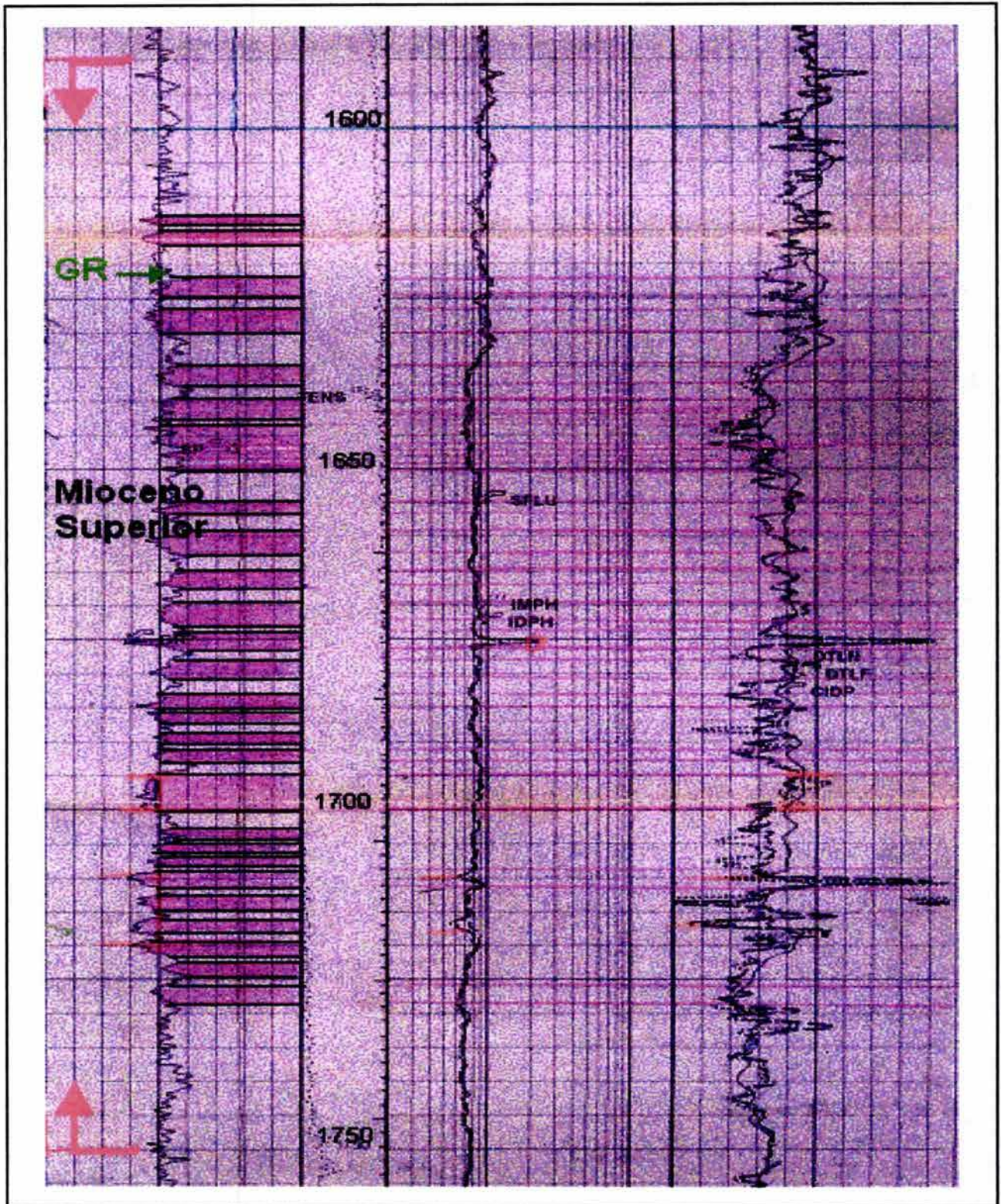


Figura 47. Cuerpos de areniscas distribuidos uniformemente e inestratificados con capas la minares de lutitas y limolitas, estos cuerpos fueron identificados como intervalos de contornitas depositados por corrientes de fondo a finales del Mioceno Superior (Pozo Bolontiku-1, profundidad 1600-1715 m).

CAPITULO VII

EVOLUCIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTARIA DEL NEÓGENO AL RECIENTE

VII.1 Evolución tectónica del Terciario del sur y sureste de México

En el entorno geodinámico del sur y sureste de México uno de los rasgos más sobresalientes actuales es una zona de cizalla, que comprende los sistemas Motagua-Polochic (Rosencrantz y Sclater, 1986). Este sistema de fallas que manifiesta el desplazamiento relativo izquierdo de la Placa de Norteamérica con respecto a la Placa del Caribe, se extiende desde la región sur de Chiapas y Guatemala hasta la región del Caribe y uno de sus segmentos está representado por la Fosa del Cayman, situada al sureste de Yucatán. El punto triple en el que convergen las placas de Cocos, de Norteamérica y del Caribe, está representado por una amplia zona de deformación por extensión que tiene como centro al Golfo de Tehuantepec, donde se registran sismos con mecanismos focales correspondientes a fallas normales (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989).

Con base en las interacciones cinemáticas reconocidas en el sistema de fallas Motagua-Polochic, así como la arquitectura y la edad de la Fosa del Cayman, se ha considerado que la parte continental del norte de Centroamérica, conocida como Bloque de Chortis, se encontró en algún momento frente a las costas del sur de México (Malfait y Dinkelman, 1972, y Pindell y Barrett, 1990). Estas interpretaciones se vieron fortalecidas con el hallazgo de zonas de cizalla izquierda, con orientación, noroeste-sureste, observadas en las costas de Guerrero y Oaxaca (Schaaf *et al.*, 1995; Tolson, 1998) y con el carácter truncado de la margen continental en esta región. Con base en la distribución de las zonas de cizalla y en las afinidades estratigráficas, entre el Bloque de Chortis y el sur de México, Schaaf *et al.* (1995)

consideran que el extremo noroccidental del Bloque Chortis tuvo como máxima latitud la región de Zihuatanejo, Gro.

El truncamiento de la margen continental por el desplazamiento del Bloque de Chortis, propició que la localización de las rocas del arco magmático del Terciario, que se encontraban a cierta distancia de la trinchera, quedaran colocadas en la nueva trinchera (Figura 48). Moran-Zenteno *et al.* (1996) y Tolson (1998), han interpretado que el levantamiento de la margen continental recién formada, fue inducido, en parte, por la flexión de la litosfera oceánica en la zona del punto triple. Por otro lado, la extinción del magmatismo a lo largo de la margen continental actual, como ha sido documentado por Herman *et al.* (1994) y Schaaf *et al.* (1995), serían también una consecuencia del paso del punto triple mencionado.

Los rasgos tectónicos del sur de México han sido en general poco estudiados, sin embargo una serie de informes producidos en años recientes han revelado algunos detalles que indican que la Sierra Madre del Sur evolucionó de manera diferente a la región continental ubicada al norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Estos estudios ponen en duda la continuación de la provincia de cuencas y sierras hacia el sur de México (Morán-Zenteno, 2000).

La reconstrucción tectónica de la región sur y sureste de México a fines del Cretácico 66 m.a. límite K/T (según Johnson y Barros, 1993) y de acuerdo con Pindell *et al.*, (1990) incluye el periodo antes del cese de la actividad tectónica laramídica en México y América Central, pero previo al movimiento de la placa del Caribe hacia el oriente.

El bloque de Chortis estuvo en un lugar adyacente al suroeste de México, alineando la zona de subducción del Pacífico a lo largo de las margenes occidentales de México y Centro América. Al oriente existe una gran falla transforme sinistral, que permitió la translación hacia el norte, del arco de islas de las grandes antillas, pasando al oriente de la Plataforma de Yucatán y chocando con la Plataforma de las Bahamas durante el Paleoceno (Barros, 1987). Jamaica y una porción de la corteza sumergida fueron

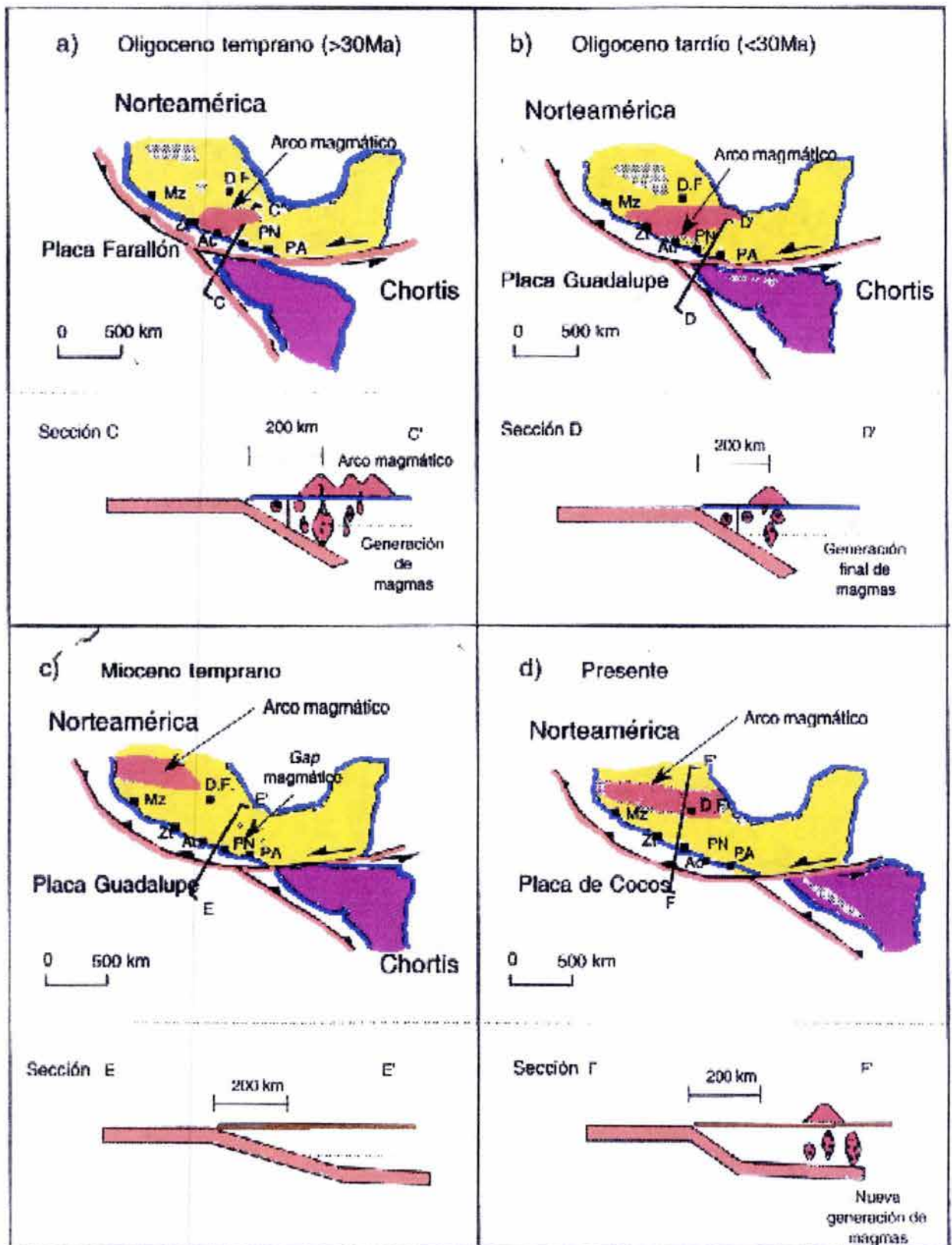


Figura 48. Esquema donde se observa la evolución tectónica de la margen continental del Sur de México, el magmatismo asociado desde el Oligoceno hasta el Reciente y el movimiento del Bloque de Chortis desde las costas de Acapulco hasta su posición actual (de Moran-Zenteno et al., 2000).

alguna vez, parte del oeste del arco, el cuál esta mostrando rompimiento por esfuerzo cortante rezagado después de colisionar con el sur del bloque de Yucatán. Esta colisión probablemente modificó la forma de las márgenes este y sur de los bloques de Chortis y Yucatán, los cuales fueron formados como márgenes pasivos tempranamente, durante la apertura de Norte-América y Sudamérica. Las ofiolitas del norte de la zona de fallas Motagua-Polochic en Guatemala, fueron obducidas al norte de Jamaica durante esta colisión.

La velocidad de la convergencia de las placas del Pacífico y de Norteamérica empezó a incrementarse en el Cretácico Tardío, dando origen con ello a la Orogenia Laramídica (Coney, 1978). En ese tiempo en México, el cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental empezó a desarrollarse extendiéndose hacia el sur y sureste de México (Cserna, 1989). El plegamiento activo cubre una amplia área en el Norte y América Central, lo amplio del cinturón en el sur de México puede ser relacionado a la presencia de varios bloques de corteza, tales como el bloque tectónico de Oaxaca y el Macizo de Chiapas, los cuales probablemente se movieron independientemente y la deformación y acortamiento fueron concentrados en las áreas de corteza más delgada entre esos bloques.

A lo largo del borde occidental según la reconstrucción tectónica, el material de la subducción del Pacífico formó un arco continental volcánico calco-alcalino (Cserna, 1989) y como la convergencia entre las placas se incrementó en el Cretácico Temprano, originó un levantamiento y acortamiento hacia adentro del arco, causando depósitos marinos que van graduando hacia el este, y fuertes espesores continentales, con abundantes detritos volcánicos acumulados en la porción oeste de México, así como en la Cuenca del Río Balsas. A fines del Cretácico, estos sedimentos y las rocas marinas fueron plegados y deformados.

Durante el Eoceno Medio y Tardío (50-40 m.a.), el empuje y plegamiento continental disminuyó y los estratos deformados, empezaron a ser fuertemente erosionados, y regionalmente constituyen una superficie inclinada llegando a ser una discordancia

angular mayor, cuando fue sepultada por las capas rojas post-laramidicas. Un nuevo ambiente tectónico expresado por fallas transcurrentes como la transforme de Acapulco, fallas ancestrales Motagua Polochic, fosa temprana del Caymán y zona de fallas Chapala-Oaxaca, se desarrollaron en la región (Jonson y Barros, 1993).

El sistema este-oeste de fallas sinestrales fue probablemente conectado al desarrollo del límite hacia el norte, de la placa del Caribe la cual ha tenido movimiento relativo al este con respecto a la de Norteamérica (Rosencrants, et al., 1988). Con la ocurrencia de este suceso el bloque de Chortis empezó a acrecionarse a la placa del Caribe en el Paleógeno Temprano. Esto dio lugar al inicio del fallamiento lateral izquierdo del bloque de Chortis, lejos del margen sur de México, probablemente debido al debilitamiento termal laramidico de la corteza mexicana, una alta velocidad de convergencia de placas en el Pacífico y ausencia de un fuerte apoyo continental para fortalecer el este de Chortis. La formación de una cuenca (pull-apart) y la fosa del Caimán, también empezaron a abrirse en este tiempo y hacia el este, el sistema de fracturas sinestrales (Rosencrantz et al., 1988), la falla Guayape en la porción central de Honduras acomodó parte del movimiento lateral izquierdo.

La zona de levantamiento en el sur de México, migró hacia el este con el bloque de Chortis, dejando testigos expuestos de rocas metamórficas, a lo largo de la costa (Complejo Xolapa) (Guerrero, 1975; Hermann *et al.*, 1991) Este mecanismo para la formación del Complejo Xolapa, explica la existencia de rocas metamórficas más jóvenes hacia el oriente.

El Oligoceno Temprano y Tardío, es marcado de suma importancia en la reconstrucción tectónica, justamente previo al mayor cambio en la evolución cinemática de la región (Figuras 48-a y b). La Cordillera del Pacífico Oriental casi chocó con la Trinchera a lo largo del oeste de la Placa norteamericana y después de 30 m.a. el movimiento de las placas en el Pacífico, llegó a ser mucho más complicado. La exposición gradual del margen sur de México continuó a causa del levantamiento y metamorfismo a lo largo de la costa, dejando atrás exposiciones de

rocas metamórficas (Complejo Xolapa). El movimiento lateral izquierdo con fallas paralelas, sobre la trinchera en el sur de México, probablemente continuó durante este período y aún en lugares más lejanos, disectando a las estructuras laramidicas.

Una zona de vulcanismo calco-alkalino e intrusivos relacionados a la zona de subducción, migraron a lo largo de la costa hacia el este, al través de la Cuenca del Balsas en el sur de México, siendo el margen expuesto a la subducción, dejando hacia atrás numerosos stocks e intrusivos del Terciario Medio. En ese tiempo el bloque de Chortis migró hacia el este, con la placa del Caribe, siendo forzado a rodear la curvatura del sur de bloque de Yucatán.

En el Mioceno Temprano (20 m.a.), la situación de los elementos tectónicos es significativa (Figura 48-c). El bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este terminándose el tiempo que estuvo escudando al Macizo de Chiapas de los efectos de la subducción. Este movimiento combinado con los efectos de la subducción de la Cordillera de Tehuantepec, dio origen a la formación de las cuencas terciarias del sureste al norte del Macizo de Chiapas. El plegamiento de la carpeta sedimentaria fue derivado hacia el norte, formándose el cinturón plegado Chiapaneco. Prominentes fallas de desplazamiento lateral sinistral disectan estas estructuras probablemente desarrolladas contemporáneamente como fallas sintéticas mayores al desplazamiento principal.

Durante el Mioceno Tardío (10 m.a.) ocurrió un cambio rápido del polo de Euler (Schilt *et al.*, 1982), alterando el movimiento relativo entre Norte América y la Placa de Cocos. Siendo localizado este punto lejos de la costa sur de México. Este cambio dió como resultado un largo gradiente de convergencia, a lo largo de la trinchera de América Meridional, pasando de subducción perpendicular en el sureste, a cizallamiento lateral derecho en el noroeste. El extremo occidental de la trinchera, al cierre próximo del polo de Euler, causó movimiento dextral transforme, a lo largo de la trinchera. Hacia el sur cerca de Chiapas, la dirección de la convergencia fue casi perpendicular a la trinchera y también tuvo una gran magnitud absoluta; este cambio

en la convergencia, causó deformación continua al norte del Macizo de Chiapas, así como una rotación lenta de la Microplaca de Yucatán (cuyos límites son: al norte el Escarpe de Campeche y la terraza de Campeche, al sur el sistema de fallas Motagua-Polochic y el Arco de la Libertad, al occidente el Cañón de Campeche y las fallas Candelaria Xicalango, al oriente la Terraza de Yucatán), en el sentido dextral activándose la falla del Istmo.

En el Mio-Plioceno (5.0 m.a.) la distribución del vulcanismo calco-alkalino, relativo a la trinchera de América meridional, cambió drásticamente alrededor de hace 5 m.a. coincidiendo con el inicio del "rifting" y del vulcanismo alcalino, en la porción oeste-central de México (Jonson y Barros, 1993). En Centro América el vulcanismo remanente se concentró a lo largo de una zona estrecha de 250 km. de la trinchera; en México; sin embargo, el vulcanismo Plio-Cuaternario fue amplio y a lo largo de una zona estrecha este-oeste, teniendo un lineamiento oblicuo con relación a la trinchera (Eje Volcánico Trasmexicano). La rotación del bloque de Yucatán y la extensión hacia el sur, de la zona de fallas Motagua-Polochic en Centro América, durante ese período fueron probablemente relacionadas a la rotación de la parte final oeste del bloque de Chortis, rodeando la porción sur del bloque de Yucatán (Burkart y Self, 1985; Malfait y Dikelman, 1972). El levantamiento y truncamiento del margen sur de México se completó durante ese tiempo.

Durante el Plio-Cuaternario (3.5-0 m.a.) el desarrollo tectónico de América meridional continuó en forma similar como en el pasado, con algunas modificaciones, debido a las peculiaridades de la subducción de la cordillera de Tehuantepec, debajo de la zona de debilidad, traslapando a la placa de Norteamérica (Figura 48-d).

VII.2 Evolución geodinámica del suroeste del Golfo

La evolución geodinámica de la provincia geológica del suroeste del Golfo de México y de la llanura costera adyacente, se interpreta con base en la integración de los eventos tectono-sedimentarios locales y regionales, que se encuentran

representados, cuando menos, en cinco mega-secuencias estratigráficas, mayores, que fueron depositadas desde el inicio de la formación del Golfo en el Triásico Superior hasta el Reciente, y las cuáles pueden resumirse en los siguientes eventos (Figura. 8).

VII.2.1. Transgresión marina durante el Mesozoico:

A partir del Triásico Superior durante la apertura del Golfo de México, el basamento continental Pre-Triásico-Superior, ígneo y metamórfico, del Macizo Granítico de Chiapas, se fragmentó en sistemas de bloques distensivos, depositándose sedimentos aluviales y fluvio-aluviales continentales (lechos rojos), y en el Jurásico Medio (Calloviano), sucesivamente pero en forma intermitente, se depositó una secuencia de sedimentos evaporíticos que infrayacen a sedimentos limo-arcillosos y areno-limosos de ambientes de planicie fluvial y litoral, intercalados con calizas y margas de ambientes marinos someros correspondientes al Jurásico Superior; esta secuencia a su vez, subyace a depósitos de calizas y margas dolomitizadas con brechas y conglomerados intraformacionales, calcáreos y dolomitizados del Cretácico Inferior. Durante el Cretácico Medio y Superior, los procesos transgresivos marinos dominaron en el área, lo que es evidente por los depósitos sucesivos de calizas masivas y dolomías con bancos biógenos, que infrayacen a calizas limo-arcillosas, limolitas y lutitas del Cretácico Superior tardío. Hacia el Golfo de México, las facies litorales y de plataforma somera de la región de Chiapas-Tabasco, cambian a sedimentos pelágicos, calcáreos y arcillosos, de ambientes de plataforma externa, talud y de cuenca, cuyo rango estratigráfico comprende desde el Jurásico Superior al Cretácico Superior. La secuencia estratigráfica mesozoica de la Cuenca del Golfo de México, fue deformada estructuralmente por los esfuerzos compresivos laramídicos, con vergencia hacia el norte-noreste, generados durante la subducción de la placa tectónica Farallón, en el margen circum-pacífico (Coney, 1976, 1979 y 1983; Dickinson, 1979).

VII.2.2. Regresión y transgresión marina durante el Paleógeno

Al emerger la provincia geológica por los esfuerzos de deformación compresiva laramídica, norte-noreste, durante el Cretácico Superior tardío-Paleoceno temprano; otro evento tectónico ocurrió en el cinturón orogénico de Chiapas, por esfuerzos tectónicos distensivos durante el Paleoceno-Eoceno temprano, con la formación de fosas y pilares de piamonte, paralelas y marginales al frente orogénico; en las fosas se depositaron sedimentos aluviales y fluvio-aluviales, compuestos por gravas y brechas calcáreas y calcáreo-arcillosas, productos de la erosión y transporte de las secuencias estratigráficas mesozoicas. La mega secuencia sedimentaria del Paleógeno, se caracteriza por sus ciclos oscilantes, regresivos y transgresivos, pero con franca tendencia regresiva. Durante el Eoceno temprano ocurrió un ciclo breve transgresivo, depositándose terrígenos texturalmente finos (limo-arcillosos, limo-calcáreos y calcáreo-arcillosos) de ambientes litoral y marino somero; posteriormente, durante el Eoceno Medio-Superior, ocurrieron otros dos eventos sedimentarios consecutivos; el primero, regresivo, con el depósito de sedimentos terrígenos de textura areno-limosa y arcillosa, de ambientes de planicie fluvio-deltáica, y el segundo, transgresivo, caracterizado por la secuencia de arena-limosa y calcárea-arcillosa de ambientes litoral y marino somero. En contraste con esta provincia terrígena, la secuencia estratigráfica eocénica del margen occidental de la Plataforma de Yucatán, es calcárea, y predominan calcarenitas de biógenos y oolitas, también depositadas en ambientes litorales y marinos someros.

Durante el Oligoceno, continuó el depósito de la secuencia terrígena areno-arcillosa en las fosas, y de bancos calcáreos de moluscos y corales en los pilares estructurales, de ambientes marinos someros, como resultado de eventos regresivos; las fosas y pilares subsidian y basculaban diferencialmente hacia la parte profunda del Golfo de México. Hacia el sur del Golfo en las provincias geológicas de los estados de Campeche y en el Tabasco, los sedimentos terrígenos se depositaron en ambientes someros, desde planicies fluviales, lagunares litorales, hasta fluvio-deltáicos y de plataforma marina somera; hacia el margen occidental de la Plataforma

de Yucatán, los sedimentos eran lodos calcáreos de ambientes de plataforma abierta; las provincias sedimentarias progradaron hacia el golfo, como facies calcáreo-arcillosas y arcillosas pelágicas de ambientes marinos profundos de talud y de cuenca. Los eventos tectónicos distensivos y compresivos, asociados con los depósitos sedimentarios progradantes durante el Paleógeno Inferior, fueron interrumpidos por una extensa emersión del basamento a fines del Oligoceno, durante el evento tafrogenético Cascadiano, conformando fosas y pilares distensivos, que se interpretan como consecuencia del desplazamiento de la placa proto-caribeña hacia el noreste, durante el Eoceno-Oligoceno Superior, y en forma atenuada durante el Mioceno temprano (Burkart *et al.*, 1987).

VII.2 3. Regresión marina durante el Neógeno

En el Mioceno Inferior, los sedimentos de la provincia geológica del sureste, terrígenos y evaporíticos, y los calcáreos del margen occidental de la Plataforma de Yucatán, en franca etapa regresiva, progradaron intermitentemente hacia las zonas profundas del Golfo de México; lo que es evidente, porque se presentan regionalmente horizontes discordantes, tanto en el subsuelo de la planicie costera del golfo, como en la plataforma calcárea de Yucatán; lo que fue ampliamente documentado por Meneses de Gyves (1980) y Ángeles-Aquino (1988), entre otros autores. A partir del Mioceno Medio, se definió la placa del Caribe y se desplazó hacia el oriente franco, como consecuencia del movimiento de la placa de Norte-América, que se separaba de la de Sudamérica, y simultáneamente y en forma transtensiva, el bloque tectónico Chortis (Honduras-Nicaragua), también se desplazaba desde el margen suroccidental de México, hacia su posición actual (Aguayo y Trapága, 1996).

Durante el Mioceno Medio, la placa de Cocos en subducción, generó esfuerzos tectónicos transtensivos y transpresivos con vergencia hacia el norte-noreste, que activaron a la falla regional del Istmo o Salina-Cruz, con desplazamientos sinestrales, y se conjugaron con los movimientos del bloque de Yucatán durante su desplazamiento rotacional dextral, siendo su movimiento sinistral, en su porción sur,

en Centro América, a lo largo del Arco de la Libertad y en el sistema del fallamiento Polochic (Aguayo *et al.*, 2001).

Durante el Neógeno y debido a la rotación dextral del bloque de Yucatán, se reactivaron las cuencas sedimentarias distensivas de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo, subsidiendo rápidamente en el Mioceno tardío-Plioceno temprano. La acumulación de secuencias terrígenas repetitivas y regresivas, es de varios kilómetros de espesor; sus facies sedimentarias progradantes se depositaron en ambientes fluvio-deltáicos, litorales-lagunares y de plataforma interna somera, con cambios laterales hacia el Golfo de México, a facies sedimentarias turbidíticas y pelágicas depositadas en ambientes marinos de aguas profundas.

En este evento tectónico también se activaron las fallas transcurrentes y transpresivas orientadas noroeste-sureste, en la provincia geológica de la Sierra de Chiapas, adquiriendo su actual conformación estructural, la que ha continuado modificándose durante el Cuaternario, por los esfuerzos compresivos con vergencia hacia el noreste, de la placa circum-pacífica de Cocos, que genera sistemas conjugados de fallas transcurrentes y fracturas con orientación noroeste-sureste y noreste-suroeste, siendo estas últimas las de mayor tendencia, ya que coinciden con la dirección de los esfuerzos compresivos de la placa circum-pacífica Cocos (Aguayo *et al.*, 2001).

Durante el Plioceno tardío-Cuaternario, el marco tectónico para este período muestra la conformación actual de la República Mexicana y del Golfo de México con respecto a las placas tectónicas (Figura 49). En la sedimentación se manifiestan principalmente los procesos marinos regresivos, interrumpidos por ciclos cortos de sedimentación transgresiva y retrogradante, causados por las fluctuaciones eustáticas de origen climático, que ocurrieron durante los períodos glaciales e Inter-glaciales del Pleistoceno (Logan, *et al.*, 1969; Putsy, 1965 y 1966; entre otros).

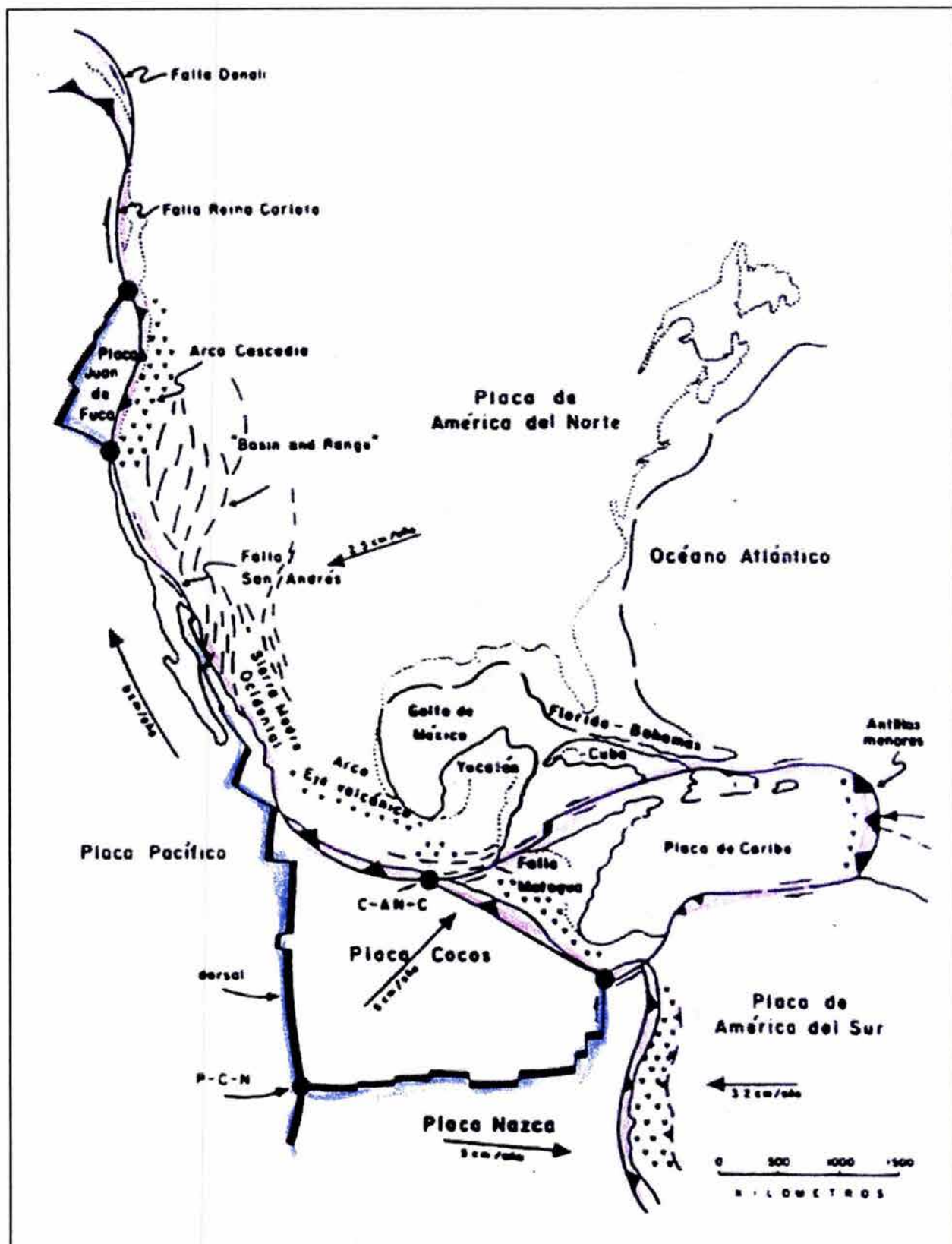


Figura 49. Marco tectónico del Plioceno al Reciente que muestra la situación actual de la República Mexicana y del Golfo de México representando eventos desde principios del Mioceno y la formación de los puntos triples (de Coney P., 1987).

VII.2.4. Regresión y transgresión marina durante el Pleistoceno-Holoceno

Las secuencias sedimentarias progradaron rápidamente hacia el Golfo de México, con etapas breves retrogradantes durante el eustatismo, por los cambios climáticos globales que ocurrieron en los periodos glaciales e Inter-glaciales del Pleistoceno temprano.

A partir del Pleistoceno tardío, durante el evento post-glacial del Wisconsiniano (18 000 años, antes del presente), hasta el Holoceno tardío (6 000-5 000 años, a.p.), ocurrió el evento transgresivo, con ciclos breves regresivos, lo que es evidente en el talud continental y en el borde norte y occidental de la plataforma de Yucatán, en los que se han registrado las fluctuaciones eustáticas ocurridas durante este periodo de tiempo. Logan *et al.* (1969), determinaron la edad de los sedimentos calcáreos en varias terrazas submarinas, fechándolas con carbono radioactivo. (1) estabilidad del nivel del mar entre 140 a 100 metros (b.n.m), 18 000 años, a.p.; entre 70 y 56 metros (b.n.m), 12 500 años, a.p.; entre 40 y 30 metros (b.n.m.), 9 000 años, a.p. También Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada (1990) y Gutiérrez-Estrada *et al.* (1999) en el Banco de Campeche, registraron las evidencias morfobatimétricas, debidas a las variaciones eustáticas transgresivas del Pleistoceno tardío al Holoceno tardío, por medio del perfilaje hidroacústico y el muestreo sistemático de los sedimentos calcáreos, a diferentes profundidades (b.n.m.): 140, 90, 80, 70, 60, 36 y 18 metros. Los datos que se mencionan del área de estudio, son correlativos y complementarios con los reportados en otros sitios geográficos del Golfo de México por Fisk y McFarlan (1955) y Shepard (1960) entre otros autores.

VII.2.5 Estabilidad eustática actual desde el Holoceno Tardío:

A partir del Holoceno tardío (6 000-5 000 años, a.p) la planicie costera del sureste de México, progradó del sur-sureste al norte-noreste, hacia el Golfo de México, con el depósito sucesivo de sedimentos fluvio-deltáicos, a razón de 6 a 10 metros por año (Aguayo, *et al.*, 1999). Esta información es congruente con lo reportado en la misma

área de estudio por Putsy (1965 y 1966) y Tanner y Stapor (1971), que describen las evidencias morfobatimétricas y sedimentológicas debidas a las fluctuaciones del nivel del mar del Pleistoceno tardío al Holoceno, durante la transgresión marina hasta la estabilidad eustática actual desde el Holoceno tardío. Los autores también explican las causas del evento de progradación sedimentaria en la franja costera-litoral, sin variaciones significativas en la posición actual del nivel del mar, por el aporte de sedimentos fluvio-deltáicos de los sistemas Mezcalapa, Grijalva-Usumacinta, y de otros sistemas fluviales asociados.

La tendencia reciente a nivel global, aparentemente, es la elevación del nivel del mar por el deshielo de los casquetes polares, lo que es controvertido a nivel científico, aunque no es improbable, puesto que existen evidencias del sobre-calentamiento del planeta por causas naturales e inducidas por acciones antropogénicas desde la era industrial en el siglo XIX, con el aumento del CO₂ en la atmósfera y el consecuente incremento de la temperatura global de 0.5°C durante el siglo pasado, por el uso de combustibles fósiles (Speranza *et al.*, 1995). Una de las acciones antropogénicas que han causado la disminución del aporte de sedimentos hacia los océanos, es la construcción de grandes presas sobre los sistemas fluviales en el siglo xx; esto ha causado la disminución del transporte de sedimentos de textura gruesa hacia el mar, por lo que actualmente están llegando en mayor abundancia los sedimentos finos.

VII.3 Curvas de sepultamiento y subsidencia tectónica

Por medio de los análisis de la ruptura de pendiente en las curvas de sepultamiento, nos permite precisar los periodos de tiempo en los que son producidos los eventos tectónicos principales. En los análisis realizados por Tovar-Guerrero (1977) en tres pozos localizados dentro del área de estudio sobre la línea costera, se observan en forma general los eventos de sepultamiento de la columna geológica (Figura 50).

Del Kimmeridgiano a la cima del Thithoniano (146 Ma-135 Ma) las curvas decrecen regularmente debido a que hay una profundización máxima de alrededor de 1600 m.

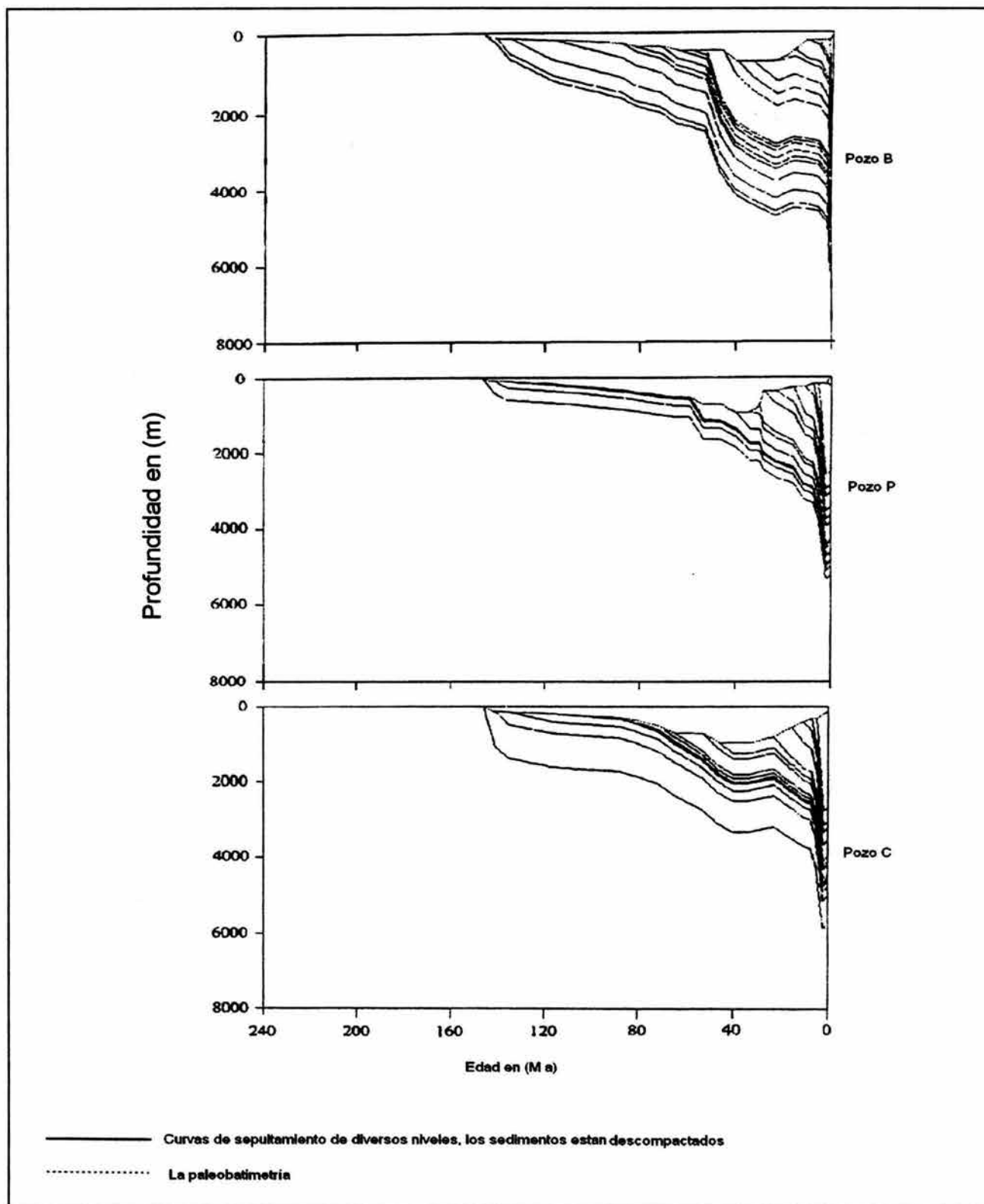


Figura 50. Curvas de sepultamiento de tres pozos que se encuentran Situados dentro del área de estudio (según Tovar-Guerrero, 19979).

Del Cretácico Inferior al Turoniano (135 Ma-88 Ma) la tendencia decrece y las curvas continúan en la profundización máxima en promedio de 1700 m.

De la base del Coniaciano a la cima del Maestrichtiano (88 Ma-65 Ma) las curvas muestran un decremento regular llegando a tener un valor máximo de 3900 m.

De la base del Paleoceno a la cima del Oligoceno (65 Ma-23 Ma) se remarca una aceleración en el decremento de las curvas de sepultamiento para llegar a tener una profundidad Máxima de 4700 m.

Durante el Mioceno (23 Ma-5.3 Ma) son observadas sobre las curvas algunas irregularidades y las profundidades alcanzadas tienen variaciones entre 4500 y 4700 m.

A partir de la base del Plioceno hasta el Reciente (5.3 Ma-0 Ma) las curvas de sepultamiento decrecen rápidamente y llegan alcanzar una profundidad máxima de 6200 m.

La subsidencia total considerada para los tres pozos que están comprendidos dentro del área según Tovar-Guerrero (*op cit.*), se obtuvo por medio del análisis de los datos de pozos (Figura 51), pudiéndose distinguir seis épocas características para las variaciones de velocidad de la subsidencia total.

Del Kimmeridgiano al Thitoniano la curva de subsidencia total disminuye regularmente a una profundidad de 600 m, este período de tiempo corresponde a depósitos de calcarenitas y rocas fosilíferas calcáreas, existiendo barras, islas de barrera y ambientes de plataforma interna y externa con depósitos de lutitas calcáreas.

Del Cretácico Inferior al Turoniano la curva decrece progresivamente para alcanzar una profundidad máxima de 1500 m, las facies de depósito para ese período corresponden a rocas calcáreas de plataforma interna y externa.

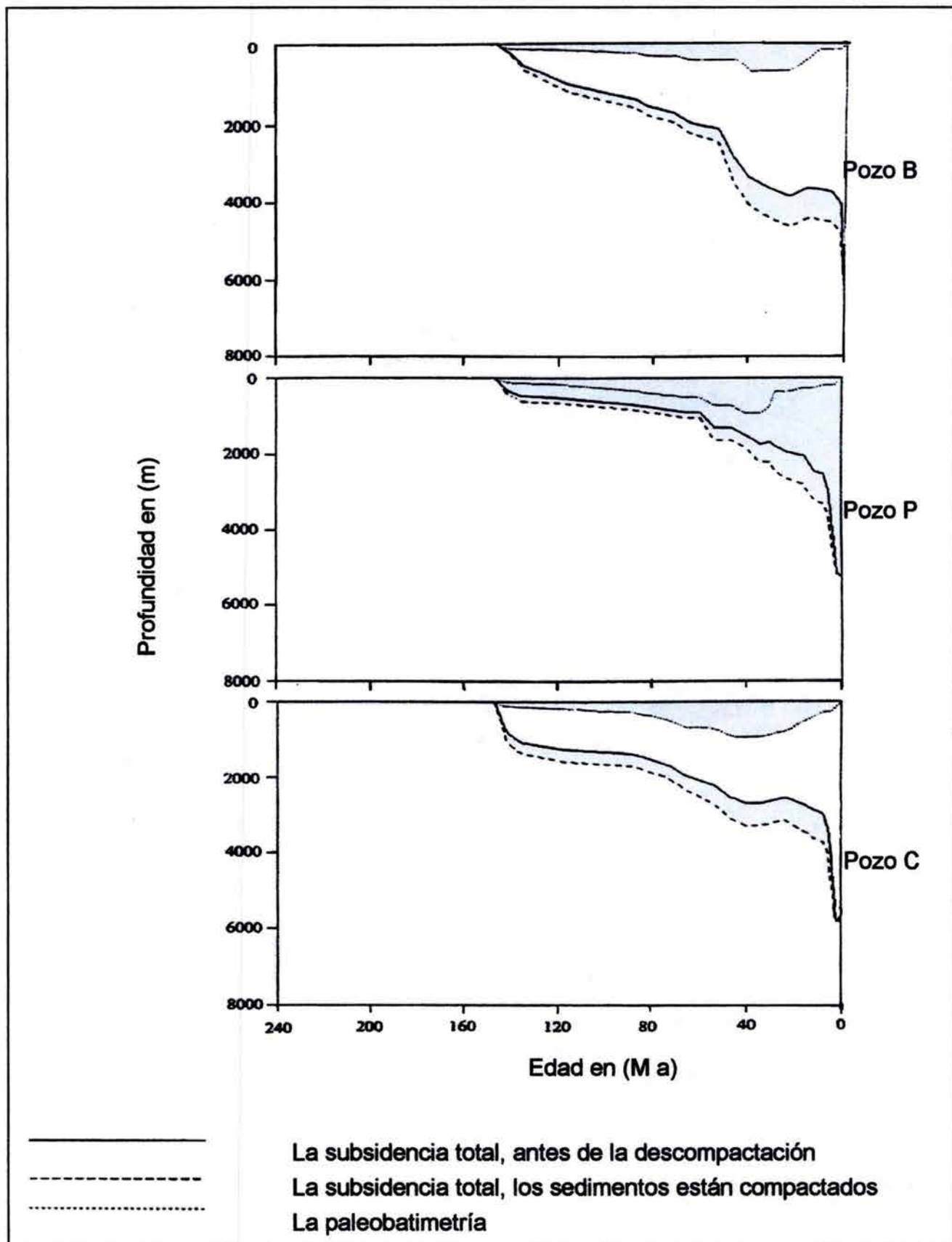


Figura 51. Curvas de subsidencia tectónica total de tres pozos Situados dentro del área de estudio (Tovar-Guerrero, 1997)

De la base del Coniaciano a la Cima del Maestricthiano la curva de subsidencia continúa su decremento y llega a alcanzar una profundidad de 2000 m, las facies calcáreas son más variables y fluctúan entre la plataforma interna y la cuenca.

De la base del Paleoceno a la Cima del Oligoceno la curva decrece regularmente para llegar a una profundidad de 3800 m, este período marca la instalación de una sedimentación terrígena en las facies profundas quedando comprendido un dominio principalmente de cuenca.

Durante el Mioceno la curva es irregular y la profundidad de la subsidencia total varía de 3700 a 3900, el medio ambiente de depósito evoluciona de cuenca a plataforma externa en el Mioceno Superior.

A partir de la base del Plioceno hasta el Reciente, la curva de subsidencia total es regular y muestra los efectos de una aceleración del sepultamiento llegando a tener una profundidad máxima de 6200 m, las facies que se depositan para este período son limo-arcillosas y arenosas, correspondiendo a un dominio de plataforma interna, externa y talud.

La Subsidencia Tectónica

a) La Subsidencia inicial

Una primera fase de subsidencia inicial comienza a manifestarse en el Jurásico Superior Tovar-Guerrero (*op cit.*), en un contexto tectónico de apertura (rifting), esta subsidencia inicial es la consecuencia directa de un movimiento diferencial de bloques basculados debido a la tectónica de apertura del Golfo de México.

b) La subsidencia Térmica

Del Cretácico Inferior al Turoniano una fase de subsidencia térmica es identificada con un sepultamiento muy lento. Esta fase corresponde al período "post-rift" de la formación de la cuenca. Durante este período son depositadas secuencias de tipo carbonatadas principalmente.

c) La subsidencia Flexural

De la base del Coniaciano a la cima del Santoniano, los primeros movimientos de deformación anuncian el arribo de la Orogenia Laramídica comenzando con una pequeña aceleración del sepultamiento que se hace sentir. Es el principio de la subsidencia Flexural, esta época es llamada pré-laramídica; las secuencias que se depositan son principalmente sedimentos carbonatados que contienen arcillas y limos y la curva de subsidencia tectónica alcanza mayor profundidad. De la base del Campaniano a la cima del Paleoceno la fase de deformación provocada por la Orogenia Laramídica se manifiesta con una subsidencia flexural bien marcada; durante este período los depósitos de rocas carbonatadas se terminan y un cambio en la sedimentación es bien marcada, el depósito de facies carbonatadas pasan a ser sedimentos terrígenos. De la base del Eoceno a la Cima del Oligoceno, la fase de subsidencia flexural continúa siempre con la influencia de la Orogenia Laramídica, pero los movimientos más intensos disminuyen. Casi al mismo tiempo los primeros efectos del levantamiento del Macizo de Chiapas comienzan a manifestarse y se observan pequeñas aceleraciones en la subsidencia.

d) Los movimientos en Pilares y Fosas

Durante el Mioceno el levantamiento del Macizo de Chiapas provocó una nueva fase de deformación, la creación de nuevas cuencas y la reactivación de sistemas de fallas de desplazamiento lateral algunas de ellas formadas durante el Mesozoico, este suceso es llamado Orogenia Chiapaneca. Los efectos de esta fase son registrados como una aceleración de la subsidencia en algunas áreas y mientras que en otras se

manifiestan levantamientos de los bloques; existiendo también para esa Época fuertes períodos de erosión.

e) La Subsistencia por adelgazamiento litósferico

A partir de la base del Plioceno al Reciente, la última fase tectónica es más evidente, se trata del evento llamado Orogenia "Cascadiana" caracterizada por esfuerzos distensivos y la formación de sistemas de fallas normales lístricas, existiendo una fuerte subsidencia y una fosa importante de sedimentación que permite el depósito de fuertes espesores de sedimentos terrígenos, la curva de subsidencia tectónica muestra un rápido incremento Tovar-Guerrero (1997) (Figura 51).

VII.4 Tectónica Salina

A la Bahía o Sonda de Campeche donde se encuentra la zona de Diapiros Salinos la limitan, al norte, la planicie abisal del centro del Golfo de México; al sur, la franja litoral de los estados de Tabasco y Campeche; al occidente, el alto volcánico de los Tuxtlas y el margen oriental del Cañón de Veracruz y, al oriente, el Cañón de Campeche. A esta provincia, también se le denomina, Zona de Diapiros Salinos, debido a que en ella inciden una gran densidad de domos salinos simples y compuestos, que diápiricamente atraviesan a la columna estratigráfica desde el subsuelo profundo del Jurásico Medio, llegando algunos de ellos hasta la superficie del piso marino.(Figura J, Líneas sísmicas 27 y 38).

Fisiográficamente la zona salina presenta tres sistemas geomorfológicos distintivos (Mapa 3), identificados durante el trabajo de investigación y con los datos cartográficos aportados por Bryant *et al.* (1991). Al norte, las expresiones geométricas de los intrusivos salinos son elongadas y de forma abanicada, orientadas noroeste-norte-noreste, pero con fuerte tendencia hacia el noreste, hacia la planicie abisal de Sigsbee; estos rasgos geomorfológicos son coincidentes con la dirección de la

trayectoria del desplazamiento dextral del bloque tectónico de Yucatán (Aguayo *et al.*, 2001).

La parte central de la zona de los domos salinos, la caracterizan expresiones diapíricas de forma circular y grumosa, en un radio de unos 200 kilómetros, que coinciden con la proyección superficial de la cima del manto superior emplazado entre 15 y 16 kilómetros (b.n.m.), en el subsuelo profundo; según lo reportado por Cominguez *et al.* (1977) y por Sandoval *et al.* (1999). Estas expresiones morfológicas son causadas por el empuje de los cuerpos salinos profundos, los cuales al encontrarse con la fuerte carga de sedimentos del Terciario tienden a intrusionarse hacia las zonas de menor presión, algunos de estos cuerpos llegan inclusive hasta la superficie del fondo marino.

Superficialmente, en el piso marino, la zona grumosa en el centro de la planicie salina, se enmarca por la corriente marina anticiclónica superficial que también comprende 200 kilómetros de diámetro, según fue registrado por Welsh y Walker (*op cit.*) a través de imágenes satelitales para estudios ambientales (NOAA-GOES, octubre 12, 1997), utilizando filtros para detectar variaciones de temperatura en la superficie oceánica; aunque corrientes de esta naturaleza alcanzan al fondo marino, a profundidades mayores a los 800 metros (b.n.m.), de acuerdo a lo reportado en el Golfo de México, por Vidal, V. V. *et al.* (1999). Esta corriente marina anticiclónica también se manifiesta por la forma geométrica de las dispersiones de los sedimentos, durante su transporte en el piso marino, siguiendo la trayectorias de las corrientes litorales de contorno, cóncavas hacia el norte, en la porción sur del sector central de la provincia de los domos salinos, que a la vez, coincide con la proyección sur del alto del manto superior del subsuelo profundo.

La porción sur de la zona de domos salinos está restringida a la provincia del prisma acrecional marginal continental; los diapíros salinos son geoméricamente elongados y también simétricos, aunque regionalmente forman una franja paralela al borde de la plataforma continental y al cordón litoral, siguiendo al sector circular sur de la

proyección superficial de la cima del manto superior, con concavidad hacia el norte. Este sector salino es la prolongación marina de las cuencas del Terciario de la llanura costera del sureste de México, como son las de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo, además del Pilar Tectónico de Reforma-Akal (Aguayo *et al.*, 2001) (Mapa 3).

La provincia fisiográfica marina del suroeste del Golfo de México, como ya se mencionó, es consecuencia de eventos tectónicos, hidrodinámicos y climáticos, que han ocurrido durante toda su evolución; que aunado al dinamismo salino en forma de mantos, domos, díapiros, lengüetas y agujas ocurridos a partir del Terciario y que actualmente continúan, a través de los sistemas geológicos de fallas y fracturas, que afectan a la columna estratigráfica del subsuelo, que en algunas zonas alcanzan espesores, de más de 10 kilómetros; los díapiros salinos afloran y sobresalen varios metros del piso marino, lo que fue evidente durante el desarrollo morfobatimétrico realizada en este trabajo con la información tomada en los cruceros oceanográficos en el Buque Justo Sierra de la UNAM.

En toda el área de estudio se manifestaron las estructuras salinas; sin embargo, la densidad de las mismas es notoriamente mayor en la Bahía o Sonda de Campeche, denominada por esta razón, Zona o Provincia de Díapiros Salinos; hacia el norte, en la zona de Sigsbee, afloran los montículos salinos, y hacia el sur, en la llanura costera del sureste de México, éstos se manifiestan en las cuencas del Terciario: Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo.

En el borde sur occidental de la plataforma calcárea de Yucatán, en el banco de Campeche, en áreas cercanas a la zona de díapiros salinos fueron detectados cuerpos salinos en los ecogramas de fondo que sobresalen del piso marino actual, dentro de estos agujas de sal, los cuales están intrusionando a los sedimentos superficiales; existiendo también colapsamientos de los substratos por fallas distensivas. Los cuerpos salinos durante su intrusión ascendente, arrastran también a los sedimentos, formando coronas en sus cimas y por lo mismo, son fuertes reflectores para la ecosonda hidroacústica, siendo por lo tanto, fácilmente detectables.

VII.5 Mini-cuencas interdómicas

En el Cenozoico temprano, existió una Transgresión regional de aguas marinas someras y los depocentros de siliciclásticos continentales llegaron a establecerse principalmente en el noroeste y suroeste del Golfo, reflejando el drenado de los sedimentos de la Orogenia Laramidica en los Estados Unidos y México (Martín, 1978). Estos depósitos contienen importantes yacimientos de hidrocarburos en ambas porciones de la cuenca, sobre la zona litoral y en aguas profundas, costa afuera. Durante el Mioceno estos depocentros migraron hacia el este y sureste, en la porción norte y noreste del Golfo y hacia el norte, en la porción suroeste.

La cubierta de sedimentos batiales contemporáneos consiste de sistemas turbidíticos depositados en una serie de mini-cuencas, formadas entre cuerpos alóctonos de sal (Figura 52). Estos sistemas turbidíticos son las rocas almacenadoras para la subprovincia del norte del Golfo (Weimer y bouma, 1994).y también serán de suma importancia en la subprovincia del suroeste del Golfo, al explorar y desarrollar los yacimientos en las rocas del Terciario en la plataforma y talud continentales. La extensiva y fuerte carga de sedimentos cenozoicos causó la deformación y ascenso de las capas originales de sal autóctona dentro de uno o más niveles alóctonos, .La geometría de la sal alóctona varía considerablemente en las diferentes regiones de la cuenca del Golfo.

Debido a la densidad de las intrusiones salinas en la Bahía de Campeche y a la extensión de las mismas de varios kilómetros, desde el subsuelo profundo hasta la superficie marina, y por los efectos del movimiento de los cuerpos salinos se han formado entre éstos, mini-cuencas interdómicas, con columnas de sedimentos que pueden llegar alcanzar desde cientos de metros hasta varios kilómetros de espesor, Estos diápiros salinos han actuado como altos, modificando el drenaje marino, en la plataforma y talud continentales, formando depresiones interdiapíricas, las cuales actúan como trampas de los depósitos de sedimentos turbidíticos llevados por las corrientes pendiente abajo (Figura 53). Estos cuerpos sedimentarios tienen

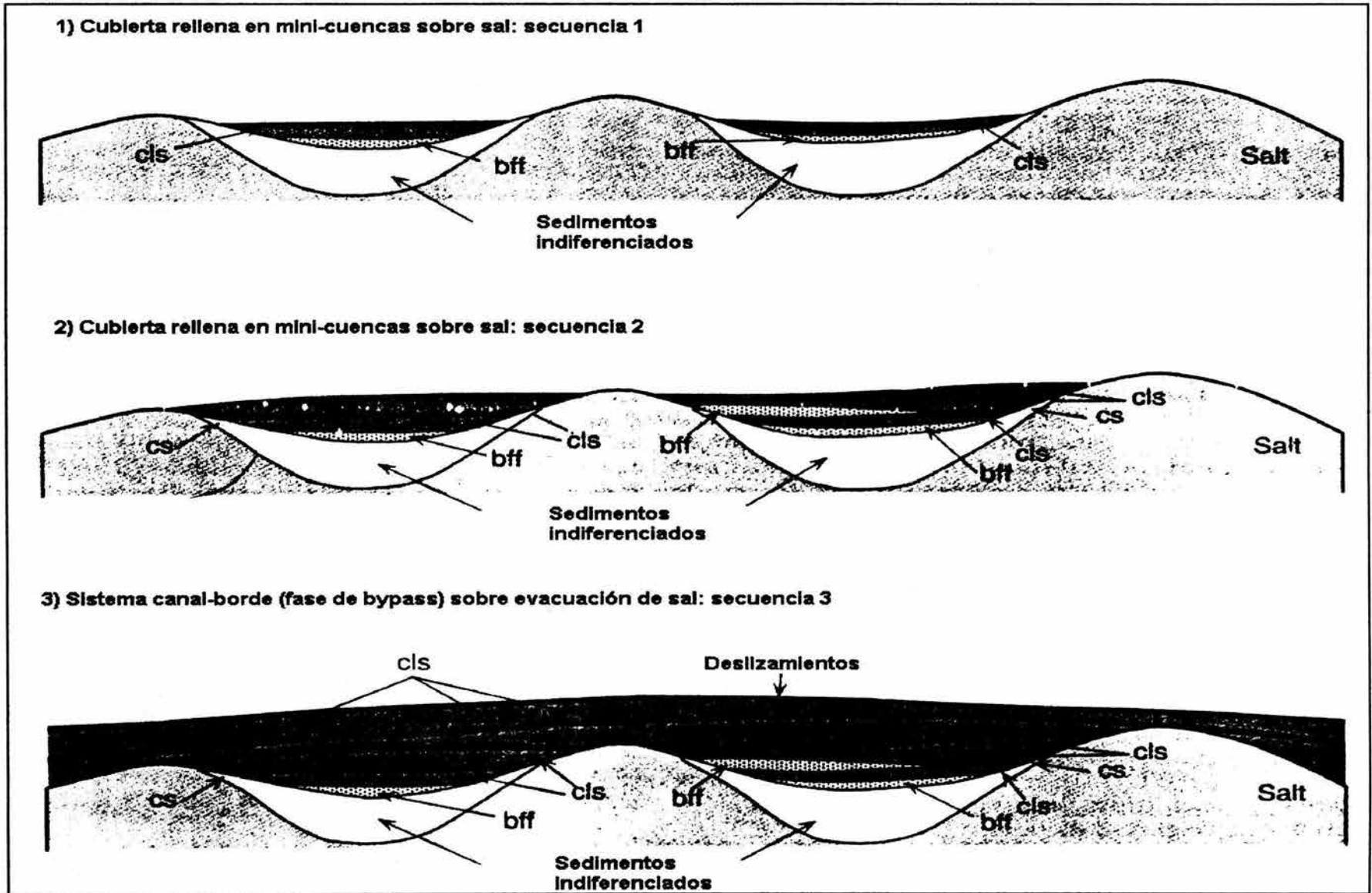


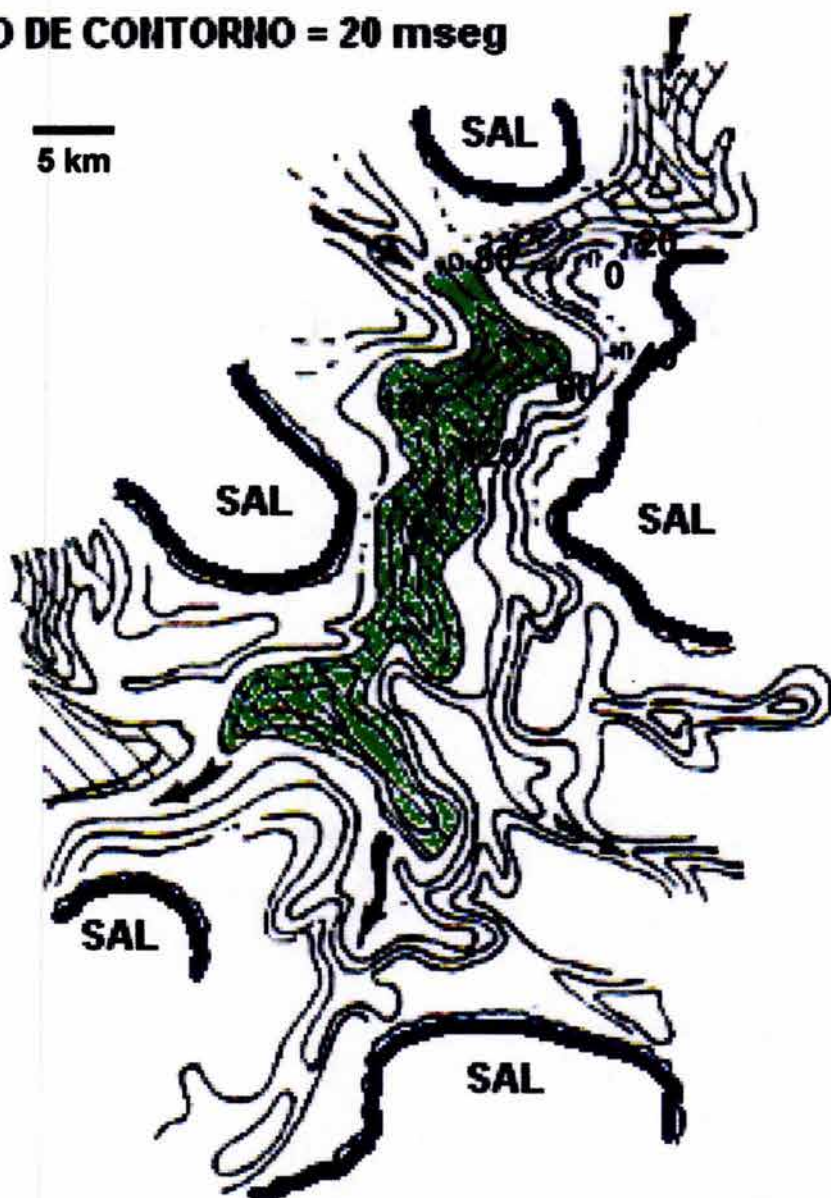
Figura 52. Modelo de minicuevas interdómicas y la relación con la evolución de su relleno "bff" (basin floor fan) abanicos de piso de cuenca, "cls" (chanel levee system) sistemas de canal y bordes de canal y "cs" (condensed section) sección condensada (según Weimer et al., 1998).

propiedades petrofísicas adecuadas para almacenar y preservar los hidrocarburos que migren hacia ellos. Además, los sedimentos finos tienen buenas propiedades como generadores de petróleo y de gas natural, ya que se depositaron bajo condiciones de alta sedimentación y rápido sepultamiento, en las llamadas mini-cuencas interdómicas, bajo condiciones reductoras; estas estructuras geológicas, a la fecha, poco se han estudiado en esta región del suroeste del Golfo de México, las cuales sin embargo, ya han sido detectadas en secciones sísmicas de reflexión continua que se han estado interpretando durante la realización de este trabajo (Figuras: E, F y J secciones sísmicas 22' y 23, 23' y 24, 27 y 38, Loc. Fig. A).

Las mini-cuencas originadas por la tectónica salina ya han sido ampliamente identificadas en la plataforma y en el talud del noroeste del Golfo de México, por algunos autores entre ellos (Normark et al., 1993 y Weimer *et al.*, 1998), que han realizado trabajos de estratigrafía sísmica enfocados principalmente a la exploración petrolera en aguas profundas, la existencia de estas estructuras ha sido confirmada, tomando en cuenta también la información generada por las numerosas perforaciones efectuadas en la plataforma y talud continentales de esa región. La geometría del relleno de estas mini-cuencas está relacionada directamente con los paleo-drenajes en la plataforma y talud continental, que aportaron los sedimentos provenientes de la línea de costa y de la plataforma continental, así como por la forma que se haya generado por la evacuación de la masa salina y la subsidencia de la carga de sedimentos en la plataforma y el talud continentales.

INTERVALO DE CONTORNO = 20 mseg

5 km



Las flechas indican dirección de transporte de sedimentos



Zona de espesores > 80 mseg.

Figura 53. Mapa de isócronas de sistemas turbidíticos de aguas profundas, depositados dentro de bajos batimétricos soportados entre altos batimétricos de cuerpos salinos. Las isócronas son aproximadas a los intervalos de isópacas, usando conversión tiempo profundidad donde 0.1 seg. son 100 m, el área sombreada es de aproximadamente 80 m de espesor (de Normak et al., 1993).

CAPITULO VIII

EL SISTEMA PETROLERO DE LA REGIÓN

VIII.1 El sistema petrolero

El sistema petrolero es conjunto de elementos estáticos y procesos dinámicos que permiten la formación de yacimientos de hidrocarburos. El sistema requiere de la oportuna convergencia de ciertos elementos geológicos y eventos esenciales en la formación de los yacimientos petroleros (Demaison *et al.*, 1991) por ejemplo, maduración de la roca fuente, expulsión, más migración secundaria, acumulación y preservación. Esta definición es muy similar a los conceptos tempranos de: sistema fuente-reservorio de aceite (Dow, 1974); sistema petrolero (Perrodon, 1983 y Magno, 1988); maquina de hidrocarburos (Meissner *et al.*, 1984) y sistema petrolero independiente (Ulmishek, 1986).

Una cuenca petrolera es una entidad geológica conteniendo al menos uno o más sistemas petroleros. El concepto de "Petroleum System" no es sinónimo con "Play", el cuál es definido por Bois (1975), como una porción continua de un volumen de rocas sedimentarias las cuales contienen depósitos de hidrocarburos mostrando las siguientes características: 1) yacimientos dentro de alguna secuencia productora que ocurre en la zona; 2) los hidrocarburos son de similar composición química y 3) las trampas son del mismo tipo.

Un sistema petrolero según Demaison y Huizinga (1991), está compuesto por dos subsistemas; el subsistema generador y el de migración-entrampamiento.

El subsistema generador, provee un cierto aporte de petróleo durante un tiempo y espacio dado; los subsistemas generadores son esencialmente controlados por procesos químicos, consistentes de transformación bioquímica de la materia orgánica dentro del kerógeno, durante el estado de aporte del depósito (Demaison *et al.*, 1984)

y termo-químico cinético el cuál controla la transformación del kerógeno en petróleo (Tissot *et al.*, 1987). El subsistema generador estaría conformado por: 1) el depósito y litificación de sedimentos ricos en materia orgánica, 2) la generación de hidrocarburos al interior de la roca generadora y 3) la expulsión de los hidrocarburos de la roca generadora.

El subsistema migración-entrapamiento, acumula petróleo de la roca fuente madura y lo distribuye de tal manera que pueda moverse hacia una concentración mayor de petróleo, para formar una acumulación económica, o bien, éste puede perderse debido a la dispersión o por destrucción. Los subsistemas de migración-entrapamiento son predominantemente controlados por procesos físicos, incluyendo el empuje para la flotación del petróleo en el agua, flujo de fluidos y presión capilar en los poros (Schowalter, 1979), y la relación presión-temperatura y composición, están afectando la fase de comportamiento, antes y durante, el entrapamiento del petróleo. Este subsistema estaría constituido por: 1) migración secundaria, 2) roca sello, 3) trampa y 4) roca almacenadora, con espacios porosos efectivos.

Sin embargo, como un pre-requisito para una aproximación genética del sistema petrolero, es necesario conocer el marco tectónico, la secuencia estratigráfica, la historia geológica, la historia termal y contar con un razonable y adecuado banco de datos geoquímicos que debe ser completamente integrado con la información anterior.

VIII.2 Manifestación de Hidrocarburos

En las dos expediciones oceanográficas al suroeste del Golfo de México que se llevaron a cabo durante este estudio, fueron notables las manifestaciones de gas natural y crudo, que se registraron en el subsuelo somero desde 30 a 100 m de profundidad a partir del piso marino (Figura 54); en la interface agua-sedimento y en la columna de agua hasta la superficie y asociadas al diápirismo salino, las que se registraron en los ecogramas hasta una profundidad de 100 metros en el subsuelo

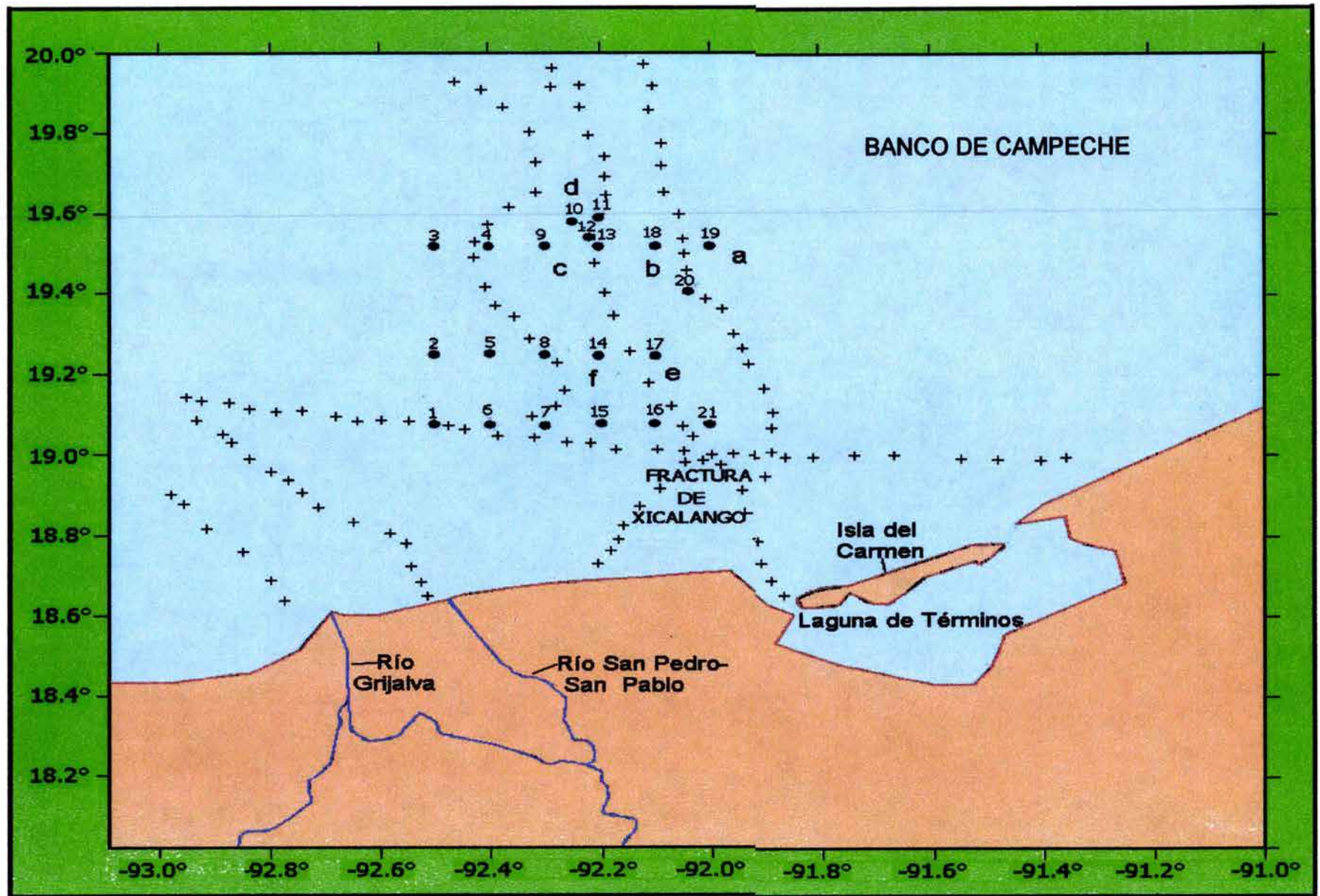
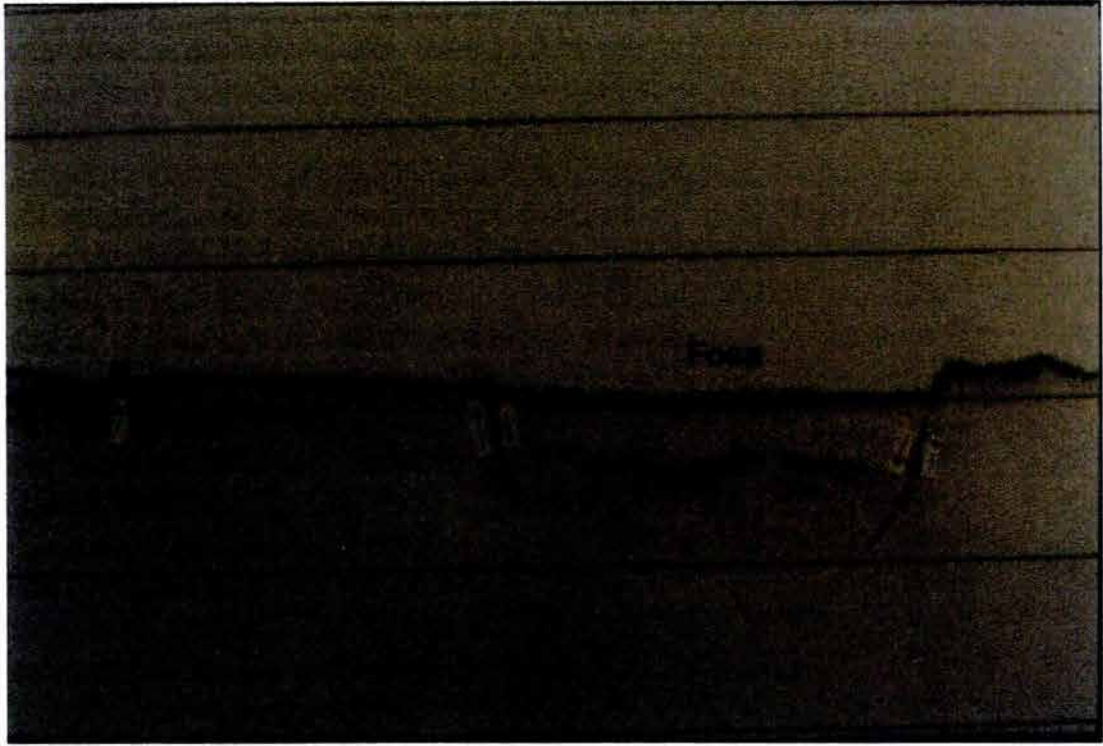


Figura 54. Mapa de localización de transectos donde se observa, ubicación de los puntos de muestreo y ecogramas tomados con ecosonda (a-b, c-d y e-f) área Xicalango (campaña Oceanográfica SGMA-1, 1998).

sub-superficial, en la superficie del piso marino de la Plataforma Continental (Figuras 55-f y 56-d); también en la porción occidental del área, frente a los Tuxtlas, en la interface agua-sedimento, se identificaron plumas de gas a la profundidad de 100 m (Figura 57, fixes 353-354), y en la columna de agua hasta la superficie, donde el gas natural se manifiesta con burbujas y el aceite crudo, como manchas iridiscentes y con fuerte tensión superficial en el agua (Lámina III).

El sistema que se utilizó para detectar los hidrocarburos, fue a través del perfilaje morfobatimétrico continuo del fondo marino y del subsuelo somero por métodos hidroacústicos, utilizando la ecosonda geológica modelo ORE y el sonar SIMRAD-ST, que son parte del equipo científico del Buque Oceanográfico "Justo Sierra" de la UNAM; las frecuencias que se emplearon fueron de 3.5 kHz para definir el perfil estratigráfico y morfológico de la columna sedimentaria marina y su asociación con la presencia de hidrocarburos, debido a que estos en su parte superior, están mezclados con el sedimento y se manifiestan como fuertes reflectores.(Figuras 55 y 57).

Manipulando frecuencias desde 1.5 a 3.5 kHz, se detectó la presencia de gas en la columna estratigráfica y en el tirante de agua hasta la superficie marina, en la que el gas se manifiesta con burbujas y el crudo con manchas iridiscentes y fuerte tensión superficial en el agua; la velocidad del buque que es recomendable para poder registrar en los ecogramas la presencia de hidrocarburos, varía entre 5 a 9 nudos o sea aproximadamente entre 9 a 16 km/hora (1 nudo = 1 milla náutica/hora = 1.86 km/hora). Las manifestaciones de hidrocarburos que se registraron con mayor frecuencia y definición en los ecogramas del fondo marino, fueron las cercanas al sector de los campos gigantes de Petróleos Mexicanos; en el cañón de Campeche. La presencia de manifestaciones de hidrocarburos fue notoria, en los límites colindantes, entre la provincia de Diapiros Salinos con el Cañón de Campeche y en el borde sur-occidental de la Plataforma de Yucatán. Otras manifestaciones de hidrocarburos fueron evidentes en el frente norte de la Bahía de Campeche, en la provincia salina, entre los cañones de Veracruz y de Campeche, de acuerdo con Guzmán-Vega y Rocha-Mello (1999) deben pertenecer a la Familia de hidrocarburos tipo 2 subtipos 2b



e



f

Figura 55. Perfil de ecogramas e-f, donde se observan (e) formación de fosas por fallamiento distensivo reciente y (f) escape de grandes burbujas de gases, en la interface agua-sedimento (campana oceanográfica SGMA-1, 1999; localización Figura 52).

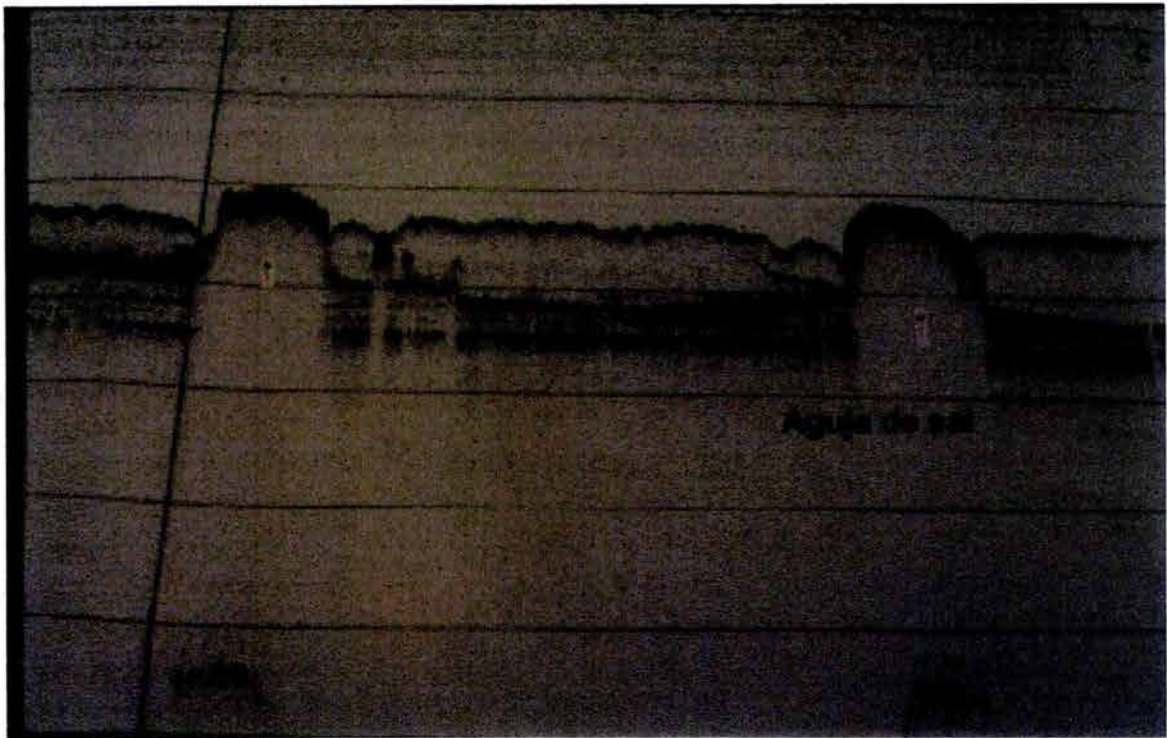


Figura 56. Perfil de ecogramas e-d, donde se observan en (c) agujas de sal que están intrusionando el piso marino y (d) pequeños domos salinos que llevan sedimento en sus cimas, acompañados por escape de gases (campana oceanográfica SGMA-1, 1998; localización Figura 52).

y 2c (Figura 58). En este sitio, Bryant *et al.* (1984) registraron flujos de calor en el piso marino que variaron entre 0.27 a 2.18 unidades térmicas, que son valores relativamente altos para la provincia marina (Figura 58). También aflora una chapopotera en la superficie del terreno, en la porción occidental de la Isla del Carmen, en la Boca El Carmen, cubriendo un área de unos 25 metros de diámetro; la chapopotera impregnó a un banco de conchas de moluscos y de otros bioclásticos que se asocian con el sistema de fallas distensivas Xicalango, en el margen sur-occidental del Cañón de Campeche (Lámina I, Fotos 1 Y 2).

Las cuencas marinas del suroeste del Golfo de México y su extensión hacia las cuencas geológicas de la llanura costera continental marginal del sureste de México, en conjunto las denominan González y Holguín (1992), como la Cuenca del Sureste. En su estudio sobre la caracterización de los biomarcadores en los hidrocarburos asociados a sus ambientes de depósito, Guzmán-Vega y Rocha-Mello (1999), analizan los tipos y la abundancia de materia orgánica en las facies arcillosas y calcáreas, salinidad y contenido de oxígeno total; los autores identifican cuatro familias y subtipos de hidrocarburos de acuerdo a la edad geológica de las rocas generadoras y al ambiente sedimentario de su depósito, dentro de las diversas provincias y subprovincias geológicas de la Cuenca del Sureste (Figura.58) :

Familia 1 (Jurásico-Oxfordiano), ambiente marino anóxico, hipersalino calcáreo, asociado con mares estrechos y someros de circulación semi-restringida; fuente de generación principal en la provincia geológica del Cañón de Campeche.

Familia 2 (Jurásico-Tithoniano), ambiente marino calcáreo, anóxico, asociado a depresiones cerradas (subtipo 2a), localizado en la Cuenca Salina del Istmo; ambiente marino calcáreo, anóxico, asociado a depósitos de plataforma externa y de rampa, en facies sedimentarias dístales (subtipo 2b), que corresponde al alto tectónico de Akal; ambiente marino calcáreo-arcilloso, anóxico, asociado a plataformas calcáreas de facies proximales (subtipo 2c), que corresponden a la Cuenca de Comalcalco.

Familia 3 (Cretácico Inferior), ambiente marino evaporítico, anóxico, localizado en las depresiones frontales del Orógeno de Chiapas, en la sub-provincia geológica de Teapa, Tabasco.

Familia 4 (Terciario), ambiente litoral fluvio-deltáico y marino somero, siliciclástico, localizado en la Cuenca de Macuspana, Tabasco.

La relación existente entre las familias de hidrocarburos de la Cuenca del Sureste y la proyección del manto superior es debido a los flujos térmicos producidos por el levantamiento del manto y los ambientes de depósito de las rocas generadoras, asociándose principalmente con la Familia 2b y 2c (Figura 58).

Las características estructurales y paleosedimentarias de las provincias geológicas marinas del suroeste del Golfo de México y su extensión hacia el sur, en la llanura costera continental del sureste, permiten suponer un alto potencial petrolero. El fracturamiento cortical en bloques del basamento Pre-Triásico Superior, formando fosas y pilares estrechos y con subsidencia y sedimentación continuas, en ambientes de depósito, continentales, transicionales y marinos, con circulación hidrodinámica semi-restringida y restringida, por lo tanto, en condiciones anóxicas. En estos elementos tectónicos se acumularon espesores potentes de sedimentos de más de 10 kilómetros, con propiedades atractivas de generación y como trampas estratigráficas y estructurales de hidrocarburos; esto mismo, aunado a los procesos diápiricos salinos, aceleró los procesos de maduración y generación de hidrocarburos, y de su migración y entrapamiento, a diferentes niveles estratigráficos del subsuelo profundo; inclusive, los hidrocarburos afloran en el piso marino, en la superficie del agua y también en el continente expuesto; lo que fue evidente durante el desarrollo de este trabajo de investigación.

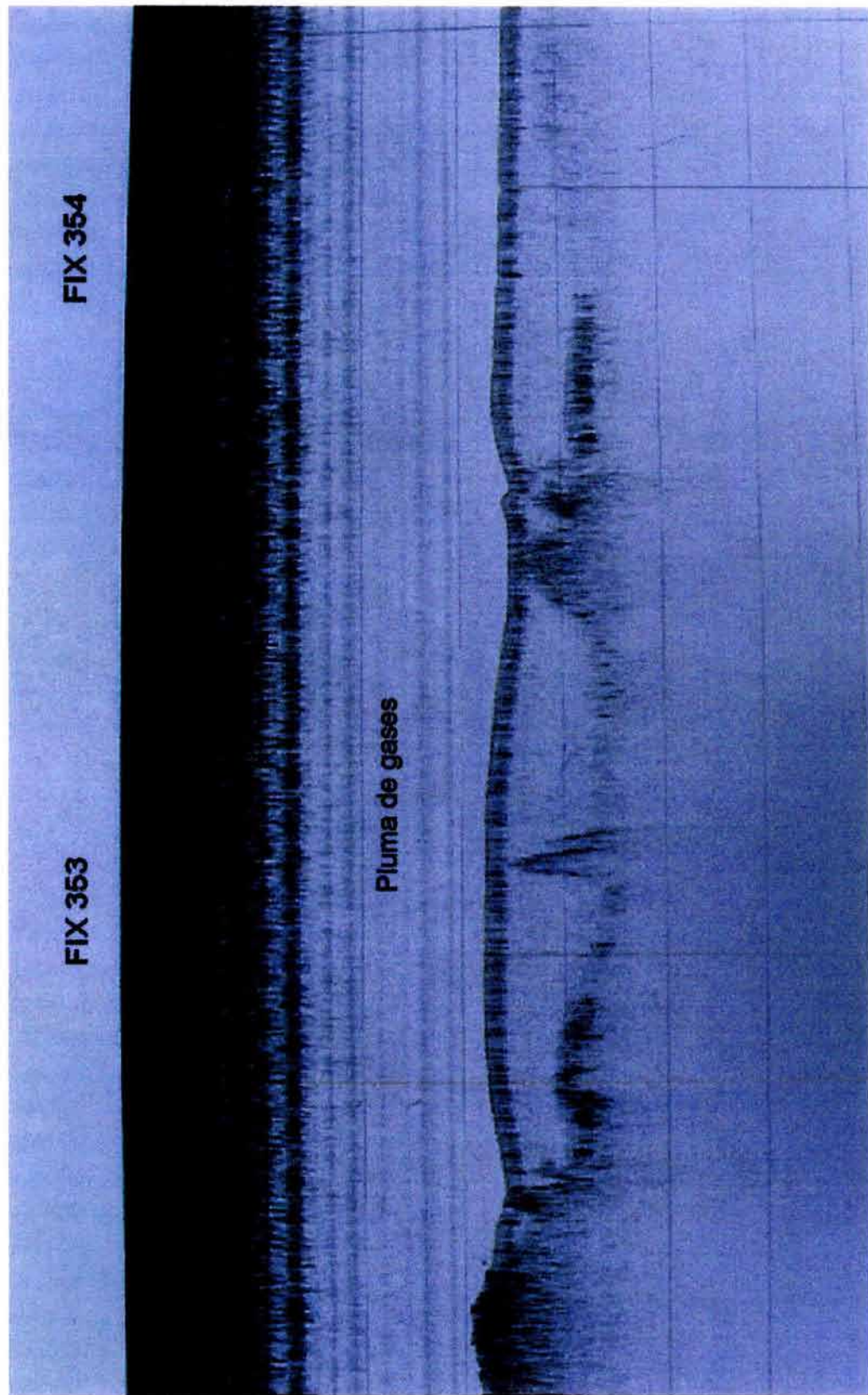


Figura 57. Grandes plumas de gases en la interface agua-sedimentos, en la Plataforma Continental, frente a los Tuxtlas, a la profundidad de 100 m (fix 353-354, localización mapa 2, campaña oceanográfica FIES-1999).

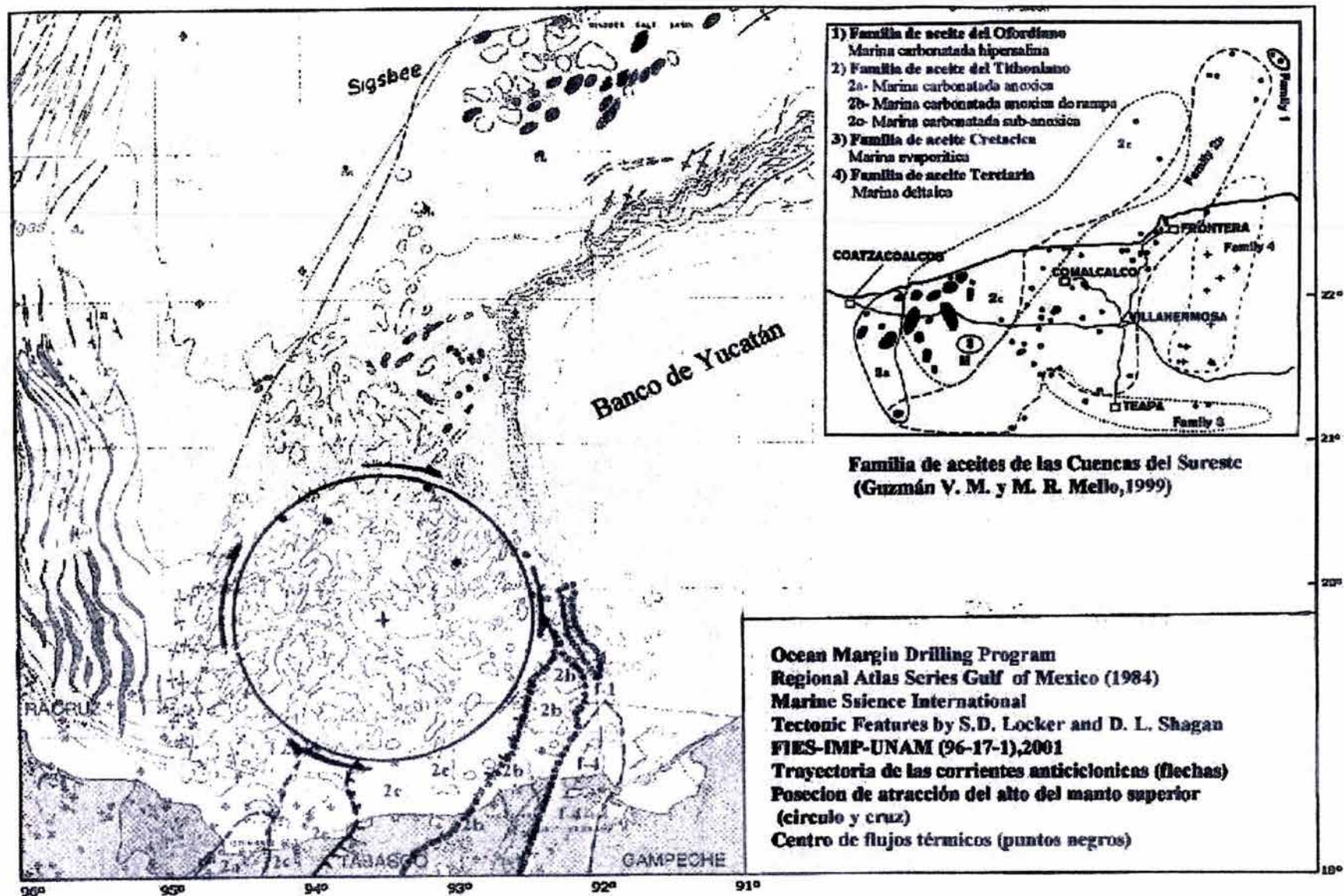


Figura 58. Provincias neotectónicas en relación con la proyección del manto superior, a la geomorfobatimetría de los cuerpos salinos y la corriente oceánica anticiclónica y su relación con la distribución de las familias de hidrocarburos (2b y 2c) en el Sureste del Golfo de México

VIII.3.Rocas generadoras

Las rocas generadoras se encuentran distribuidas en toda la Cuenca del Sureste que incluye a las provincias petroleras terrestres mejor conocidas como Chiapas-Tabasco, Salina del Istmo y Macuspana, además de la parte marina conocida como Sonda de Campeche (González y Holguín, 1991). La cuenca del sureste constituye el área petrolera más importante de México, ya que de esta región se extraen el 95 % de la producción diaria de aceite promedio en el País, esta cuenca contiene el 67 % de las reservas probadas nacionales. En esta región se han explotado los yacimientos del Terciario desde principios del siglo pasado; la producción acumulada se debe principalmente a la explotación de los campos de Chiapas-Tabasco, descubiertos en 1972 y de la Sonda de Campeche, en 1976.

En los estudios realizados y los resultados interpretados por González y Holguín (1992), a 5981 muestras, analizadas por pirolisis y algunas de ellas por estudios ópticos y por luz transmitida, en el Instituto Mexicano del Petróleo, les permitió definir algunas unidades de roca como generadoras de hidrocarburos, entre las que destacan por su alto contenido de carbón orgánico e hidrocarburos potenciales, en primer término, las rocas del Tithoniano y, en segundo, las del Eoceno Medio, Oligoceno Inferior y Mioceno Medio.

La provincia petrolera del área Marina de Campeche forma parte de la Cuenca del Sureste y cubre un área de 16,500 km², ubicada en la porción suroeste del Golfo de México a lo largo de las costas de los estados de Campeche y Tabasco, quedando comprendida dentro del área estudiada en este trabajo. Esta provincia petrolera es actualmente la más importante de México, ya que a lo largo de 20 años ha estado aportando alrededor del 70 % de la producción petrolera nacional. La mayor parte de los hidrocarburos producidos son extraídos del yacimiento supergigante denominado Cantarell. La formación de grandes acumulaciones de hidrocarburos en esta área, fue favorecida por su evolución tectónico-sedimentaria que se refleja en el depósito de

tres secuencias sedimentarias principales, identificadas dentro de la columna geológica del Jurásico al Terciario según (Romero-Ibarra *et al.* 2001), (Figura 59).

La primera secuencia terrígena carbonatada se encuentra suprayaciendo a capas de sal y corresponde al evento tectónico de apertura y formación de corteza oceánica en el Golfo de México, ocurrido durante el Jurásico Medio-Tardío. La segunda secuencia de carácter totalmente carbonatado, se depositó durante el Cretácico y representa una etapa de subsidencia térmica dentro de una margen pasiva. Finalmente en el Terciario cambia de nuevo el régimen tectónico, formándose una cuenca del tipo "foreland", en la que se acumulan grandes espesores de rocas terrígenas que constituyen la última secuencia del depósito. Sedimentario. Los dos subsistemas generadores de hidrocarburos, actualmente activos, se ubican dentro de los límites de la primera secuencia y están constituidos específicamente por las rocas del Tithoniano y Oxfordiano, mientras que el tercer subsistema, está formado por los horizontes generadores del Mioceno y se encuentra dentro de la última secuencia depositada (Romero-Ibarra *et al.*, 2001).

Las rocas del Tithoniano han sido perforadas y evaluadas por estudios geoquímicas a profundidades que varían desde los 2,300 a los 6,400 m; las muestras analizadas del Oxfordiano se ubican entre los 3,000 y 6,200 m; Las rocas del Mioceno que se estudiaron fueron alcanzadas en los intervalos de profundidad, que fluctúan de los 600 hasta los 5,000 m. La definición y caracterización de las rocas generadoras en el área Marina de Campeche se realizó mediante el análisis geoquímico principalmente en el "Rock-Eval" a varios miles de muestras de canal y núcleo, obtenidas durante la perforación de pozos exploratorios (Romero-Ibarra *et al.*, 2001).

Litológicamente, las rocas de los subsistemas generadores están representadas por lutitas calcáreas, incrementándose en las facies del Tithoniano la facies carbonatada, dando lugar, además, a la formación de calizas arcillosas. El depósito de las lutitas carbonatadas del Oxfordiano ocurrió en un ambiente correspondiente a una depresión intraplataformica, mientras que las facies del Tithoniano y las del Mioceno, se

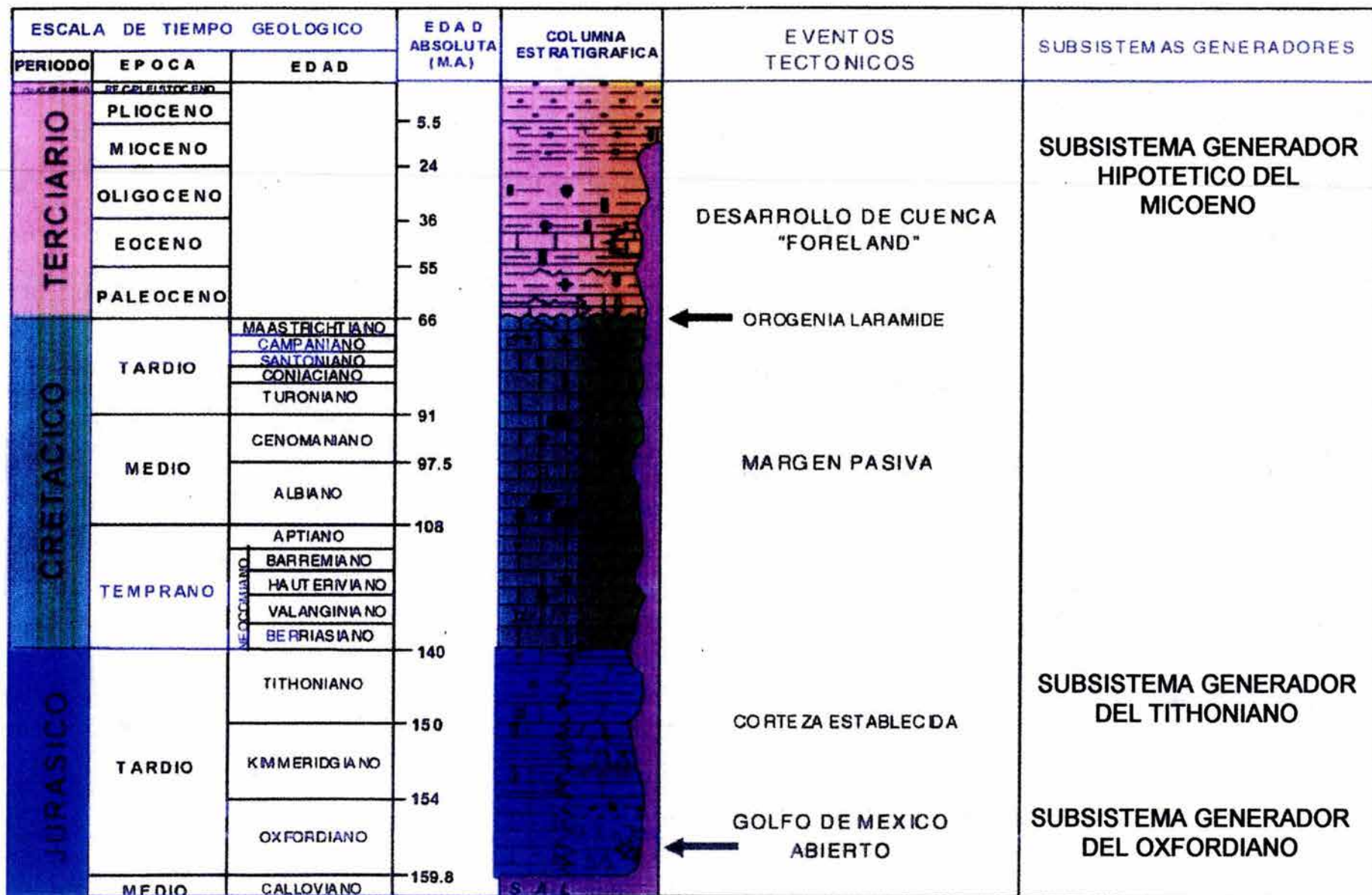


Figura 59. Columna geológica donde se muestran los eventos tectónicos y subsistemas generadores de petróleo en la Región Marina de Campeche (de Romero A. et al., 2001).

depositaron en ambientes de cuenca oceánica. Todas las rocas generadoras tienen una distribución regional, aunque las del Oxfordiano están presentes en forma discontinua.

Los espesores netos de rocas generadoras más altos, fueron estimados en las rocas del Mioceno, alcanzando valores hasta de 550 m, mientras que los más bajos corresponden a las del Oxfordiano, en la que los máximos espesores netos llegan a solo 100 m y los del Tithoniano que varían de 300 a 100 m; los depocentros de estas rocas se alinean con una tendencia suroeste-noreste a lo largo del Pilar Tectónico de Reforma-Akal, observándose los valores máximos en la porción sur del área. (Romero-Ibarra *et al.*, 2001).

VIII.3.1 Origen y tipos de hidrocarburos

El origen de los hidrocarburos extraídos en la Sonda Marina de Campeche fue establecido con la realización de dos estudios geoquímicos realizados por Petróleos Mexicanos, en los que se analizaron rocas y aceites aplicando isotopía del carbono y marcadores biológicos. En ambos trabajos se logró correlacionar con un alto nivel de confiabilidad, la isotopía y biomarcadores de aceite almacenados en el Cretácico y en el Eoceno, con extractos obtenidos de núcleos del Tithoniano, confirmandose con ello la existencia del Subsistema Generador del Tithoniano (Romero-Ibarra *et al.*, 2001).

Teniendo un nivel de confiabilidad menor, también fue posible establecer la presencia de un Subsistema Generador del Oxfordiano, al correlacionar los hidrocarburos producidos en las arenas del Oxfordiano con un extracto de lutita calcárea de la misma edad. En el área marina de Campeche aún no han sido identificados hidrocarburos provenientes de rocas generadoras del Mioceno, pero en la porción terrestre de la Cuenca del Sureste han sido analizados aceites, cuyo alto contenido de oleánano sugiere un origen del Terciario, además de que muestran semejanza con extractos de las rocas del Mioceno (Romero-Ibarra *et al.*, 2001).

Los tipos de hidrocarburos a que dieron origen el subsistema Generador del Tithoniano son principalmente líquidos aunque también debido a la presencia de materia orgánica leñosa, produce importantes cantidades de gas. En este subsistema, los gases expulsados tienen gravedades que van de los 10° a los 50° grados API, dependiendo del nivel de madurez alcanzado por las rocas generadoras al momento de la expulsión, caracterizándose por su contenido de azufre de 0.13 a 5.78 %. De acuerdo a las características moleculares, hasta ahora se han logrado definir la existencia de tres familia de aceites, cuya diferenciación se fundamenta en la variabilidad de presencia de diasteranos interpretados como indicadores de arcillosidad en los ambientes de depósito de la roca generadora (Guzmán y Mello, 1999).

Los hidrocarburos generados por rocas del Oxfordiano, son en su gran mayoría líquidos con bajo contenido de gas, lo que se relaciona con la predominancia de un kerógeno de alta calidad que coexiste con proporciones menores de material orgánico de menor calidad. Los aceites aportados por el subsistema generador del Oxfordiano pertenecen a una familia y se caracterizan por valores altos a medios de gravedad API, variando de 28° a 48° y su contenido de azufre varía de 0,15 a 1.27 % (Guzmán y Mello, 1999).

Se postula en base a la calidad del kerógeno encontrado en las rocas del Mioceno tipos III y II (provenientes de materia orgánica de origen continental y mixto) que los hidrocarburos de los yacimientos de este posible subsistema generador, contengan principalmente gas y condensado y en cantidades menores aceite (Romero-Ibarra *et al.*, 2001).

VIII.3.2 Generación y migración

Las rocas generadoras más importantes que se conocen en la región y que a la fecha han dado la mayor cantidad de petróleo que se ha obtenido y obtiene, son las calizas arcillosas del Tithoniano, que por migración vertical ascendente y descendente han

rellenado las trampas de las rocas del Kimmeridgiano, Cretácico Medio y a las brechas del Cretácico Superior-Paleoceno, por tratarse de una cuenca con alta impedancia, con fallamientos subverticales e inversos, que propician la migración vertical e imposibilitan la migración lateral a grandes distancias González y Holguín, 1992 (Figura 60).

La lenta subsidencia que predominó durante el Cretácico, e incluso hasta el Oligoceno, permitió que las rocas generadoras del Tithoniano se mantuvieran latentes hasta que la rápida subsidencia y sedimentación del Mioceno y Plioceno-Pleistoceno las llevara a temperaturas adecuadas para madurar (80°-100 °C), por lo que, la generación de los aceites se produjo, principalmente, durante el Mioceno al Plioceno-Pleistoceno. Por otra parte, los bajos gradientes geotérmicos actuales que predominan en algunas áreas, permiten que se conserven hidrocarburos líquidos a profundidades superiores a 6 kilómetros. El gradiente geotérmico promedio del área es de 23 °C/km y otras con gradientes mayores de los 26 °C/km existiendo algunos sitios donde predominan gradientes menores de 20 °C/km; en las áreas frías se considera que pueden preservarse los hidrocarburos líquidos a profundidades superiores a los 7,000 m (González y Holguín, 1992).

Se tienen yacimientos de gas y petróleo en secuencias de areniscas del Mioceno en las cuencas Salina del Istmo y de Macuspana, su origen según Guzmán y Mello (1999) corresponderían a una familia de hidrocarburos cuyas rocas generadoras fueron depositadas en un ambiente litoral fluvio-deltáico y marino somero, siliciclástico, localizado en la región sureste de México. En estudios geoquímicos realizados por Sosa-Patron y Clara-Valdes (2001) encontraron que el subsistema generador del Mioceno Inferior del sureste de México, los aceites y gases analizados presentan características que sugieren la contribución de una roca generadora marina del Terciario, principalmente siliciclástica y depositada en ambientes deltáicos. Los aceites de los campos del Terciarios del sureste, se encuentran térmicamente poco evolucionados.

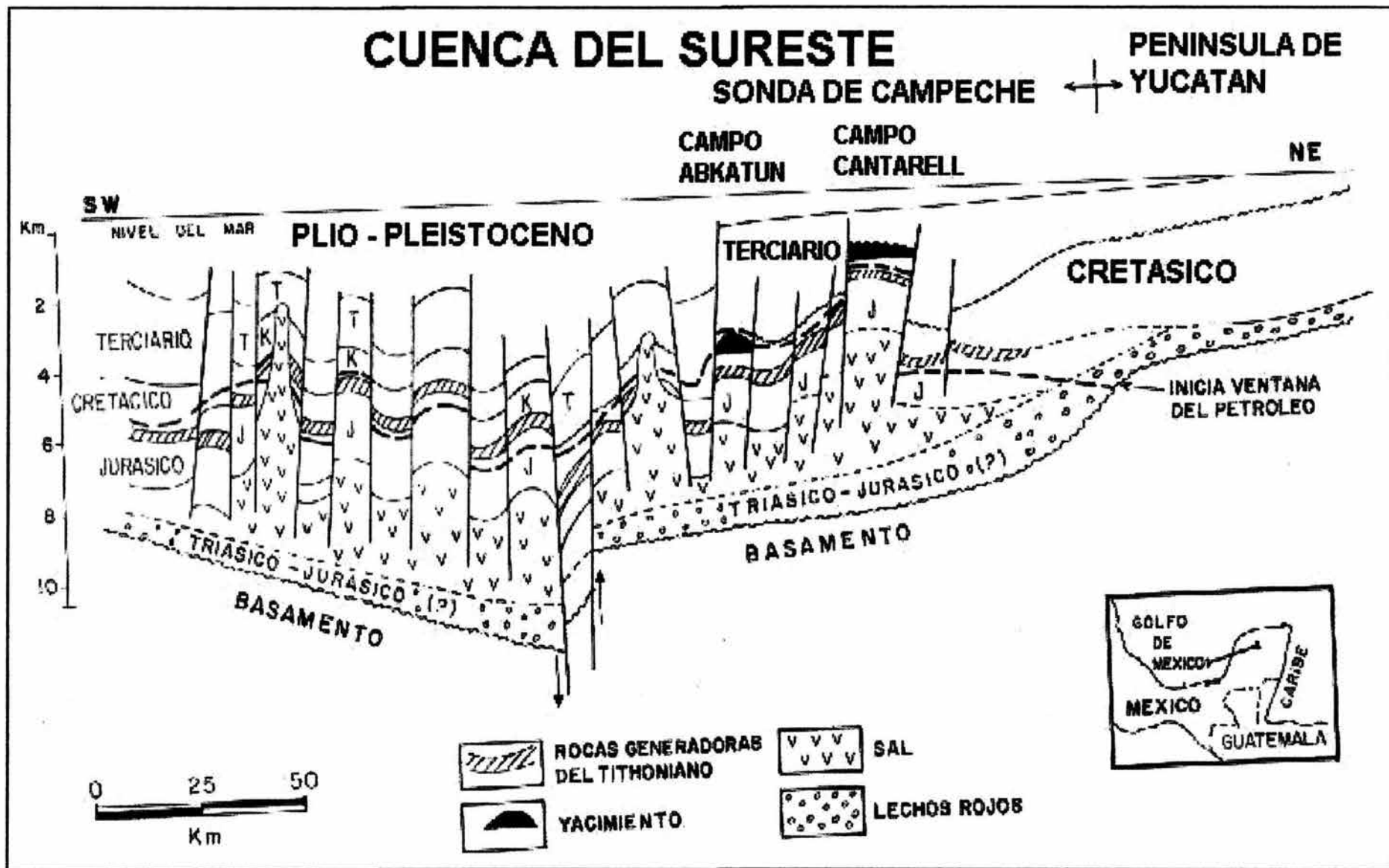


Figura 60. Sección transversal esquemática de la Península de Yucatán a la Bahía de Campeche, donde se observa la complejidad estructural y las condiciones de madurez de las rocas generadoras en la cuenca (de González y Holguín, 1992).

Con respecto al rango de tiempo geológico para el inicio de la generación de hidrocarburos en el sureste, se da a partir de la cima del Cretácico Superior (66 m.a.) en la plataforma de Artesa-Mundo Nuevo, localizada al sur del Macizo de Chiapas, volviéndose más reciente (7 m.a.) hacia la planicie costera, la expulsión de los hidrocarburos se tiene desde el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, tornándose más joven, Mioceno Superior-Plioceno, conforme se adentra hacia el Golfo de México; esto se explica por los procesos distensivos del Plioceno-Pleistoceno que acumulan fuertes tasas de sedimentación, acelerando la compactación de los sedimentos y con ello propiciando la expulsión de los hidrocarburos (González y Holguín, 1992).

VIII.3.3 Relación de cuerpos salinos y conducción de calor

En la provincia de la Bahía de Campeche coexisten complejas mini-cuencas dentro del talud y plataforma continentales, donde cuerpos aloctónos de sal han formado una serie de altos batimétricos, existiendo entre estos flujos de sistemas turbidíticos a través de las áreas adyacentes más bajas, depositándose arenas y rocas generadoras, que se interpretan que están madurando debajo de los cuerpos aloctónos salinos, lo cuál retarda el período de tiempo de la maduración de la roca fuente y controla las vías del flujo de los hidrocarburos.

El sistema petrolero de la región está significativamente afectado por la evolución de la sal aloctona. La alta conductividad de la sal retarda la maduración termal de las rocas generadoras que están por debajo de ella, causando generación y migración tardía de los hidrocarburos (Weimer *et al*, 1998). La mayoría de las trampas almacenadoras de hidrocarburos fueron formadas durante el Mioceno-Pleistoceno y la generación-migración-acumulación de hidrocarburos están entre los rangos del Mioceno Temprano al Holoceno. El momento crítico del pico de generación para cada roca fuente varía espacial y temporalmente como función de la sobrecarga de sedimentos y evolución de la sal aloctona.

La impermeabilidad de la sal evita la migración vertical de los hidrocarburos y causa vías de migración que son desviadas hacia la parte superior de la base de la sal. Para poder determinar las vías de migración y zonas de entrapamiento de los hidrocarburos se tiene que realizar una integración de la predicción del potencial de la roca generadora, integración estratigráfica y estructural, modelo de maduración termal, mapas regionales de la distribución de la sal y tener un sistema petrolero lógico.

VIII.4. Rocas almacenadoras

Las rocas almacenadoras en los campos de la Sonda Marina de Campeche, son en primer lugar; las calizas y brechas dolomitizadas del Cretácico Superior, así como las brechas calcáreas dolomitizadas de la base del Eoceno, todas las rocas carbonatadas y dolomitizadas presentan un alto grado de fracturamiento y disolución, lo que ha favorecido el incremento de la porosidad y permeabilidad en dichas rocas, en segundo lugar las areniscas del Oxfordiano, con alto contenido de cuarzo; las calcarenitas oolíticas y calizas dolomitizadas y dolomias del Kimeridgiano; las calizas y brechas dolomitizadas del Cretácico Superior-Paleoceno y base del Eoceno, todas las rocas carbonatadas y dolomitizadas presentan un alto grado de fracturamiento y disolución, lo que ha favorecido el incremento de la porosidad y permeabilidad en dichos horizontes rocosos.

En este trabajo se considera que son rocas potencialmente importantes las calcarenitas del Paleoceno, Eoceno y Mioceno, en las márgenes oeste y suroeste de la Plataforma de Yucatán. Así como los fuertes espesores de rocas siliciclásticas del Mioceno y Plioceno depositadas en la plataforma y talud continentales de Tabasco y sur de Veracruz, consistentes de sedimentos deltáicos que formaron cordones litorales, barras e islas de barrera en la plataforma interna y espigones, bancos, barras y lóbulos en la plataforma externa y rocas turbidíticas depositadas en abanicos de talud y mini-cuencas interdomicas y las contornitas, formadas por cordones y

bancos de arenas limpias de textura fina, bien clasificadas, depositadas por corrientes de fondo.

En las cuencas Salina del Istmo y Macuspana las rocas almacenadoras son cuerpos arenosos que fueron depositados durante el Mioceno y Plioceno, en ambientes deltaicos progradantes y de línea de costa y plataforma interna, formando depósitos de relleno de canal, cordones litorales, barras de boca de canal, bancos de arena y lóbulos de plataforma.

En el Pilar Tectónico de Reforma-Akal, las rocas almacenadoras corresponden al Cretácico y Jurásico Tardío, son fundamentalmente rocas carbonatadas, dolomías, calcarenitas y biomicritas, presentando, todas ellas, porosidad por disolución y abundante fracturamiento. Los espesores son más potentes hacia la porción sur del área donde llegan a rebasar los 3,000 m, en congruencia con los espesores medidos en la Sierra de Chiapas. Hacia la porción norte, los espesores se reducen y alcanzan entre los 1,200 y 300 m; es conveniente notar, que hacia esta área la columna cretácica esta afectada por fuertes discordancias del Cretácico Medio y Cretácico Temprano. El ambiente de depósito de estas rocas carbonatadas varía de plataforma a cuenca, incluyendo facies transicionales del borde de talud y plataforma; por lo que en algunas localidades, se han encontrado a manera de lentes, la presencia de brechas calcáreas y dolomitizadas (Santiago *et al.*, 1984).

VIII.5 Rocas sello

Las rocas sello de los yacimientos para las rocas jurásicas y cretácicas del área Marina de Campeche, son principalmente los cuerpos salinos, para las areniscas del Oxfordiano, así como también, para algunos yacimientos del Jurásico Cretácico las capas de sal para las areniscas del Oxfordiano y también para algunos yacimientos del Jurásico y Cretácico, donde ha llegado sal alóctona y actuado como sello en la formación de las trampas; muy importantes son los potentes cuerpos de lutitas del Terciario y otros, existentes en la base del Cretácico Tardío y cima del Cretácico

Medio, que también funcionan como sellos y separan un campo de otro (Angeles-Aquino, 1996).

En el área del Pilar Tectónico de Reforma-Akal, las capas sello son las rocas arcillosas de la parte alta del Cretácico Superior, teniendo espesores que varían de 60 a 400 m, por lo que se interpreta que estas rocas suprayacen a las secuencias carbonatadas del Cretácico Tardío. Por otra parte, la naturaleza arcillosa de las secuencias del Terciario y la existencia de discordancias en la porción sur del área, constituyen un sello adicional para los yacimientos del Cretácico (Santiago *et al.*, 1984).

En las secuencias estudiadas del Neógeno, las capas que tienen propiedades de rocas sello, son las lutitas y limolitas arcillosas depositadas principalmente durante los ascensos del nivel del mar, las cuales se encuentran asociadas con facies turbidíticas depositadas en el talud y facies de plataforma externa y de prodelta, encontrándose distribuidos los sedimentos actualmente tanto en la plataforma como en el talud continentales; el depósito y distribución de éstos, han sido gobernados principalmente por la tectónica, la fuente de aporte de los sedimentos, las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar, el clima y las corrientes marinas.

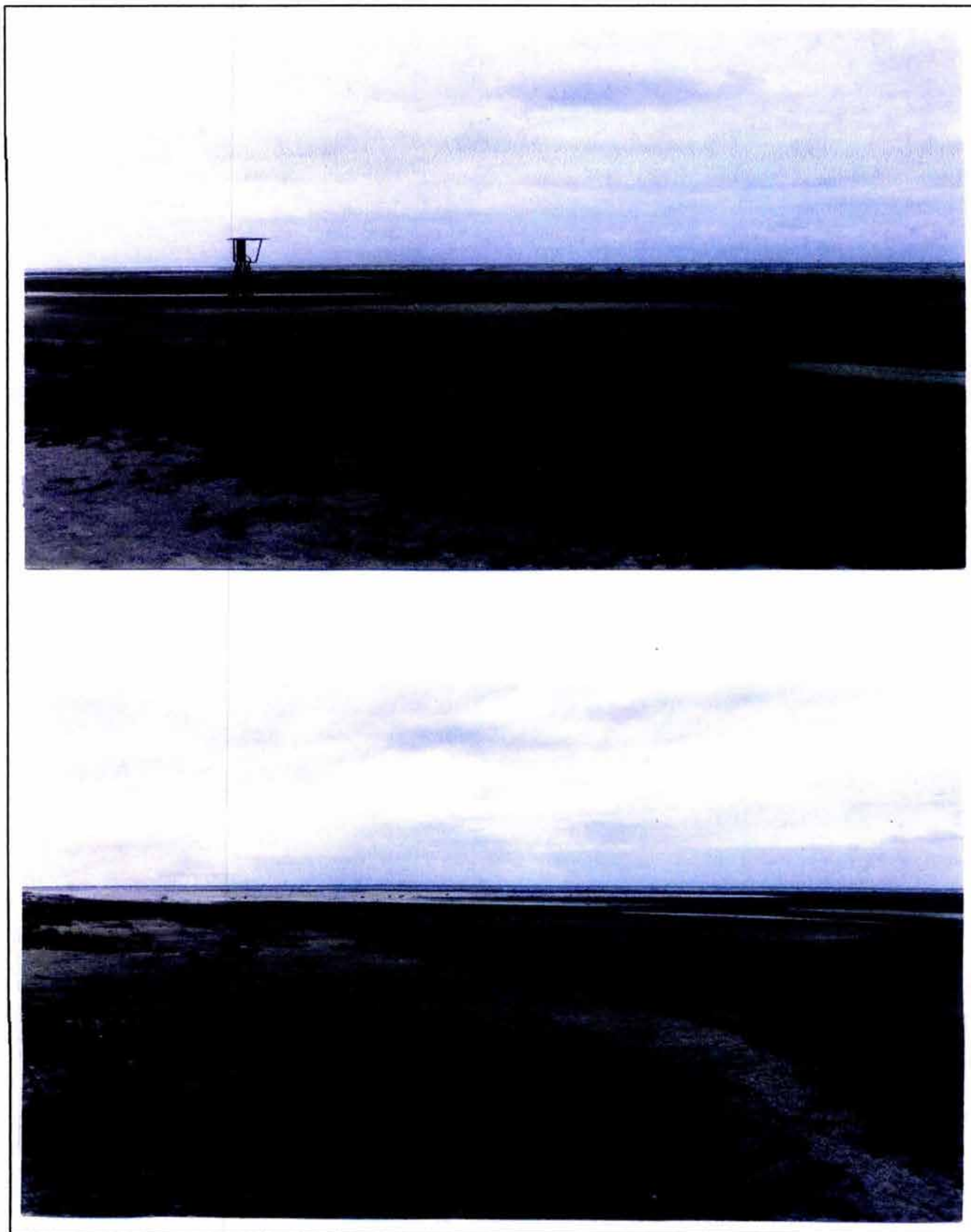
REACI3N DE L3MINAS DE I a III



FOTO 1 CHAPOPOTERA EN LA PORCIÓN OCCIDENTAL DE LA ISLA DEL CARMEN SOBRE LA TRAZA DE LA FALLA XICALANGO, OBSERVANDOSE IMPREGNACIÓN DE HIDROCARBUROS PROVENIENTES DEL SUBSUELO



FOTO 2.- AFLORAMIENTO DE UNA TRAZA DE LA FALLA XICALANGO, EN DONDE SE OBSERVAN, CALCARENITAS DE BIOCLASTOS LAMINADAS EN SU PORCIÓN INFERIOR, ESTAN FUERTEMENTE IMPREGNADAS CON HIDROCARBUROS.



Lamina II. Crecimiento de la Isla del Carmen, por la formación de Bermas, debido al acarreo y deposito de sedimentos transportados por la corriente litoral con dirección del Este hacia el Oeste.

LÁMINA III

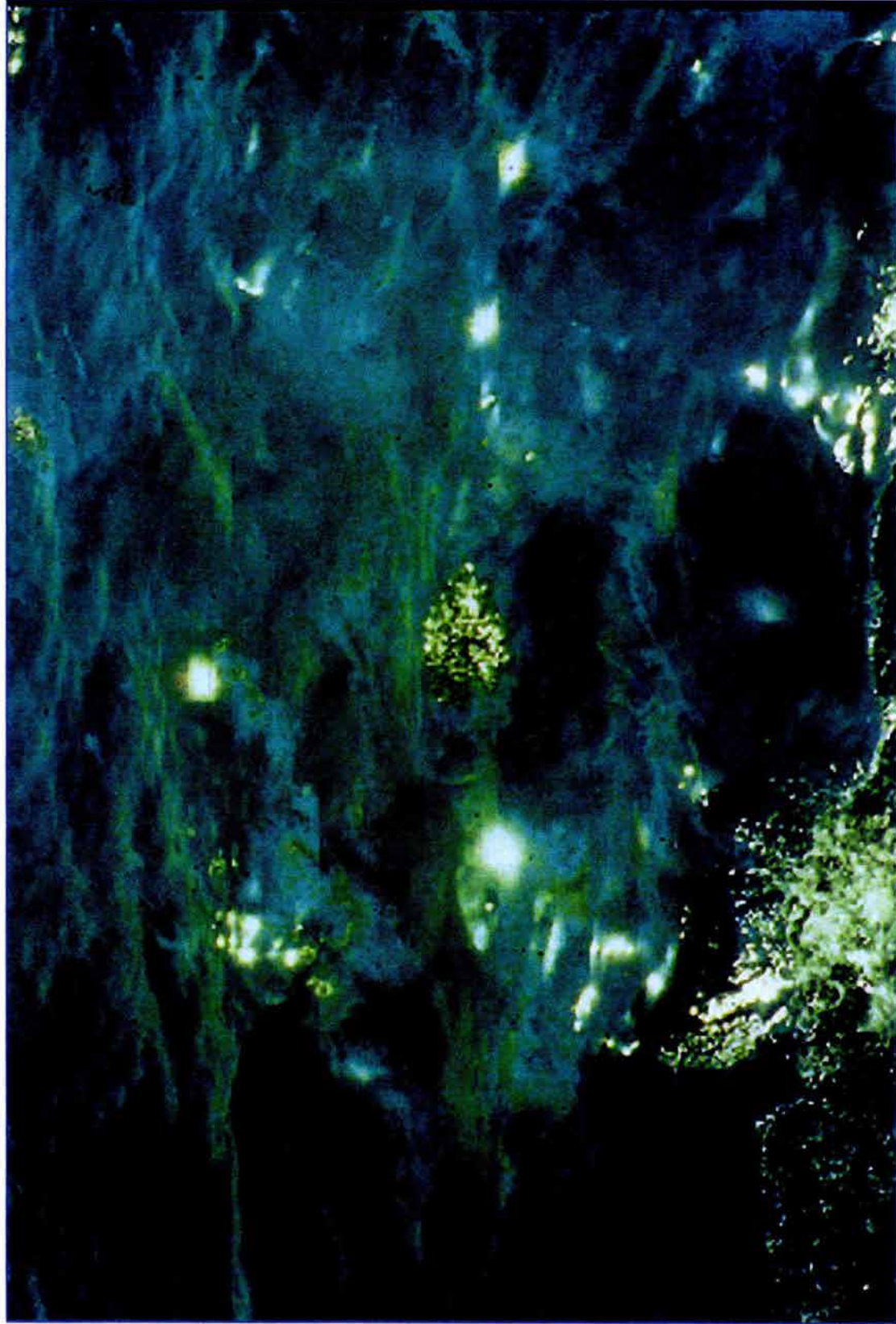


Lámina III. Manchas iridiscentes de aceite y burbujeo de gases en la superficie del agua marina, debido a manifestaciones de hidrocarburos en el fondo marino, Campaña oceanográfica SIGMA-1, 1998.

CAPITULO IX

DISCUSIÓN

Morfología del fondo marino y la tectónica salina

Los depósitos sedimentarios que se observaron durante el trabajo de campo, en general, son paralelos a la línea de costa occidental actual de la Península de Yucatán y al margen de la plataforma continental; estos depósitos calcáreos fueron observados a diferentes profundidades, en las isóbatas de 16, 36, 60 y 90 m (b.n.m.), y es significativa la presencia de disoluciones cársticas, terrazas litorales, paleobermas y cordones litorales, debido a las oscilaciones eustáticas del nivel del mar en el Pleistoceno, (Figuras 17 y 18) lo que también fue ampliamente documentado por Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada (1990), y Aguayo *et al.*, (1999). Los depósitos calcáreos que se observaron durante esta investigación y las zonas cársticas, están asociadas con sistemas de fracturas locales y fallas regionales, que en conjunto forman un patrón estructural paralelo al borde externo del Banco de Campeche, desde el sur-suroeste del Escarpe de Campeche y se prolonga hacia el suroeste del banco calcáreo y en el extremo noreste de la Laguna de Términos y de la Isla del Carmen, Campeche; este sistema estructural continúa hacia el sur, en el subsuelo de la llanura costera del sureste de México, que en el subsuelo corresponde a la provincia geológica calcárea de la Plataforma de Yucatán, según información de datos de pozos perforados por Petróleos Mexicanos. A este sistema de fallas y fracturas en conjunto se le propuso como sistema de la "Falla Candelaria" (Aguayo *et al.* 2003).

La Falla Candelaria en la llanura costera continental del sureste de México y su extensión hacia el Golfo de México, es el borde occidental del Banco de Campeche que corresponde aproximadamente a la isóbata de 200 m, y que, a la vez, corresponde al extremo oriental del Cañón de Campeche (Aguayo *et al.* 2003) (Figura 61). Este cañón submarino tiene una orientación del noroeste hacia el sureste y estructuralmente es una fosa tectónica, cuyo piso abisal hacia el Golfo de México,

alcanza profundidades máximas cercanas a los 3000 m (b.n.m.); el cañón, se caracteriza por contener sistemas de fallas y fracturas locales y regionales transtensivas, con desplazamiento lateral-izquierdo, paralelas y escalonadas, desde el borde noroeste del Banco de Campeche, hasta la isóbata de más de 2000 m, hacia el interior del mismo, el cañón se prolonga hacia el sureste, y el sistema de fallas y fracturas se manifiesta en la superficie del piso marino, en la isóbata de 16 m, y hacia el subsuelo profundo, el sistema estructural es más complejo y está formado también por fallamientos transpresivos y transtensivos con movimientos dextrales y laterales izquierdos y localmente, afectados por el diápirismo salino en el área occidental del Banco de Yucatán.

El límite occidental del Cañón de Campeche, corresponde al margen oriental de la Zona de Díapiros Salinos, de la parte central de la Bahía de Campeche (Mapa 3); este margen también está caracterizado por sus sistemas complejos de fallas transtensivas con movimiento lateral izquierdo y presencia de díapiros salinos, de los cuáles algunos afloran en la superficie del fondo marino; el sistema de fallas también está escalonado hacia el fondo del Cañón de Campeche; aunque la densidad de las mismas en este margen es menor que en su margen oriental. Este sistema estructural se prolonga hacia el sureste, e incide en la zona suroccidental de la Laguna de Términos, en Punta Xicalango, y de la Isla del Carmen Campeche, en la porción noroeste de la Isla, las fallas son evidentes y se asocian con emanaciones activas de hidrocarburos que impregnan los bancos de moluscos expuestos en la superficie del terreno (Lámina I, Fotos 1 y 2), a este sistema de fallas y fracturas, la denominan Aguayo et al. (1999), "Falla Xicalango" y se prolonga hacia el sur sureste, en la planicie costera del sureste de México (Figura 61).

Por otro lado, el Cañón de Campeche, es una provincia geológica de transición de sedimentos calcáreos del Banco de Campeche, hacia el oriente del Cañón, y de terrígenos siliciclásticos de origen fluvio-deltáicos en el sector occidental de la Bahía de Campeche, desde la Zona de Díapiros Salinos y hacia el Cañón de Veracruz, y hacia la costa noroccidental del Golfo de México.

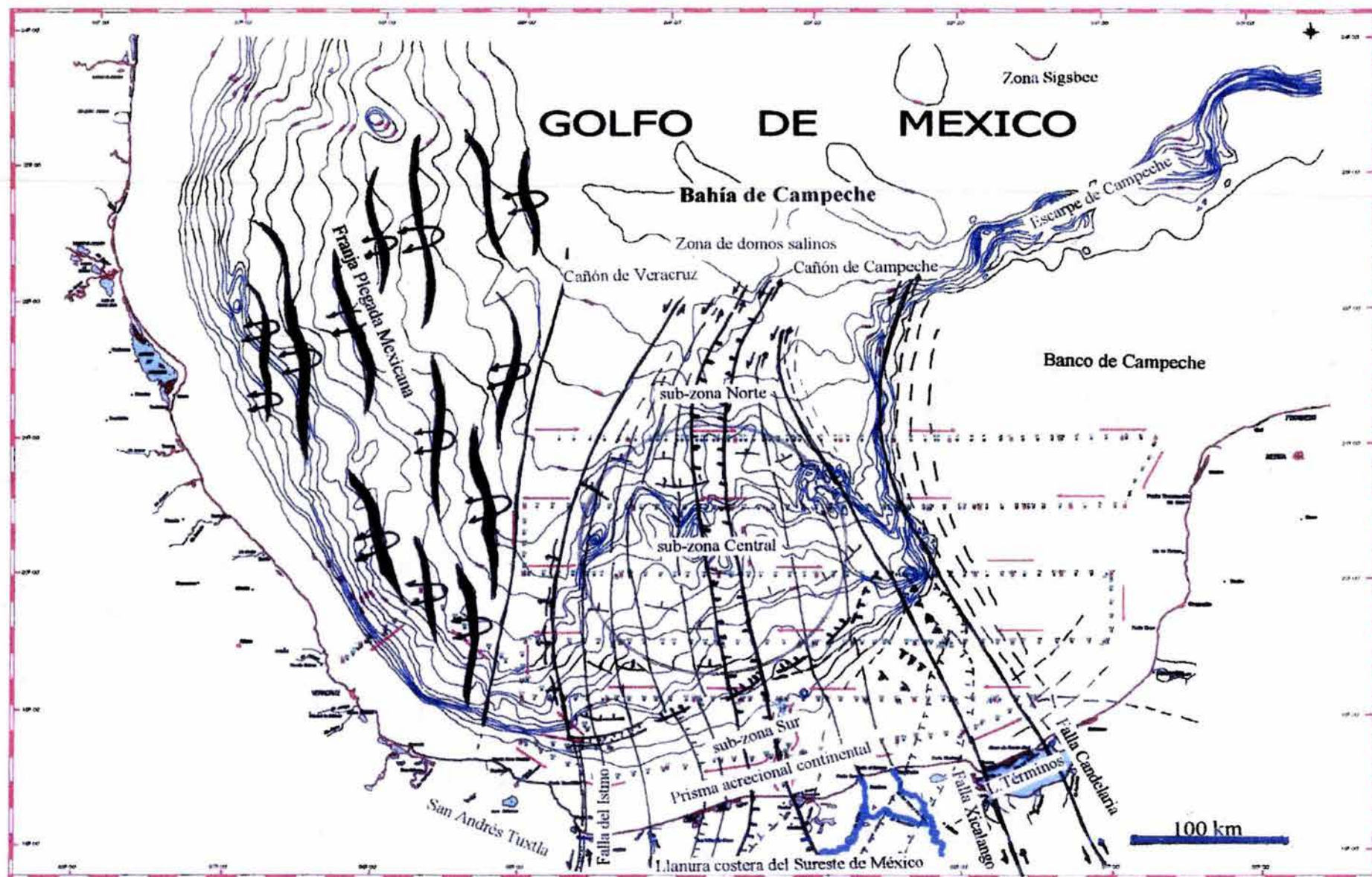


Figura 61. Sistemas geológicos estructurales mayores en la Bahía de Campeche del Suroeste del Golfo y la llanura costera del Sureste de México (de Aguayo et al., 2003).

En la zona de diápiros salinos de la parte central de la Bahía de Campeche, fue manifiesto en los ecogramas, durante el registro continuo-hidro-acústico, que la superficie del fondo marino es muy irregular, como se observa también en el mapa de isóbatas, debido, a la presencia de sistemas complejos de fracturas y de fallas transtensivas con movimiento lateral-izquierdo, comúnmente asociados con diápirismo salino, los cuales frecuentemente sobresalen del fondo marino, hacia el noreste, en la parte profunda del Golfo de México, el diápirismo salino se prolonga hasta la Zona de Sigsbee a 3750 m (b.n.m). Estos sistemas estructurales complejos se prolongan hacia el sur, o sea, hacia la planicie costera continental de los estados; sur de Veracruz, Tabasco y Campeche, lo que se evidencia en los sistemas fluvio-deltáicos de los ríos Coatzacoalcos, Tonalá-Mezcalapa, Grijalva-Usumacinta y San Pedro-San Pablo. En el subsuelo profundo de la costa marina y en la porción costera continental, los sistemas estructurales se prolongan hacia las cuencas Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana.

Las irregularidades del fondo marino obedecen a patrones geométricos definidos por los intrusivos salinos, según lo interpretado en esta investigación, con la información aportada por los cruceros oceanográficos, e integrada con los datos geofísicos sobre la presencia y la distribución de los domos salinos superficiales y del subsuelo marino profundo, que reportan Bryant *et al.* (1991) y con la información de secciones sísmicas de reflexión continua proporcionadas por Petróleos Mexicanos, así como de otros datos geofísicos gravimétricos y magnetométricos, sobre el estudio del emplazamiento de la superficie del manto superior, en el Golfo de México (Cominguez, *et al.*, 1977 y Sandoval-Ochoa *et al.*, 1999).

Los datos morfobatimétricos del piso marino, en esta investigación, destacan principalmente a los sistemas mayores de fallamiento regional y local, y la presencia de los domos más superficiales, ya que los ecogramas de la ecosonda hidro-acústica, como ya se mencionó, solamente registran perfiles estratigáficos y estructurales, hasta los 50 m de profundidad, del subsuelo sub-superficial a partir del piso marino,

por tal razón, el emplazamiento de los domos salinos profundos y su distribución espacial, solamente se puede registrar por medio de métodos geofísicos de exploración profunda y verificación directa con la perforación de pozos.

Bryant *et al.* (1984) registraron la presencia de domos salinos superficiales y en el subsuelo profundo de la Bahía de Campeche en el Golfo de México, y hacia el sur, en la planicie costera continental del sureste de México, en las cuencas del Terciario; con base en la información cartográfica reportada para el desarrollo de este trabajo, se pudieron distinguir e interpretar en la zona de diapiros salinos de la Bahía de Campeche, tres sub-zonas salinas, de acuerdo a su posición geográfica y a sus características geométricas que son distintivas en cada una de ellas (Mapa 3).

1.- En la sub-zona norte de la Bahía de Campeche, hacia el Golfo, la morfología de los diapiros salinos tiende a ser elongada y de forma abanicada, con sistemas conjugados y orientados nor-noroeste y noreste, pero con fuerte tendencia hacia el noreste, o sea hacia la planicie abisal de la Zona de Sigsbee, siguiendo la trayectoria del movimiento dextrógiro del Bloque de Yucatán.

2.- En la sub-zona central de la Bahía de Campeche, los domos salinos morfológicamente tienen una expresión grumosa sin orientaciones preferenciales, la forma geométrica de este dominio tiende a ser circular, con un diámetro cercano a los 200 Km., que es coincidente con la ubicación del alto del manto superior en el subsuelo profundo, emplazado entre 15 y 16 Km. de profundidad (b.n.m.), según lo reportado por Comínguez *et al.* (1977) y por Sandoval-Ochoa *et al.* (199); por otro lado, en esta sub-zona también se manifiesta una corriente oceánica con movimiento anticiclónico (dextrógiro) cuyo diámetro es de unos 200 Km., y que se sobrepone al dominio de los domos salinos grumosos que, como ya se mencionó también reflejan la ubicación del alto del manto superior en el subsuelo profundo (Figura 62).

3.- En la sub-zona sur de los domos salinos de la Bahía de Campeche, la orientación morfológica de los diapiros, no es uniforme, localmente y en forma aislada, esta sub-

zona se prolonga hacia la llanura costera continental del sureste de México, debido a que su presencia obedece al patrón estructural del prisma acrecional, cuya orientación regional es del noreste al suroeste de México; que en conjunto se caracteriza por sus sistemas de fracturas y fallas distensivas paralelas al borde de la plataforma continental, siguiendo al sector circular del límite sur de la sub-zona central de los domos salinos, con concavidad hacia el norte, formando bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales y que durante su evolución tectónica y en forma escalonada han manifestado una franca subsidencia hacia el Golfo de México. En la provincia geológica del prisma sedimentario marginal acrecional continental, la columna estratigráfica tiene espesores entre 10 y 15 Km., según información geofísica de subsuelo.

Por medio del método hidro-acústico continuo, en la zona de los domos salinos de la Bahía de Campeche, se registraron diversos patrones de fallas y fracturas, con orientación regional hacia el nor-noreste. Los sistemas estructurales son transtensivos con movimiento lateral izquierdo; las trayectorias de algunos se interrumpen con otros sistemas, cuya orientación es del noreste-suroeste, paralelos al borde de la plataforma continental y a la franja litoral. En el sector central del dominio de los diapiros salinos de la Bahía de Campeche, con orientación norte-sur se cartografiaron sistemas de fallas y bloques distensivos orientados regionalmente hacia el nor-noreste, extendiéndose hacia el sur, e incidiendo en el complejo fluvio-deltáico del río Mezcalapa, siendo evidentes en las bocas de las rías litorales de Tupilco, Dos Bocas y Chiltepec en el Estado de Tabasco; los sistemas estructurales se proyectan hacia el subsuelo profundo, formando parte del complejo estructural de la cuenca terciaria de Comalcalco. Este complejo estructural distensivo bisecta en dos sectores a la zona de diapiros salinos de la Bahía de Campeche, el occidental y el oriental (Mapa 3), el límite del sector occidental, es el Cañón de Veracruz, y el del sector oriental es el Cañón de Campeche. Los sistemas estructurales en estos dos sectores, respectivamente, se prolongan y bifurcan, hacia el suroeste, internándose en la franja litoral de la llanura costera del sureste de México.

Los rasgos estructurales del sector suroccidental, inciden en las desembocaduras de los complejos fluvi-deltáicos de los ríos Coatzacoalcos en el sur de Veracruz, en el del río Tonalá y en la laguna el Carmen, en el estado de Tabasco, y son parte del complejo estructural, en el subsuelo, de la cuenca terciaria salina del Istmo. El patrón estructural que se menciona, también es evidente en la laguna Machona y en la ría de Tupilco, en el Estado de Tabasco; en el subsuelo éstos sistemas estructurales se manifiestan en la cuenca terciaria de Comalcalco; la laguna Pajonal, se ubica entre las lagunas, El Carmen y Machona, y es el umbral en el subsuelo de las cuencas terciarias, Salina del Istmo y Comalcalco. Por otro lado, el sector oriental estructural con bifurcación hacia el sureste, se evidencia en la llanura costera expuesta, en las bocas de las rías Dos Bocas y Chiltepec y en las planicies de los sistemas fluvio-deltáicos Grijalva- Usumacinta y San Pedro-San Pablo, en el estados de Tabasco; el extremo oriental de este sector está en Punta Xicalango, que es la zona suroccidental de la laguna de Términos, en el Estado de Campeche.

El complejo estructural neotectónico del sistema Grijalva-Usumacinta y de Punta Xicalango, con orientación noroeste-sureste, se sobreponen al pilar tectónico Reforma-Akal, del Mesozoico y a la cuenca de Macuspana del Terciario, cuya orientación es noreste-suroeste, paralelamente al margen calcáreo occidental de la Plataforma de Yucatán en el subsuelo (Figura 62).

Entre los patrones estructurales que se describen, Aguayo *et al.* (1999), estudiaron los del sistema Grijalva-Usumacinta y los de Punta Xicalango, reportandose desplazamientos neotectónicos, entre 7 y 15 km. con movimientos laterales izquierdos, las trazas de las fallas están orientadas noreste-sureste; los diferentes depósitos sedimentarios asociados a las mismas, se dataron en base a carbono radioactivo en conchas de moluscos contenidos en los sedimentos y cuyo rango de edad varia entre 5,600 hasta menos de 200 años, antes del presente; por lo cuál se interpreta, que la zona de estudio sigue siendo tectónicamente activa.

Los sistemas estructurales, descritos y que son evidentes en la llanura costera continental expuesta y en el subsuelo profundo del sureste de México también manifiestan su continuidad hacia la plataforma continental del Golfo de México en diferentes regiones marinas, frente a los estados del sur de Veracruz, Tabasco y Campeche. Las prolongaciones, hacia el golfo, de las desembocaduras de los ríos Coatzacoalcos y Tonalá, se presentan como canales erosivos desde la zona litoral hasta más de 200 m de profundidad en ambos casos estos mismos siguen su trayectoria hacia el norte y se desvían hacia el occidente, siguiendo los lineamientos fisiográficos del prisma acrecional marginal continental.

Frente a las lagunas El Carmen, Pajonal y Machona, se colectaron depósitos fluviales asociados a terrazas litorales escalonadas hacia el Golfo y a canales erosivos someros entre 20 y 40 m (b.n.m.). Hacia el norte de las rías Tupilco y Dos Bocas y de los complejos deltáicos Grijalva-Usumacinta y San Pedro-San Pablo, las trayectorias de los causes erosivos formados durante las épocas interglaciales del Pleistoceno, son las mismas que las de los actuales sistemas sedimentarios costeros, cartografiados desde la isóbata de 16 m en la plataforma continental, prolongándose algunos de ellos, más de 200 m (b.n.m.), en el talud continental superior.

Distribución de sedimentos recientes en el suroeste del Golfo

El modelo de la distribución de sedimentos recientes en la Bahía de Campeche esta influenciado por una corriente superficial oceánica anticiclónica cuyo diámetro es de unos 200 Km. La corriente marina sobreyace a la zona de díapiros salinos que son morfológicamente grumosos y algunos de ellos sobresalen del fondo marino, estos a su vez, son coincidentes con la ubicación del alto del manto superior en el subsuelo profundo.

El aporte de sedimentos provenientes del Banco de Campeche y de los sistemas fluvio-deltáicos de la planicie costera del sur de Veracruz, Tabasco y Campeche, siguen la misma trayectoria externa de la corriente marina en sentido dextral, paralela

al borde continental con concavidad hacia el norte, lo que se evidenció en conjunto, con imágenes satelitales utilizando filtros para registrar las variaciones de temperatura superficial del agua marina, el registro de los índices de reflectancia que reflejan la turbidez del agua por sedimentos en suspensión y la pigmentación del fitoplancton.

Por medio de los análisis texturales de los sedimentos se caracterizaron 5 grupos texturales que comprenden del grupo I al V, (Figura 26) constituidos por: gravas, arenas, arenas lodosas, lodo arenoso y lodo arcilloso y limoso. Los sedimentos de textura gruesa, se encuentran distribuidos solamente en los antiguos cauces de los ríos y cerca de su desembocadura, las arenas están formando cordones, barras, islas de barrera, espigones y bancos en la zona litoral y plataforma interna, distribuidos en forma cóncava por influencia de la corriente anticiclónica; la arena lamosa se encuentra distribuida hacia la plataforma externa y en el talud, presentando también una distribución cóncava hacia el norte, estos sedimentos son lavados y reclasificados por las corrientes de fondo dando lugar a los depósitos de contornitas; el lodo arenoso se encuentra más ampliamente distribuido en la plataforma y talud, estando también gobernada su distribución por las corrientes marinas y por último el sedimento más fino constituido por lodo (arcillas y limos), es el sedimento más ampliamente distribuido en el talud y la cuenca.

La corriente oceánica anticiclónica cuando se establece, impide que los sedimentos marinos y costeros prograden hacia las aguas profundas del Golfo de México, excepto aquellos de textura arcillosa y limosa que pueden transportarse en suspensión; los limo-arenosos o más gruesos, son transportados a lo largo de la franja litoral y costera por las corrientes de marinas costeras, y estos mismos se seleccionan texturalmente, de más gruesos a más finos, a lo largo de la trayectoria de las corrientes marinas, del noreste hacia el suroeste que tienen su origen en la Corriente de Lazo (Figura 28), la cuál entra al Golfo de México por el norte de la Península de Yucatán, tomando el rumbo hacia la Bahía de Campeche y prosiguiendo hacia la porción occidental y nororiental del Golfo de México Vidal *et al.* (1992, 1999).

En el tiempo que cesa la influencia de la corriente, los sedimentos se depositan pasivamente o intermitentemente sobre la plataforma y talud continentales, o como flujos de detritos por gravedad o por corrientes de turbidez, siguiendo una dirección casi norte-sur, que es la trayectoria que sigue el desarrollo de los canales y cañones submarinos labrados sobre la plataforma y talud continentales (Figura 27). Estas trayectorias normalmente son modificadas en el talud, debido al intenso diapirismo salino existente en la Bahía de Campeche, debido a la intrusión de los cuerpos salinos que forman minicuecas y que funcionan como receptáculos de sedimentos provenientes de la plataforma y de la zona litoral y que son depositados como turbiditas de abanicos submarinos, siendo su geometría, de acuerdo a la morfología del desarrollo de las minicuecas. Lateralmente se pueden encontrar los cuerpos de contornitas que son el producto de la erosión, transporte y depósito de las corrientes de fondo que se han establecido en el talud continental, siguiendo las trayectorias de las líneas de contorno batimétrico.

A lo largo del cauce del Cañón de Veracruz existe actualmente una zona de "by pass", por lo que no existe depósito de sedimentos en este sitio, debido a que los que llegan a este lugar, van siendo transportados hasta la planicie abisal profunda del Golfo de México (Figura 24).

Tectónica del Neógeno al Reciente del suroeste del Golfo

Con base en la información geológica-estructural y estratigráfica mencionada, en este trabajo de investigación, se propone un modelo conceptual geodinámico de la provincia marina del suroeste del Golfo de México, enmarcada regionalmente con el movimiento geodinámico de la micro placa de Yucatán durante el Neógeno y hasta el Reciente (Figura 62), sintetizando su evolución tectónica de la siguiente manera: Durante el Mioceno Medio la placa de Cocos en subducción dio origen a esfuerzos tectónicos transcurrentes con desplazamiento lateral izquierdo, plegando a la secuencia estratigráfica con vergencia hacia el nor-noreste y activándose contemporáneamente, la falla regional sinistral del Istmo de Tehuantepec; estos

movimientos tectónicos, a la vez, se conjugaron con los movimientos dextrógiros del bloque de Yucatán, cuando la placa tectónica del Caribe cambió de dirección hacia el oriente franco.

En el Mioceno Superior-Plioceno Inferior, el movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán se reactivó y la provincia marina del suroeste del Golfo de México, fue afectada por sistemas estructurales distensivos, cuyas tendencias hacia el noreste, siguen la trayectoria dextrógira del bloque tectónico. En el sureste de México, las cuencas terciarias también se reactivaron y los sistemas estructurales de fallas transcurrentes y transpresivas orientadas, noroeste-sureste, en la provincia geológica de la Sierra de Chiapas adquirieron su actual conformación estructural (Sánchez-Montes de Oca, 1978; Meneses-Rocha, 1986; Vélez-Scholvink, 1990). El extremo sur de la micro placa de Yucatán, se desplazó durante este tiempo, a lo largo del Arco de la Libertad, siguiendo la trayectoria del sistema transtensivo Polochic, con movimiento lateral Izquierdo (Dengo y Bohneberger, 1969; Burkart, 1978 y Burkart, et al., 1987). El Límite norte del arco de la Libertad, en superficie, son las montañas Maya en Belice y en el sur, es la zona del Petén en Guatemala; la fosa tectónica del Arco de la Libertad, en Mexico se prolonga desde la provincia geológica Chiapaneca hacia el noroeste, en el Cañón de Campeche, que según se interpreta en este trabajo, está afectado en su margen oriental, por los sistemas complejos de fallas transtensivas y transpresivas del borde occidental de la Plataforma de Yucatán, y por el diápirismo salino, hacia su porción suroriental, en la zona petrolera de los campos de Cantarell. El margen occidental del Cañón de Campeche, colinda con la zona de diapirós salinos de la Bahía de Campeche.

En resumen, la provincia marina del suroeste del Golfo de México y la continental del sureste de México, regionalmente han estado relacionadas tectónicamente desde el Neógeno hasta el Reciente, durante las interacciones geodinámicas de dos placas tectónicas oceánicas mayores; la circunpácífica y de Cocos en subducción con el continente, con dirección hacia el nororiente y la del Caribe, con franco movimiento hacia el oriente. Como consecuencia de los movimientos corticales, simultáneos e

intermitentes de ambas placas tectónicas, también se reactivó el bloque de la microplaca de Yucatán, desplazándose en sentido dextrógiro a largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y del sistema estructural Polochic en Centroamérica. Los movimientos tectónicos descritos, aunados, con las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar ocurridas durante el Cuaternario por cambios climáticos, gobernaron la configuración fisiográfica actual de la provincia marina del suroeste del Golfo de México y de la llanura costera continental adyacente del sureste de México.

CAPITULO X

CONCLUSIONES

Origen de los rasgos fisiográficos

1.- Las provincias fisiográficas marinas del área de estudio tienen características geomorfológicas y geológico-estructurales diferentes y bien definidas, debido a que su origen y evolución no han sido las mismas.

2.- El Banco de Campeche es llano y casi horizontal con abundantes depósitos de sedimentos calcáreos, crecimientos arrecifales y bancos de biógenos; en este elemento tectónico se tiene el registro continuo de las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar, ocurridos durante los períodos glaciales e interglaciares del Pleistoceno hasta el Holoceno tardío (6000 a 5000 años antes del presente), cuando se estabilizó el actual nivel del mar.

3.- La Bahía de Campeche o Zona de diápiros Salinos, comprende a tres sectores con morfologías diferentes debido al diápirismo salino y a la conformación basamental del subsuelo profundo; en el sector del norte la geometría de los domos es elongada norte-noreste con franca tendencia hacia el noreste, debido al sistema de fallamiento transtensivo por el desplazamiento dextral del bloque de Yucatán y el escurrimiento de las masas salinas hacia la zona de Sigsbee. En el sector central los diápiros, son de forma circular y grumosa y reflejan la posición de la proyección circular del levantamiento del manto superior, emplazado entre 15 y 16 Km. (b.n.m). El sector sur está emplazado en el extremo norte del prisma acrecional marginal continental, por lo que, los domos salinos forman una franja paralela a la línea de costa y al borde sur de la proyección de la cima del manto superior, cóncavo hacia el norte, se caracterizan por la existencia de sistemas de fracturas y fallas distensivas paralelas al borde de la plataforma continental.

4.- El Cañón de Campeche es una fosa tectónica y es la zona de transición entre los sedimentos calcáreos del Banco de Campeche y los siliciclásticos de la Bahía de Campeche.

5.- El Cañón de Veracruz debe su origen a las deformaciones estratigráficas de sus márgenes; la del occidente, al desplazamiento por gravedad de la columna sedimentaria del Terciario y del Cuaternario de la franja plegada mexicana; el margen oriental, se debe a las intrusiones salinas y adyacentes de la Bahía de Campeche.

6.- La franja del sureste de Veracruz, de Tabasco y occidente de Campeche, es la porción externa de la llanura costera del sureste de México formada por el aporte sedimentario terrígeno progradante de los sistemas fluvio-deltáicos de los ríos Coatzacoalcos, Tonalá, Mezcalapa, Grijalva-Usumacinta y San Pedro- San Pablo.

Sedimentología

7.- En los análisis de los sedimentos colectados, por el contenido porcentual de los constituyentes y sus parámetros granulométricos, se distinguen y caracterizan cinco tipos texturales que comprenden a las gravas finas (gránulos) y las arenas gruesas mal y moderadamente clasificadas, a las arenas de grano medio a fino que varían de bien a mal clasificadas, en su mayoría los sedimentos son polimodales, indicando que son mezclas sedimentarias no homogéneas formadas por una población areno-limosa dominante.

8.- La corriente oceánica anticiclónica de la Bahía de Campeche impide la progradación hacia el interior del golfo de los sedimentos deltáicos y marinos costeros, excepto aquellos de textura fina y muy fina que son transportados en suspensión. Los sedimentos de textura más gruesa han sido transportados a lo largo de la zona litoral y costera por la acción del oleaje, y de las corrientes marinas litorales.

9.- Los cambios eustáticos del nivel del mar en cada etapa de la historia del Holoceno, han motivado cambios en los lugares de depositación de cada cuerpo sedimentario. El resultado de las frecuentes variaciones de las condiciones durante el período de transición de las épocas de glacial e interglacial, ha sido la mezcla de los cuerpos sedimentarios arenosos basales cercanos al litoral, con las capas lodosas de plataforma

10.- Las corrientes marinas de fondo establecidas en la porción sur del Golfo a partir del Mioceno Medio, que han circulado paralelas al borde del talud continental, han erosionado, transportado y depositado sedimentos en cordones y bancos paralelos a los contornos del talud, los cuáles son conocidos como contornitas.

11.- Las secuencias turbidíticas son importantes a partir del Mioceno en el área y su tendencia de distribución está relacionada con los paleo-drenes de los sistemas fluviales y la distribución de los canales y cañones submarinos que son el conducto de los sedimentos hacia el Golfo profundo, estando también relacionados con el relleno de las mini-cuencas.

Geodinámica

12.- Regionalmente, la provincia geológica y en particular, la zona de estudio, han estado afectadas, en tiempo, y espacio, a los movimientos geodinámicos de cinco placas tectónicas mayores. (1) La de Norteamérica, las circun-pacíficas (2) Kula y (3) Farallón, (4) Cocos, y (5) la del Caribe.

13.- Los movimientos continentales y oceánicos, aquí referidos, dieron como consecuencia, que en el prisma sedimentario acrecional marginal del suroeste del Golfo de México, se acumularan intermitentemente, pero en franca subsidencia, entre 12 y 14 km. de espesor, sedimentos de origen continental hasta marinos profundos, desde el Triásico Superior al Reciente.

14.- Durante el Mioceno Superior-Plioceno Inferior, el bloque de Yucatán se desplazó hacia el norte y en sentido dextrógiro, hasta su posición actual, con la reactivación subsidente de las cuencas distensivas del sureste de México, como son las de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo.

15.- Las estructuras geológicas distensivas aquí referidas se prolongan hacia el sur de la Bahía de Campeche, y en el piso marino se manifiestan como paleocanales erosivos de origen fluvial y hacia el litoral, incide en las bocas de los cauces de los ríos y lagunas de la zona costera del sureste; estos sistemas estructurales se proyectan hacia el subsuelo profundo, en las cuencas del Terciario.

16.- El modelo geodinámico conceptual que se propone, se basa en los datos geológico-geofísicos marinos de este estudio y trabajos previos existentes donde se interpreta que la provincia marina del suroeste del Golfo de México y la continental del sureste de México, tectónicamente han estado relacionadas desde el Neógeno al Reciente, con el movimiento dextrógiro de la micro placa tectónica del bloque de Yucatán, que se desplaza a lo largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y del sistema estructural Polochic, en Centroamérica, y en el Cañón de Campeche, en México, que es la prolongación hacia el noroeste, del Arco de la Libertad.

Sistema Petrólero

17.- El Sistema Petrólero en la región es completo, existiendo los elementos necesarios dentro de la provincia: rocas generadoras, rocas almacenadoras, rocas sello y puntos con gradiente geotérmico adecuados para la cocina del petróleo.

18.- En la columna geológica existen tres subsistemas generadores: el de rocas del Oxfordiano, el de rocas del tithoniano que es el más importante y otro que se ha postulado para rocas del Mioceno.

19.- Las rocas almacenadoras más importantes en la columna geológica son: las siliciclásticas del Oxfordiano, las carbonatadas del Kimmeridgiano y Cretácico

principalmente las brechas del Cretácico Superior-Paleoceno y las rocas terrigenas del Mioceno.

20.- Para la Exploración y Explotación de los recursos del Sistema Petrolero en aguas profundas de la región, es necesario entender la distribución de los sistemas depositacionales clásicos de turbiditas y contornitas así como la tectónica regional y local, en conjunto con el diápirismo salino que es característico de la provincia.

CAPITULO XI

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo, C.J.E., 1966. Estudio geológico de la zona transicional comprendida entre la Cuenca de Macuspana-Campeche y la porción occidental de la Plataforma de Yucatán. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis profesional (inédita), 35 p.
- Aguayo, C.J.E. y S. Marín C., 1987. Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo XLVIII, No. 2, p.15-39.
- Aguayo, C.J.E. y A. Carranza-Edwards, 1990. Tectónica Marina. Atlas Nacional de México, Hoja Naturaleza, Esc. 1: 4'000 000. Geología Marina IV.9.5. Instituto de Geografía, Univ. Nal. Autón. Méx.
- Aguayo, C.J.E. y R. Trápaga, 1996. Geodinámica de México y Minerales del Mar. La Ciencia desde México No. 141 Edit. SEP-Fondo de Cultura económica, 105 p.
- Aguayo, C.J.E., 1997. Coastal dynamics and environmental impact in the Western Gulf of Mexico. In: Ch.N.K.Moores and V.M.Vidal (eds). Conference on the Transports and Linkages of the Intra-Americas Sea (IOCARIBE), Cozumel, México (Memoir), nov.1-5. 1997
- Aguayo, C.J.E., M.A. Gutiérrez-Estrada, J. Araujo M., J. H. Sandoval-Ochoa y F. Vázquez-Gutiérrez, 1999. Geodinámica holocénica y Reciente del sistema fluvio-deltaico Grijalva-Usumacinta, Suroeste del Golfo de México. Rev. Soc. Mex. Hist. Nat., 49: 29-44.
- Aguayo, C.J.E., Araujo M.J., M.A. Gutiérrez-Estrada y J. H. Sandoval-Ochoa., 2001. Proyecto de investigación sobre la geodinámica marina del suroeste del Golfo de México Instituto Mexicano del Petróleo, Informe Técnico Proyecto FIES-IMP-UNAM, 96-17-1, 56 p. (inédito).
- Aguayo, C.J.E., M. A. Gutiérrez-Estrada y J. Araujo-Mendieta, 2003. Modelo conceptual sobre la evolución-sedimentaria del suroeste del Golfo de México y de la llanura costera contigua. In Agustín Ayala-Castañares, Impulsor de la Investigación Científica (L. A. Soto Editor), Inst. de Cienc. del Mar y Limnol. UNAM, p.p. 225-244
- Alencaster, G., 1984. Late Jurassic-Cretaceous molluscan paleogeography of the southern half of Mexico. In Westermann, G. E. G., ed. Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. Geological Association of Canada Special Paper 27, p.p.77-88.

- Ángeles-Aquino, F., 1988. Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico Superior en la Sonda de Campeche, México. *Rev. Ing. Petrol.* vol. XXVIII (1): p.p. 45-55.
- Ángeles-Aquino, F., 1996. Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la Sonda de Campeche (Golfo de México). Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Maestría en Geología (inédita), 93 p.
- Ambrosio-Aguilar M., 1997. Ambientes de depósito y desarrollo de porosidad en las areniscas del Oxfordiano, de los campos Ek y Balam del área Marina de Campeche. I.P.N., ESIA Ticomán, Tesis de Licenciatura en Geología (inédita), 82 p.
- Akers, W. H., 1984. Planktic foraminifera calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Neogene of Mexico; Part II, Lower Pliocene: *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, vol. 18, nos. 1-2, p.p. 21-36.
- Antoine, J. and J. Ewing, 1963. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico. *Jour. Geophysics. Research*, 68: 1975-1996.
- Antoine, J. and J.C. Gilmore, 1970. Geology of the Gulf of Mexico. *Ocean Industry*, May: 34-38.
- Antoine, J. and T.E. Pyile, 1970. Crustal studies in the Gulf of Mexico. *Tectonophysics*, 10: pp. 477-494.
- Antoine, J., 1972. Structure of the Gulf of Mexico: 1-14. In: R. Resak and J.H. Vernon (eds.). *Contributions on the Geological and Geophysical Oceanography of the Gulf of Mexico*, Texas A & M Univ., *Oceanogr. Studies*, 3: 303 p.
- Araujo-Mendieta J., M.A. Basáñez L y A. D. Márquez M, 1986. Estudio Estratigráfico-Sedimentológico de las rocas del Jurásico en el Prospecto área Marina de Campeche, Instituto Mexicano del Petróleo (Proyecto C-5008) Inédito.
- Araujo-Mendieta J., J.E. Aguayo-Camargo, M.A. Gutiérrez-Estrada y J.H. Sandoval-Ochoa, 2003. Provincias Fisiográficas marinas recientes, su relación con la tectónica salina y la presencia de hidrocarburos en el suroeste del Golfo de México. In: Agustín Ayala-Castañares, *Inst. de Cienc. del Mar y Limnol. UNAM*, p.p. 209-223.
- Asoc. Mex. Geól. Petroleros, 1999. La Cuenca de Macuspana-Campeche, vol.3 y La Cuenca Salina del Istmo-Comalcalco, vol. 4. Edición 50 Aniversario octubre, 1999.
- Ayala-Castañares, A., 1963. Sistemática y distribución de los Foraminíferos Recientes de la Laguna de Términos, Campeche. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Biol. Bol.*, 67 (3): 130 p.

- Ayala-Castañares, A., y M.A. Gutiérrez-Estrada, 1990. Morfología y sedimentos superficiales de la Plataforma Continental frente a Tabasco y Campeche, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., Univ. Nal. Autón. Méx.*, 17 (2): 163-190.
- Basáñez L.M.A., 1987. Estudio Estratigráfico sedimentológico de las rocas del Cretácico y Terciario Inferior en pozos del área Marina de Campeche. Instituto Mexicano del Petróleo, México. Informe (Inédito).
- Barbosa C. F., 2000. Exploración y Reservas de Hidrocarburos en México. Edit. UNAM, Instituto de Investigaciones Jurídicas. 376 p.
- Barros, J.A., 1987. Stratigraphy, Structure and Paleogeography of the Jurassic-Cretaceous Passive Margin in Western and Central Cuba: Ms. Thesis, University of Miami, Coral Gables, Florida, 139 p.
- Bergantino, R.N., 1971. Submarine regional geomorphology of the Gulf of Mexico. *Geol. Soc. America Bull.* 82: p.p. 741-752.
- Bird, E.C.F., 1969. Coasts. An introduction to systematic Geomorphology. 4. in Massachusetts Inst. Technol. Press., Cambridge, Mass., London England, 246 p.
- Blatt, H., G. Middleton and R. Murray, 1980. Origin of Sedimentary Rocks, 2a.edición; Prentice-Hall, New Jersey, 782 p.
- Bouma, A. H., 1972. Recent and ancient turbidites and contourites: Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies, vol. 22. p p. 205-221.
- Bouma A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposit, A Graphic Approach to Facies Interpretation . Elsevier Co. Amsterdam, 168 p.
- Bois, C., 1975. Petroleum zones concept and the similar analysis contribution to resource appraisal, in J. D. Haun. Ed., Methods of estimating the volume of undiscovered oil and gas resources AAPG Studies in Geology 1, p.p. 87-89.
- Broecker, W.S., D.I. Turber, J. Goddard, T.k. Ku, R.K. Mathews and K.J. Mesola, 1968. Milankovich Hypothesis supported by precise dating of coral reef and deep sea sediments. *Science*, vol. 159 p.p. 297-300.
- Brotherhood, G. R. and J. C. Griffiths, 1947. Mathematical derivation of the unique sequence curve. *Jour. Sedim. Petrol.*, 17: 77-82.
- Bryant, W.R., J.W. Antoine, M. Ewing and B. Jones, 1968. Structure of the Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 52: 1204-1228.

- Bryant, W.R., M. D. Ziegler, P. L. Joyce, M. H. Feeley and J. R. Bryant, 1984. Gulf of Mexico bathymetric chart: Ocean Drilling Program Regional Atlas Series 6, scale 1: 2 000 000 at 24° N.
- Bryant, W.R., J. Lugo, C. Córdova and A. Salvador, 1991. Physiography and bathymetry. *The Geology of North America, The Gulf of Mexico Basin*. The Geol. Soc. Amer., vol. J: 13 - 30.
- Buffler, R.T., F.J. Shaub, J.S. Watkins and J.L. Worzel, 1979. Anatomy of the Mexican Ridges, southwestern Gulf of Mexico. *In: J.S.Watkins (ed.)*. Geological and geophysical investigations of continental margins, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 29: p.p. 319-327.
- Buffler, R.T., J.S. Watkins, J. L. Worzel and F. J. Shaub, 1980. Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico. *In: R.Pilger (ed.)*. Proceedings of a Symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic: Baton Rouge, Louisiana State University: 3-16
- Buffler, R.T. and D.S. Sawyer, 1985. Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin. *Gulf Coast Assoc.of Geol.Societies Transactions*, 35: 333-344.
- Buffler, R.T., 1991, Early evolution of the Gulf of Mexico Basin. *In D. Goldthwaite, (eds.) An introduction to control Gulf Coast Geology: New Orleans Geological Society*, p.p. 1-15.
- Burkart, B., 1978. Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, 6: 328-332.
- Burkart, B., and S. Self, 1985. Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effects on the volcanic arc: *Geology*, vol. 13, p.p. 22-26.
- Burkart, B., C. Deaton, C. Dengo and G. Moreno, 1987. Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics*, 6 (4): 411-422.
- Cal y Mayor C. J., 1987. Potencial generador de hidrocarburos del Jurásico en la Sonda de Campeche. *Rev. Ingeniería Petrolera, Órgano de la Asoc. de Ings. Petroleros de México A. C.*, vol. XXVII No. 5; p.p. 10-20.
- Camargo, Z.A., 1980. Aplicación de la gravimetría y magnetometría a la exploración petrolera de las plataformas continentales mexicanas. *Bol. Asoc. Mex. De Geol. Petrol.*, vol. XXXII No. 2: p.p. 25-31

- Camargo, Z.A. y J.M. Quezada M., 1991. Análisis geológico-económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras. Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol., vol. XLI, No. 2: p.p. 1-32.
- Carta Geológica de la República Mexicana, 5ª Edición 1992., Editada Instituto de Geología de la UNAM.
- Cantú-Chapa A., 1977. Las ammonitas del Jurásico Superior del Pozo Chac-1, norte de Campeche (Golfo de México): Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. 9, No. 2, p.p. 38-39.
- Carranza-Edwards, A., M.A. Gutiérrez-Estrada y R. Rodríguez-Torres, 1976. Unidades Costeras de la República Mexicana. An. Centro de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM, 2 (1), p.p. 81-88.
- Carranza-Edwards, A., L. Rosales-Hoz y A. Monreal-Gómez, 1993. Suspended sediments in the southeastern Gulf of Mexico. Marine Geology (Elsevier Science Publ.) 112: 257-269.
- Carrillo-Bravo J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al N-W de Ciudad Victoria Tamps. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. vol. 13, Nos. 1-2, p.p. 1-98.
- Carrillo-Bravo J., 1965. Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol.17, Nos. 5-6, p.p. 73-96.
- Castro, M.J.T., Schlaefter, C.J. y Martínez R.E., 1975. Estratigrafía y microfacies de la Sierra Madre del sur, Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos petroleros, vol.27, Nos. 1-3, p.p. 1-103.
- Comínguez, A.H., J.H. Sandoval-Ochoa y L. del Castillo G., 1977. Aporte gravimétrico en el modelado regional del Golfo de México. Bol. Asoc. Mex. Geofís. de Explor., 18: 57-82.
- Coney, P.J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny. New Mexico Geol.Soc. Special Publ. 6: 5-10.
- Coney, P. J., 1978, Mesozoico-Cenozoico Cordilleran plate tectonic, Cenozoic tectonics and regional geophysics of Western Cordillera: Geological Society of America, Memoir 152, p. 33-50
- Coney, P.J., 1979. Tertiary evolution of cordilleran metamorphic core complexes. In: J.M. Armentout, M.R. Cole, H. Fer Best (ed.). Pacific Coast Paleogeography. Symposium 3. Pacific Section. Soc .Econ. Paleont. and Miner.: 14-28.

- Coney, P.J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe. *Rev. Inst. Mex. Petról.*, 15 (1): 6-15.
- Cooper, C., Forristall, G.Z., and Joyce, T.M., 1990. Velocity and Hydrographic structure of two Gulf of Mexico warm-core rings: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. C-2, p. 1663-1679.
- Creager, J.S., 1958. A canyon-like feature in the Bay of Campeche. *Deep-Sea Research*, 5: 169-172.
- Cruz-Abrego, F. M., 1990. Análisis de la distribución de los moluscos bentónicos en los abanicos costeros de los principales ríos del Golfo de México y su relación con condiciones ambientales y sedimentos. Facultad de Ciencias, UNAM, Tesis doctoral (inéedita), 103 p.
- Cserna, Z. de, 1989. An outline of the geology of Mexico, *The Geology of North America; An Overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. A. p.p. 233-264.
- Curray, J. R., 1960. Sediments and History of Holocene Transgression Continental Shelf, northwest Gulf of Mexico In: Shepard, F. P. Phleger and H. Van Andel (eds.). *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico: 221-226. AAPG, Tulsa Oklahoma*, 394 p
- Curray, J. R., 1961. Late Quaternary sea level. A discusión. *Geol. Soc. America Bull.* 72 (11: 1707-1712.
- Charleston, S., A. Hernández, J.T. Martínez y A. Nágera, 1984. Modelo tectónico de la placa chiapaneca. *Soc. Geol. Mex. VII Convención Nal. (Memoria)*, p.31.
- Daly, R. A., 1936. Origen of submarine "Canyons", *Amer. Jour. Sci.*, v. 31, p.p. 401-420.
- Damon P.E., Muhammad S, y Kennet, F. C., 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Rev. Instituto de Geología UNAM*. vol. 5, No.-2, p. 223-238.
- Demaison, G. J., and Huizinga, B. J., 1984. Genetic Classification of petroleum System Using Three Factors: Charge, Migration, and Entrapment, *AAPG Memoir*, Vol. 60, p. 73-89.
- Demaison G. and B. J. Huizinga, 1991. Genetic Classification of Petroleum Systems. *AAPG Bull*, vol. 75, No. 10 pp. 1626-1643.
- Dengo, G. and O.H. Bohnenberger, 1969. Structural development of northern Central America. *Memoir. Amer. Asoc. Petrol. Geolog*, 11: 203-220.

- Dickinson, W.R., 1979. Cenozoic Plate Tectonics Setting of the Cordilleran Region in the United States. *In*: J. M. Armentrout, M. R. Cole and H. Terbest (eds), Cenozoic Paleogeography of the Western United States. Pacific Coast Symp. Soc. Econ. Paleont. Miner., 3: 1-3.
- Dickinson, W.R. and P.J. Coney, 1980. Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico. *In*: R. H. Pilger (ed). The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the Central North Atlantic. Symp., Baton Rouge, La.: 27-36.
- Dow, W.G., 1974, Application of oil-correlation and source rock data to exploration in Williston Basin. AAPG Bulletin, vol. 56 p.p. 1253-1262.
- Elliot, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. Journal of Physical Oceanography, vol. 12, p.p. 1292-1309.
- Emery, K.O., 1938. Rapid method of mechanical analysis of sands. Jour. Sedim. Petrol., 8:p. 105-111.
- Emilsson, I., 1976. La oceanografía regional con respecto a los problemas actuales y futuros en la contaminación de los recursos vivos. Golfo de México. Reunión Internacional COI / PNUMA sobre contaminación marina en el Caribe y regiones adyacentes, p. 1-24.
- Enjolras, J. M., Gouadain, E. Mutti, and J. Pizon, 1986. New turbidite model for Lower Tertiary Sands in the south Viking Graben, in Habitat Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf., edited by A. M. Spencer et al. pp. 171 -178. Norwegian Petroleum Society, Graham and Trotman, London ,1986.
- Erben, H. K., 1956b. El Jurásico Medio y el Calloviano de México: México, D. F., 20th International Geological Congress, 140 p.
- Ewing, M. and J. Antoine, 1965. New seismic data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee and Upper Continental Slope, Gulf of Mexico. AAPG, 50 (3): p.p. 479-504.
- Ewing, T.E., 1991. Structural Framework the Gulf of Mexico Basin, *in* Salvador Amos, ed. The Gulf of Mexico Basin: Boulder Colorado, Geological Society of America. The Geology of North America Vol. J. p.p.31-52.
- Fisk, H.N.; and E. Mc. Farland, 1955. Late Quaternary deltaic Deposits of the Mississippi River, in Poidervarrt A. Ed., Crust of the eart: Geological Society of America, Special Paper, vol. 62, p. 279-302.
- Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic Changes in sea level *In*: Ahrens LH, press F, Rankama K, Runcorn SK (eds.) Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon press, London, pp 99-185.

- Flores-Vargas, A. y A. Baro-Santos, 1977. Secciones geológicas regionales entre los pozos Chac-1, Kukulcán-1, Champotón-1, Yucatán-1 y entre los pozos Chac-1 y Ticul-1. Suptcia Gral. de Exploración, Zona Sur. PEMEX (Reporte interno, inédito).
- Folk, R.L., 1965. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphills Book Co., Austin, Texas, 151 p.
- Folk, R.L., 1969. Petrología de las Rocas Sedimentarias. Inst. Geol. Univ. Nal. Autón. México, 405 p.
- Folk, R.L. and W.C. Ward, 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of Grain Size Parameters. Jour. Sedim. Petrol., 25 (1): 3-27.
- Frost, S. H., and Langenheim, R.L. Jr., 1974. Cenozoico reef biofacies; Tertiary Larger Foraminifera and scleractinian coral from Chiapas, Mexico: De Kalb, Northern Illinois University Press, 388 p.
- Galaviz, A.S., M.A. Gutiérrez-Estrada y A. Castro del Río, 1987. Morfología, sedimentos e hidrodinámica de las lagunas Dos Bocas y Mecocacán, Tabasco, México. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., Univ. Nal. Autón. México, 14 (2): 109-124.
- Galehouse, J.S., 1971. Sedimentation Analysis. In: R.E. Carver (ed.). Procedures in Sedimentary Petrology, 4: 69-94.
- Garrison, L.E. and R.G. Jr. Martin, 1973. Geologic structure in the Gulf of Mexico. U. S. Geological Survey Professional Paper 773, 85 p.
- González-Alvarado, J., 1969. Interpretación estructural del área Encrucijada Chontalpa, Tabasco. In Seminario sobre Exploración Petrolera, mesa redonda 5: Instituto Mexicano del Petróleo, 16 p.
- González G. R. y Holguín Q. N., 1992. Las Rocas Generadoras de México. Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petrol., vol. XLII. No. 1, p. 16-30.
- Graham, D.S., J.P. Daniels, J.M. Hill and J.M. Day Jr., 1981. A preliminar model of the circulation of Laguna de Términos, Campeche, Mexico. In. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., Univ. Nal. Autón. México, 8 (1): 51-62.
- Grajales Nishimura, J. M., E. Cedillo-Pardo, C. Rosales-Dominguez, D. J. Moran-Zenteno, W. Alvarez, P. Claeys, J. Ruiz Morales, J. Garcia-Hernández, P. Padilla-Avila, y A. Sanchez Rios, 2000. Chicxulub impact: The Origen of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico fields: Geology, vol.-28, p 307-310.

- Grajales Nishimura, J. M. 2001. Origen diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico Terciario en el sureste de México. Programa del Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM, Tesis Doctor en Ciencias (Geología) 240 p. (inédita)
- Guerrero-Garcia, J.C., 1975. Contribution to paleomagnetism and Rb-Sr Geochronology. Dallas Texas, University of Texas at Dallas, Tesis de doctorado. 131 p. (inédita)
- Guerrero-Garcia, J.C., Herrero-Bervera E. y Hesley E. Ch., 1990 Paleomagnetic Evidence for Post-Jurassic Stability of Southeastern Mexico. *Maya Terrene. Journal of Geophysical Research*, vol. 95, No. B5, p. 7091-7100.
- Gutiérrez-Estrada M.A., 1977. Sedimentología del área de transición entre las provincias terrígenas y carbonatadas del suroeste del Golfo de México. Tesis de Maestría, Fac. de Ciencias UNAM, 175 p. (inédita)
- Gutiérrez-Estrada, M.A. y S.A. Galaviz, 1983. Morfología y sedimentos recientes de las lagunas El Carmen, Pajonal y la Machona, Tabasco, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., Univ. Nal. Autón. México*, 10 (1): 249-268.
- Gutiérrez-Estrada, M.A., J.E. Aguayo C, F. Vázquez-Gutiérrez y J. H.Sandoval-Ochoa, 1998. Morphology and surface sediments, Continental Shelf off Tabasco and Campeche, Mexico. 4th.Pacific Ocean Remote Sensing Conference. Session PORSEC, Qingdao, China.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W.D. y Matumoto, T., 1989. The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonic: *Tectonics*, vol. 8, p. 981-987.
- Guzmán-Vega, M.A., L. Castro-Ortiz., J. R. Román Ramos., L. Medrano Morales., L. Clara-Valdés, E. Vázquez-Covarrubias, y G. Ziga-Rodríguez, 2001. El origen del Petróleo en las Subprovincias Mexicanas del Golfo de México. *Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petrol.* vol. XLIX, Nos. 1-2, p. 31- 46.
- Guzmán-Vega, M.A. and M. R. Mello, 1999. Origin of oil in the Sureste Basin, México. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 83 (7), July: p. 1068-1095.
- Hales, A.L., C. E. Hesley and B.J. Nation, 1970. P-travel times for an Oceanic Path. *Jour. Geophysics. Research*, 75 (35): 7362-7381.
- Hall D.J., 1990. On the room problem in current hypothesis for the origin of the Gulf of México. *Gulf Coast Association of the Geological Societies*. vol. XL.
- Hall, D.J., T.D. Cavanaugh, J.S. Watkins and K.J. McMillen, 1982. The rotational origin of the Gulf of Mexico based on regional gravity data. *In: J.S. Watkins and C.I.*

- Drake (eds.). Studies in continental margin geology: Amer. Assoc. Petrol.Geol. Memoir 34: 115-126.
- Hall, I.H.S. and Bateson, J.H.A., 1972. Late Paleozoic lavas in Maya Mountains, British Honduras and their possible regional significance. AAPG Bull. 56, p 950-956.
- Haq, B.U., Hurdénbol J., Vail P.R. Vail, R.C. Wright, L.E. Stover, G. Baun, T. Loutit, A. Gombos, T. Davies, C. Pflum, K. Romine, H. Posamentier y R. J. Du Chene. 1987. Mesozoic-Cenozoic Chronostratigraphy and Sea Level Changes, Cycle Chart, (ed.) Soc. Econ. Paleont. and Mineral.
- Herman, U., B.K. Nelson, and L. Ratschbacher, 1991, Structural, isotopic and petrogenetic evidence for the origin of the Xolapa terrane, southern Mexico: Geological Society of America Abstract with Programs, vol. 23, no. 5. p. 44-79.
- Hernández-García R., 1973. Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México. Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petrol., vol. XXV, Nos. 1-3 p. 77-111.
- Hernández-García, R., 1994. Cretaceous carbonate breccia reservoirs of the Campeche Area Mexico, in First Joint AAPG/AMGP Research Conference. Geological Aspect of Petroleum System Mexico, D.F., p. 19-22.
- Heezen, B.C. Hollister, C.D. and Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, 152: p. 502-508.
- Higgins, C.G., 1964. Post Pleistocene Shoreline Changes in Greece, Geol-Soc. America, Spec. Paper, 76, p. 79-80.
- Hildebrand, A.R., Bonis, S., Smith J., and Attrep, M., 1993. Cretaceous/Tertiary boundary deposits in Guatemala: Evidence for impact waves and slumping on a platform scale. Sociedad Mexicana de Paleontología, A.C., IV Congreso Nacional de Paleontología, p. 133-138.
- Holguín Quiñones N., 1987. Evaluación Geoquímica del sureste de México, Prospecto IGQ-ZSE-923, Petróleos Mexicanos, 62 p.
- Hollister C.D., and Heezen, B.C., 1972. Geologic effects of the ocean bottom currents: western North Atlantic. In A. L. Gordon (editor), Studies in Physical Oceanography, 2. Gordon and Breach, New York, N. Y., p. 37-66
- Humphris, C.C., 1979. Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63: p. 782-798.
- Ibrahim A.K. and Uchupi E. 1982. Continental oceanic crustal transition in the Gulf Coast Geosyncline. Studies in Continental Margin geology: AAPG Memoir 34, p. 155-165.

- Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M., y Diaz T., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: AAPG Bulletin, Vol. 32, p.p 1750-1761.
- Imlay, R. W., 1980. Jurassic paleobiogeographic of the conterminous United States in its continental setting: U.S. Geological Survey Professional Paper 1062, 134 p.
- Imlay, R. W. and Herman., 1984. Upper Jurassic ammonites from the subsurface of Texas, Louisiana and Mississippi, *in* Ventress, P. S., and others, eds., The Jurassic of the Gulf Rim; Proceeding, 3^{ra} Annual research Conference, SEPM, Gulf Coast Section, p. 1149-170.
- Inman y D.L., and C.E. Nordstrom, 1971. On the Tectonic and Morphologic Classification of coast. Jour. Geol., 79, p. 1-12.
- Johnson, C.A., And C.G. A. Harrison, 1989, Tectonics and Volcanics in Central Mexico: A Landsat Thematic mapper Perspective. Remote Sensing of Environment, vol. 28, p. 273-286.
- Johnson C. A. y J. A. Barros, 1993 Tertiary Tectonics and Margin truncation in the southern Mexico. GCSSEPM Foundation *in* 13th Annual Research Conference Proceeding, p. 181-191.
- Kirkland, D. W. and Gerhard, J. E., 1971. Jurassic Salt, central Gulf of Mexico, and its temporal relation to circum-Gulf evaporates: AAPG Bulletin, Vol. 55, p.680-686.
- Klitgord, K.D. and H. Schouten, 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. *In*: P. R. Vogt and B. E. Tucholke (eds). The western North Atlantic Region: Boulder Colorado. Geol. Soc. Amer. (V. M); 351-378.
- Krumbein, W. C., 1932. The mechanical analysis of fine-grained sediments. Jour. Sedim. Petrol., 30 (3): 380-403.
- Krumbein, W.C., 1934. Size frequency distribution of sediments. Jour. Sedim. Petrol., 4: 65-77.
- Krumbein, W.C. and F.J. Pettijohn, 1938. Manual of Sedimentary Petrology, Appleton Century-Crafts, 549 p.
- Krumbein, W.C. and L.L. Sloss, 1963. Estratigrafía y Sedimentación. Edit. UTHEA, 778 p.
- Kuenen, P.H., 1951. Proprieties of turbidity currents of high density, J. L. Hough, ed., Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep Water: SEPM Spec. Pub.no.2, p 14-32.

- Kuenen, P.H. y Migliorini, C.I., 1950, Turbidity Currents as a cause of graded bedding. *Journ Geol.*, Vol.-58, p. 91-127.
- López-Ramos E., 1973. Estudio Geológico en la Península de Yucatán. *Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petrol.* vol. XXV, Nos. 1-3; p. 23-73.
- López-Ramos E., 1982. Geología de México, Volumen II (Segunda edición), 454 páginas.
- Logan, B.W., J. L. Harding, W. M. Ahr, J. D. Williams and R. G. Snead, 1969. Carbonate sediments and reefs, Yucatan Platform. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir 11: 1-198.
- Magoon, L.B., 1988. The petroleum system a clasification scheme for research, exploration and resource assessment, *in* L.B. Magoon (ed), *Petroleum Systems of the United States: U.S. Geological Survey Bulletin, 1870*, p.2-15.
- Malfait, B.T. and M. G. Dinkelman, 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity, and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83 : p. 251-272.
- Mancilla, M. y M. Vargas, 1980. Los primeros estudios sobre la circulación y el flujo neto del agua a través de la Laguna de Términos, Campeche. *An. Centro Cienc. del Mar y Limnol., Univ. Nal. Autón. México*, 7 (2): p.1-12.
- Martin, R.G. and A. H. Bouma, 1978. Physiography of the Gul of Mexico. *In*: A. H. Bouma, G. T. Moore and J. M. Coleman (eds.). *Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margin*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology* 7: p. 3-19.
- Martin, R.G., 1980. Distribution of salt structures in the Gulf of Mexico Map and descriptive text. U S Geological Survey, Map MF-1213, Scale 1:2,500,000
- Martínez, R.E., 1972. Presencia del Turoniano, Coniaciano, Santoniano y ausencia del Campaniano en el Mesozoico de Chiapas, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. 4, No 4, p. 5-15.
- Mazullo, J. and M. Peterson, 1989, Sources and dispersal of late quaternary silt on the northern Gulf of Mexico Continental Shelf. *Marin Geology*; vol. 86 (1), p.15-26.
- McBride, E.F., 1971. Mathematical treatment of size distribution data. *In*: R. F. Carver (ed). *Procedures in Sedimentary Petrology*. Willey-Interscience, N.Y. (6): p. 109-127.
- Meissner, F.F., J. Woodward, and J. L. Clayton, 1984. Stratigraphic relationship and distribution of source rocks in the greater Rocky Mountain region, *in* J.

- Woodward et al., eds., Hydrocarbon source rocks of the greater Rocky Mountain region. Rocky Mountain Association of Geologists, p. 1-34.
- Meneses de Gyves, J., 1980. Geología de la Sonda de Campeche. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., vol. XXXIX, No. 2: p. 1-26.
- Meneses-Rocha, J., 1986. Evolución tectónica de las provincias de fallas de transcurriencia de Chiapas, México. VIII Convención Geológica Nacional. Soc. Geológica Mexicana, (Resumen en Memoria), p.29.
- Middleton, G. V., y M.A. Hampton , 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, Marine sediment transport and environment magnament: New York, Wiley Interscience. p. 197-218.
- Migliorini, C.I., 1943. Sul modo di formazione dei complessi tipo Macigno. Boll. Soc. Geol. Italiana, vol-62, p. 48-50.
- Molinari, R.L., J.F. Festa y D.W. Behringer, 1978. The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields, Journal of Physical Oceanography, vol. 8 p.p. 987-996.
- Moran-Zenteno, D. J., D.J., Corona Chávez, P., y Tolson, G., 1996. Uplift and subducción erosion in Southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: Earth and Planetary Science Letter, vol. 141, p. 51-65.
- Moran-Zenteno, D. J., Barbara Martiny, Gustavo Tolson, G. Solis-Pichardo, L. Alba-Aldave, Ma. del Sol Hernández-Bernal, C. Macias-Romo, R.G. Martínez-Serrano, P. Schaaf y G. Silva-Romo, 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. LIII, No.1, p. 27-58.
- Mullins, H.T., A.F.Gardulski, S.W. Wise, Jr., y J. Applegate, 1987. Middle Miocene oceanographic event in the eastern Gulf of Mexico: Implications for seismic stratigraphic succession and loop current / Gulf Stream circulation. Geol. Soc. Amer., Bull. 98. p. p. 702-713.
- Murray, G.E., 1961. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America: New. York, Harper and Brothers p.p. 79-201.
- Mutti E., Giacarlo Davoli, R tinterri and C. Zavala, 1996. The importante of Ancient Fluvio-Deltaic Sistem dominates by catastrophic flooding in tectonically active Basins. Estratto da Memorie di Scienze Geologicache vol. 48, p. 233-291.
- Mutti E., R. Tinterri, E, Remacha, N. Mavilla, S. Angella y L. Fava., 1999. An Introduction to the analysis of ancient Turbidite basins from an outcrop y perspective. AAPG Course Note No. 39.

- Mutti E., Giacarlo Davoli, R. Tinterri and C. Zavala., 1996. The importance of Ancient fluvio-deltaic System, dominates by catastrophic Flooding in Tectonically active Basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche* vol. 48. p. 233-291.
- Mutti E., 1992. *Turbidite Sandstone*, Instituto di Geologia Università di Parma. Edit. AGIP, Italia, 275 p.
- Mutti E. y Normark W. R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems. Problems and concepts. In J.K. LEGGET and G.C. Zuffa (Eds.) *Marine Clastic Sedimentology*, p. 1-38.
- Mutti E., 1979. Turbidite et cones sous-marine profonds. *In: Homewood P. (eds.) Sedimentation Detritique (Fluviale, Littorale et Marine)*. Institut de Geologie, Univerité de Fribourg, p. 353-419.
- Mutti E. and Ghiobauda G., 1972. Un esempio di torbiditi di conoide esterna: le Arenarie di S. Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell' Appennino di Piacenza. *Mem. Assoc. Sci. Torino, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat.* No. 16, p. 1-40.
- Mutti E. y Ricci Lucchi F., 1972. Le torbidite dell'Apenino Setentrionale: Introduzione all' analisis di facies. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, vol-11, p. 161-169.
- Normark W.R., H. Posamentier y E. Mutti, 1993. Turbidite Systems. State of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, vol-31 No.2 p. 91-116.
- Nowlin, W. D., Jr., and J.M. Hubert, 1972. Contrasting Summer circulation patterns for the eastern Gulf. *Contribution on the Physical Oceanography of the Gulf Mexico: Texas A&M University Oceanography Studies, Volume 2: Houston, Gulf Publishing Co.*, p. 119-37.
- Nunn, J.A., A.D. Scardina and R. H. Jr. Pilger, 1984. Thermal evolution of the north-central Gulf-Coast. *Tectonics* (3): 723-740.
- Olivas-Ramirez, M., 1975. Aspectos paleogeográficos de la región sureste de México en los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y Quintana-Roo. *Bol. Assoc. Mex. Geól. Petrol.* vol. XXVI: 323-336.
- Ordoñez, E., 1936. Principal physiographic provinces of Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 20 p. 1277-1307.
- Pantoja-Alor, J. 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*, vol. 44 p. 1-20.

- Pantoja-Alor, J., Fries, C. Jr., Rincón-Orta C., Silver, L. T., y Solorio-Munguía J., 1974. Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros vol. 26, p. 205-223.
- Pacheco G.A.C., 2002., Deformación transpresiva miocénica y el desarrollo de sistemas de fracturas en la porción nororiental de la Sonda de Campeche; Tesis Maestría Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM. 98 p. (inédito).
- Pacheco G.A.C., y Barba L.A.A., 1984. Estudio tectónico-estructural del Prospecto Sur de Chiapas. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración y Producción, Proyecto C-4003, 70 p. (inédito).
- Perrodon, A., 1983. Geodynamique des bassins sedimentaires et system petroleires (Sedimentary basin geodynamics and petroleum system) Bulletin des Centres de Recherches Exploration- production. Elf-Aquitaine. Vol. 7, p.p. 645-676.
- Pessagno, E. A. Jr., 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain: Paleontographic Americana, vol. 5, No. 37, p. 245-255.
- Pilger, R.H., Jr., 1978. A close Gulf of Mexico, pre-Atlantic Ocean plate reconstruction and the early rift history of the Gulf and North Atlantic. Gulf Coast Assoc. of Geolog. Societ. Transac., 28 :p. 385-393.
- Pilger, R.H., Jr., 1981. The opening of the Gulf of Mexico: Implications for the tectonic evolution of the northern Gulf Coast. Gulf Coast Assoc. of Geolog. Societ. Transac. 31 : p. 377-381.
- Pindell, J.L. and J. F. Dewey, 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the Gulf of Mexico/Caribbean Region : Tectonics, vol. 1 p. 179-212.
- Pindell, J.L., and Barret, S. F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a Plate-tectonic perspectiva, in Dengo G., Y Case J. E., eds., The Caribbean region Boulder, Colorado Geological Society of America, The Geology of North America, vol. H, p. 405-432.
- Pindell, J.L., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. Tectonics (4): 1-39.
- Pindel, J.L. and Lorean Kennan, 2001. Kinematic Evolución of the Gulf Mexico and Caribbean, Tectonic Analysis Ltd. pag. 1-30.
- Phleger, F.B., and A. Ayala C., 1971. Processes and history of Terminos Lagoon, Mexico. The AAPG Bulletin vol. No. 12, p. 2130-2140.
- Posamentier H.W, Erskine R.D. and Mitchum R.M., 1991 Submarine fan deposition within a sequence stratigraphic framework. In: Weimer P. And Link H. (eds.), Seismic facies and sedimentary processes of submarine fan and turbidite systems. Springer-Verlang, pp.75-106, Berlin Heidelberg.

- Price, W.A., 1954. Shoreline and coast of the gulf of Mexico. In Gulf of Mexico, its origen, waters and marine life. Fisher Bull. U.S. Fish and Wildlife Serv. 55 (14), p. 1-64.
- Puerto-Zapata, R., 1986. Estudio sismológico-estructural determinado con el método tridimensional en el área Marina de Campeche (Memoria) Expertos de ARPEL, vol. 1 p. 193-227.
- Putsy, N.P., 1965. Beach-ridge development in Tabasco, Mexico. Annals. Assoc. Amer. Geog., 55: 112-124.
- Putsy, N.P., 1966. The geomorphology of beach-ridges in Tabasco, Mexico. Coast.Stud. Inst., Louisiana State Univ., Techn. Rept., 30: 1-51.
- Quezada- Muñeton J.M. 1987. El Cretácico Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos. Petroleros vol. XXXIX, No.2 p. 3-97.
- Quezada-Muñeton, J.M., 1990, El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: Bol. de la Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 38, No. 1
- Rios-López, J.J., 1996. Disposición de los cuerpos de areniscas y su relación con el mantenimiento de la producción del campo Ek- Balam, Campeche. Bol. de la asociac. Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C. p. 1-30.
- Ricoy, J.M., 1989. Tertiary terrigenous depositional systems of the Mexican Isthmus basins: The University of Texas at Austin, Ph.D. thesis: 145 p. (unpublished)
- Romero Ibarra, M.A., L. Medrano-Morales y R. Maldonado-Villalón. 2001. Subsistemas generadores del área marina de Campeche, México. Boletín de la Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros A. C., vol. XLIX, Nos. 1-2, p. 105-115.
- Rosales-Hoz, L. A., Carranza-Edwards, A., S. Arias-Reynalda y S. Santiago-Pérez, 1992. Estudio de sedimentos recientes en el Sureste del Golfo de México. An. Inst. Cienc. Mar y Limn., Univ. Nal. Autón. México, 19 (2): 1-7.
- Rosencrantz, E., y Sclater, J. G., 1986. Depth and age in the Cayman Trough Earth and Planetary Science Letters, vol. 79 p. 133-144.
- Ross, M. I., y Scotese, C. R., 1988. A Hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, vol. 155, p. 139-168.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico Basin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 71: p. 419-451.

- Salvador, A., 1991. The Geology of North America. In: A. Salvador (ed.). The Gulf of Mexico Basin. The Geological Society of America, vol. J.: 568 p.
- Salvador, A. and A. R. Green, 1980. Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico). In: J. Aubouin, J. Debelmas and M. Latreille (eds.). Colloque C5-Geology of the Alpine Chains born of the Tethys (26 th International Geological Congress, Paris, 1980): Bureau de Recherches Geologiques et Minieres Memorie 115, p. 224-229.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 1978. Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos, Suptcia.Gral. Dttos. Explor., Zona Sur. Libreto-Guía, 57 p.
- Sandoval-Ochoa, J.H., J. E. Aguayo C., M.A. Gutiérrez-Estrada y J.Araujo M., 1999. Relaciones tectónicas en la margen continental al sur del Golfo de México y cinemática del Manto: morfología-basamento-bloques corticales sobre la placa. Rev. Soc. Mex. Hist. Nat. vol. 49: p. 17-28.
- Santiago A.J., 1979. Provincias y áreas petroleras del Sureste de México. Bol. de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros : vol. XXX1 Nos. 1 y 2.
- Santiago A.J., J. Carrillo B. y B. Martell A., 1984. Geología Petrolera de México. Publ. Esp. Evaluación de Formaciones en México, Schlumberger. p. 1-36
- Salmerón U.P., 1982, Estudio bioestratigráfico de pozos en rocas carbonatadas del Mesozóico y Terciario del área Marina de Campeche, Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración y Producción, Proyecto C-1085 (inédito).
- Schaaf, P., Moran-Zenteno, D., Hernandez- Bernal, M. S., Solis-Pichardo, G., Tolson G., y Koeler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: Tectonics, vol. 14, p. 1339-1350.
- Schneider, E. D., Fox, P. J., Hollister, C. D., Needham, H. D. AND Heezen, B. C., 1967. Further evidence of contour currents in the Western North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 2: 351-359.
- Schlager, W., Buffler, R.T. and Scientific Party of DSDP Leg 77, 1984-a. Early History of the Gulf of Mexico, Geological Society of America Bulletin, vol. 95, p.226-236.
- Schaub, F.J., Buffler, R.T. and Parsons, J.G., 1984. Seismic stratigraphic framework of the central Gulf of México Basin: AAPG Bull vol. 18 p.1790-802
- Schilt F.S., D. E. Karin, and M. Truchan, 1982. Kinematic evolution of the northern Cocos Plate: Journal of Geophysical Research, Vol. 87, No. B-4, p.2958-2968.

- Schowalter, T.T. 1979. Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment: AAPG Bulletin, vol. 63, p. 723-760.
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based en Sand-Silt-clay rations. Jour. Sedim. Petrol. 24 (3), p. 151-158.
- Shanmugam G., T. D. Spalding, and D. H. Rofheart, 1995. Deep Marine Bottom-Current Reworked Sand (Pliocene and Pleistocene), Ewing Bank 826 Field, Gulf of Mexico. SPM Core Workshop No. 20. Houston, Texas, p.25-54.
- Shanmugam G., and R.J. Moiola, 1988. Submarine fans: Characteristic, models, classification and reservoir potential. Earth Sci. Rev. 24, p. 383-428.
- Sosa-Patrón, A. y L.C. Valdes., 2001. Subsistemas generadores del Sureste de México. Boletín de la Asoc. Mex. de Geol. Petroleros. vol. XLIX, Nos.1-2.
- Soto-Jaramillo, F. 1980. Zonificación Microfaunística de parte de los estratos Cretácicos del Cañón de la Borrega Tamps: Sociedad Geológica Mexicana 5th Convención Geológica Nacional (Resúmenes) p.42-43.
- Speranza, A. S. Tibaldi and R. Franchetti, 1995. Global change. Proceedings of the First Demetra Meeting, Chianciano Terme, Italy, October 28-31, 1991. European Commission, Luxembourg, 425 p.
- Stow D.A., V. and J.P. Lovell. 1979 Contournites: Their Recognition in Modern and Ancient Sediments. Earth Science Reviews 14 p. 251-291. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. p.p 251-291.
- Tanner, W.F. and F. W. Stapor, 1971. Tabasco beach-ridge plain: an eroding coast. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 21: 231-232.
- Thayer, P., A. Hostettler and S. Smith, 1974. Grain size distribution of sediments from the eastern Indian Ocean: Deep Sea Drilling Project. *In* : J.J.Veevers, J.R.
- Tissot, B.P., R. Pelet, and P. Ungerer, 1987. Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation. AAPG Bulletin, vol. 71 p. 1445-1466.
- Todd, R.G., and Mitchum, R.M., Jr., 1977. Seismic Stratigraphy and Global changes of sea level; Part. 8, Identification of Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore west Africa. In Payton, C.E. (eds). Seismic stratigraphy, aplicación to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p.145-148.
- Tolson, G., 1998. Deformación, Exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: UNAM,

- Unidad Académica de los ciclos profesionales y de Posgrado, tesis de doctorado, 98 p. (inédita).
- Tovar-Guerrero A. 1977. *Évolution Géodynamique et maturation de la matière organique dans les bassins de Chiapas-Tabasco et de Comalcalco (Mexique)*. Thèse présentée á L'Université de Pau et des Pays de Leurs applications pour obtenir le grade de Docteur Spécialité Géologie. 305 p.
- Trejo, M., 1973, *Tintinnidos mesozoicos de México* (tesis doctoral) Escuela Nacional de Ciencias Biologicas, IPN, México, D. F. 67 p. (inédita)
- Uchupi, E., 1967. *Bathymetry of the Gulf of Mexico*. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 17. p. 161-172.
- Uchupi, E., 1975. *Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea*. In: A. E. M. Nair and F.G.Stehli (eds.). *Ocean basins and margins*, vol 3. *The Gulf of Mexico and the Caribbean*, N.Y., Plenum Press, 3. p. 1-64.
- Ulmishek, G., 1986. *Stratigraphic aspect of petroleum resource assessment*, in D.D. Rice, (eds.). *Oil and gas assessment-methods and application AAPG Studies in Geology* 21, p. 59-68.
- Vail, P.R., Audemar F. Bowman S.A., Eisner P.N.y Perez-Cruz G.,1991. *The stratigraphy signatures of tectonics, eustasy and sedimentology on overview. Cycles and events in stratigraphy*, Spring-Verlang ,Berlin, Heidelberg, New York, p. 617-659.
- Van Hinte,J.E., 1976b. *A Cretaceous and Tertiary time scale: AAPG Bull.*, vol. 60, p. 498-516.
- Van-Sinclen, D.C., 1984. *Early opening of initially-closed Gulf of Mexico and Central North Atlantic Ocean*. Gulf Coast Assoc. Geol. Trans., 34 : 265-275.
- Vargas, A.F., 1978. *A Paleosedimentary study of Reforma Area*. *Petróleo Internacional* vol. 26, p.44-48
- Vázquez-Gutiérrez, F., M.A.Gutiérrez-Estrada, J.E. Aguayo C., H. Fernández P., A. Díaz R., y H. Alexander V., 1994. *El sistema lagunar El Carmen-Pajonal-La Machona del Estado de Tabasco: su hidrodinámica, la estabilidad de sus bocas y de su línea de costa*. Edición: Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Univ. Nal. Autón. Méx., 132 p.
- Vázquez-Gutiérrez, F., J.E. Aguayo C. y M.A. Gutiérrez-Estrada, 1998. *Coastal erosion off Tabasco State at southwestern Gulf of Mexico*. 4th. Pacific Ocean Remote Sensing Conference. Session PORSEC, Qingdao, China, July 28-31, 1998. Scientific Article in Memory.

- Vélez-Scholvink, D., 1990. Modelo transcurrente en la evolución tectono-sedimentaria de México. *Bol. Assoc. Mex. Geól. Petrol.*, XL (2): 1-35.
- Vidal, V.M., F.V. Vidal and J.M. Pérez-Molero, 1992. Collision of a Loop Current anticyclonic ring against the continental shelf-slope of the western Gulf of Mexico. *Jour. Geophys. Research*, 97C2: p.p. 2155-2172.
- Vidal, F.V. Vidal, V.M. Vidal, P.F. Rodríguez-Espinosa, et al., 1999. Circulación del Golfo de México. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.*, 49: 1-15.
- Viniegra, O.F., 1971. Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 55 (3): p. 478-494.
- Viniegra, O.F., 1981. Gran Carbonate Bank of Yucatan, Southern of Mexico. *Journal of Petroleum Geology*, vol. 3, p. 247-278.
- Viniegra, O.F., 1992. Geología Histórica de México Publ. UNAM Facultad de Ingeniería p. 177-212
- Wadell, H., 1934. Some new sedimentation formula. *Physics*, (5): p. 281-291.
- Walker, R. G., 1978. Deep Water sandstone facies and ancient submarine fans; models for exploration for stratigraphic traps: *AAPG BULL.*, vol. 62, p. 932-966.
- Walker, H.J. and J.M. Coleman, 1987. Atlantic and Gulf Coastal Province. *In: W.L. Graf. (eds.) Geomorphic systems of North America*, Boulder, Colorado; *Geol. Soc. Amer.*, Centennial Special volume 2: 51-110.
- Walper, J.L., 1980. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico. *In: R.H. Pilger (ed.). The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*, Baton Rouge, Louisiana State University : 87-98.
- Ward, W.C., and J.L. Wilson, 1974. General aspects of the northeastern coast of the Yucatan Peninsula. *In Field Trip 2, Annual Meeting of the Geol. Soc. of America.*, p. 106-122.
- Watkins, J.S., 1989, The Middle America Trench off southern Mexico. *The Geology of North America ; An overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, vol. A., p. 523-533.
- Weidie, A. E., Wolloben, J.A., and McBride E.F. 1972, Late Cretaceous depositional system in northeastern Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transaction*, vol. 22, p. 323-329.
- Welsh, S.E. and N.D. Walker, 1997. Observations and modelling of upwelling over the Campeche Bank. *In: Ch.N.K. Moores and V.M. Vidal (eds.). Conference on the transports and linkages of the Intra-Americas Sea.*, Intergovernmental

Oceanographic Commission (IOC) and UNESCO Subcommission for the Caribbean and Adjacent Waters (IOCARIBE). Cozumel, México, noviembre 1-5, 1997.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.*, 30 (5): p. 377-392.

Weimer P. A., 1991. Seismic facies, characteristics, and variations in channels evolution, Mississippian (Plio-Pleistoceno), Gulf of Mexico, in seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, pp. 323-347, Springer-Verlag. New York.

Weimer, P.A., H. Bouma, 1994. A submarine fans and turbidite systems: B.F. Perkins (eds) GCS-SEPM Foundation 15 Annual Research Conference.

Weimer P.A., Mark G. Roman, Barry C. Mc Bride and Roy Kligfiel, 1998. Evaluation of the Petroleum Systems of the Northern Deep Gulf of Mexico, Through Integrated Basin Analysis: An overview. *Bulletin AAPG*, vol. 82/5B. Part. B, p. 865-877.

Winker, C. D. and R. T. Buffler, 1988. Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72 p.: 318-346.

Yañez-Arancibia, A. y P. Sánchez-Gil, 1988. Caracterización ambiental de la Sonda de Campeche frente a la Laguna de Términos. In: A.Yañez-Arancibia and J.W. Day (eds.). *Ecología de los ecosistemas costeros del sur de México: La región de la Laguna de Términos*. Publ. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Univ. Nal. Autón. Méx. and Coastal Ecol. Inst., L. S. U. Press.

Yañez-Correa A., 1971. Procesos costeros y sedimentos recientes de la plataforma continental al sur de la Bahía de Campeche. *Boletín Soc.Geol. Mexicana* vol. 32 No. 2 p.75-115.