

01179

F
Zy



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**"EVOLUCION NEOGENA DE LAS CUENCAS
TERCIARIAS DEL SURESTE"**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
**MAESTRO EN INGENIERIA
(EXPLORACION)**

P R E S E N T A :
ADAN ERNESTO OVIEDO PEREZ

DIRIGIDA POR: DR. GUILLERMO PEREZ CRUZ

CIUDAD UNIVERSITARIA.

SEPTIEMBRE 1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**A Martha Leticia, mi esposa,
por su apoyo incondicional en todos mis sueños,
por su mirada, que inunda cada momento de mi vida.**

**A Adán Ernesto y Luis Ricardo, mis hijos,
que irrumpieron en nuestras vidas contagiando de amor el esfuerzo diario.
Por su alegría y capacidad de asombro,
por su futuro ... pleno de esperanzas.**

EVOLUCION NEOGENA DE LAS CUENCAS TERCIARIAS DEL SURESTE

RESUMEN

I.- INTRODUCCION	1
II.- GENERALIDADES	1
A.- LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO	
B.- OBJETIVO	
C.- METODOLOGIA	
<u>Líneas Regionales</u>	
<u>Bioestratigrafía Cuantitativa</u>	
<u>Datos de Afloramientos</u>	
D.- AGRADECIMIENTOS	
III.- MARCO TECTONICO - GEOLOGICO REGIONAL	6
IV.- ESTRATIGRAFIA	14
A.- ESTRATIGRAFIA CLASICA	
B.- ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS	
<u>Tectonosecuencia de la Cuenca de Antefosa Estructurada (21 a 12.5 m.a.)</u>	
<i>Criterios de Identificación y Edad</i>	
<i>Geometría Interna</i>	
<i>Distribución y Origen</i>	
<i>Estilo Estructural</i>	
<i>Relación con Eventos Tectónicos</i>	
<u>Tectonosecuencia del Cinturón Plegado (12.5 a 5.5 m.a.)</u>	
<i>Criterios de Identificación y Edad</i>	
<i>Geometría Interna</i>	
<i>Distribución y Origen</i>	
<i>Estilo Estructural</i>	
<i>Relación con Eventos Tectónicos</i>	
<u>Tectonosecuencia del Margen Levantado (Relleno Pasivo) (5.5 a 0 m.a.)</u>	
<i>Criterios de Identificación y Edad</i>	
<i>Geometría Interna</i>	
<i>Distribución y Origen</i>	
<i>Estilo Estructural</i>	
<i>Relación con Eventos Tectónicos</i>	
V.- MARCO TECTONICO ESTRUCTURAL	36
A.- DESCRIPCION DE LAS SECCIONES REGIONALES	
<u>Línea Regional 2</u>	
<u>Línea Regional 4</u>	

B.- PROVINCIAS ESTRUCTURALES

Macizo de Chiapas
Sierra de Chiapas
Cinturón Plegado de Chiapas-Tabasco
Cinturón Plegado de Agua Dulce
Canopie de Sal Somera
Cuencas de Evacuación de Comalcalco y Pescadores
Cinturón Plegado de Marbella Norte
Cinturón Plegado de Catemaco

VI.- EVOLUCION GEOLOGICA	46
VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	54
VIII.-BIBLIOGRAFIA	56

APENDICE A	60
CONCEPTOS DE ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS	

Introducción
Lowstand Systems Tracts
Transgressive Systems Tracts
Highstand Systems Tracts
Definición de Tectonosecuencia

APENDICE B	75
CONCEPTOS DE TECTONICA SALINA	

Introducción
Propiedades Físicas de la sal
Mecanismos de Deformación de la sal
Forma y Evolución de las estructuras salinas
Nuevos conceptos sobre Sábanas Salinas Alóctonas

ANEXOS

- 1.- Interpretación Geológica de la Línea Regional 2
- 2.- Interpretación Geológica de la Línea Regional 4
- 3.- Modelo de Evolución del Neógeno (basado en la LR2)
- 4.- Línea sísmica 22W75, para ilustrar la influencia de las soldaduras de sal y las cuencas de evacuación en la migración de los hidrocarburos
- 5.- Línea sísmica 7/25, que muestra la plataforma de Iris-Giraldas

Lista de Figuras

- Figura 1. Localización del área de estudio*
Figura 2. Ubicación de las Líneas Regionales
Figura 3. Elementos Tectónicos en el Golfo de México

- Figura 4. Apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío
- Figura 5. Colisión Cretácico Tardío-Paleógeno sobre el margen Pacífico
- Figura 6. Colisión oblicua miocénica en el margen Pacífico
- Figura 7. Levantamiento del margen Pacífico en el Plio-Pleistoceno, seguido por el desprendimiento del Bloque Chortis
- Figura 8. Efecto de la colisión y posterior desprendimiento de Chortis
- Tabla 1. Paleoecología Cenozoica de las Cuencas Terciarias del Sureste, unidades formacionales y Tectonosecuencias equivalentes
- Figura 9. Modelo para el desarrollo de fuerte traslape hacia la cuenca (downlap) sobre una soldadura de sal debido a evacuación
- Figura 10. Cambios en la bioestratigrafía debido a la unión de los límites de secuencia del Oligoceno Medio (LS 30) y Mioceno Inferior (LS 21)
- Figura 11. Mapa de Facies del Mioceno Temprano Medio
- Figura 12. Línea 10006D que muestra una plataforma conceptual en Los Tuxtlas
- Figura 13. Línea 1A/25 que muestra el LS 12.5 (Mioceno Medio) traslapando sobre los flancos de los sinclinales y truncación en los anticlinales
- Figura 14. Registros del pozo Venado 1 (límite surcentral del área de estudio), donde se muestra el incremento súbito en areniscas turbidíticas por encima del LS 12.5
- Figura 15. Posición de las plataformas Mioceno Tardío-Reciente
- Figura 16. Mapa de Facies del Mioceno Medio-Tardío
- Figura 17. Comparación entre el cinturón plegado de los Alpes y el área de estudio
- Figura 18. Línea 4/28 que muestra una cabalgadura paleógena que no afecta al Mioceno y a la sección más joven
- Figura 19. Esquema que muestra el cambio de polaridad de la cuenca que ocurre en el LS 5.5
- Figura 20. Cuerpo delgado de areniscas progradacionales (Formación Filisola) el cual yace directamente sobre el LS 5.5 en el sur del área, pozo Sureño 1
- Figura 21. Línea 7/6 que muestra traslape tangencial hacia la cuenca sobre el LS 5.5 en las áreas de mayor evacuación de la sal
- Figura 22. Sedimentación cada vez más joven encima del LS 5.5 debido a la progresiva evacuación de la sal enfrente de la cuña progradacional
- Figura 23. Mapa de facies de 5.5 a 3 m.a.
- Figura 24. Provincias Estructurales del área de estudio
- Figura 25. Sección esquemática A'-A que muestra los estilos estructurales en los cinturones plegados de Chiapas-Tabasco y Marbella Norte y las cuencas de evacuación de Comalcalco y Pescadores
- Figura 26. Sección esquemática B-B' que muestra el estilo estructural en las áreas de Catemaco y Marbella Norte
- Figura 27. Línea sísmica que muestra el cinturón plegado de Catemaco
- Figura 28. Interpretación de una línea sísmica en el área costera de Coatzacoalcos, enfatizando el rol del diapirismo salino en el desarrollo estructural.
- Figura 29. Sección esquemática a través del área Marbella que ilustra el modelo estructural prevaleciente al inicio del estudio
- Figura 30. Sección esquemática a través del área Marbella que ilustra el modelo estructural propuesto en este trabajo.
- Figura 31. Tectonosecuencias del área de estudio
- Figura 32. Geometría de bloques extensionales jurásicos interpretado de datos magnéticos
- Figura 33. Paleogeografía del Paleógeno
- Figura 34. Paleogeografía del Mioceno Temprano
- Figura 35. Paleogeografía del Mioceno Tardío
- Figura 36. Paleogeografía del Plioceno Tardío

Figura A1. Concepto de Secuencia de Vail et. al., 1977
Figura A2. Secuencia de Depósito Tipo I
Figura A3. Ideas de Vail et. al., 1977 para la relación entre la estratigrafía y los cambios eustáticos del nivel del mar.
Figura A4. Patrón de terminación de estratos en el análisis de Estratigrafía de Secuencias
Figura A5. Sistemas de Depósito asociados a una posición baja del nivel del mar
Figura A6. Sistemas de Depósito asociados a la transgresión del nivel del mar
Figura A7. Sistemas de Depósito asociados a una posición alta del nivel del mar
Figura A8. Jerarquización en la Estratigrafía de Secuencias
Figura A9. Subdivisión de una cuenca en tectonosecuencias
Figura A10. Bloque diagramático mostrando alternancia de medios grabenes a lo largo de una interconexión sinuosa de bordes de falla y altos intercuencas
Figura A11. Mapa del Lago Malawi, Africa, mostrando la naturaleza de los medios grabens y el cambio de su polaridad
Figura A12. Evolución de una cuenca sedimentaria durante las fases de rift y post-rift
Figura A13. Progradación del margen pasivo sobre un margen oceánico
Figura A14. Ciclo de evolución de las cuencas de antifosa
Figura A15. Estilo de las tectonosecuencias asociadas a cinturones plegados

Figura B1. Bloque diagramático que muestra esquemáticamente la forma de las principales estructuras salinas conocidas. La madurez estructural y el tamaño se incrementa hacia el fondo del dibujo hasta las estructuras complejas y coalescentes
Figura B2. Bloque diagramático que muestra los tres tipos principales de canopies de sal formados por la coalescencia de (a) Troncos de sal (b) Paredes de sal y (c) Lenguetas de sal
Figura B3. Inyección, Inflación, Engrosamiento y Expansión de una Lengueta Salina en el talud continental
Figura B4. Reactivación y segmentación de una sábana salina alóctona
Figura B5. Modelos para la formación de canopies de sal
Figura B6. Evolución de una cuenca de evacuación de sal
Figura B7. Secuencia de Cuenca de Evacuación (dibujo basado en la línea 10917)
Figura B8. Desarrollo de una cuenca de evacuación asimétrica y contra-regional
Figura B9. Desarrollo de fallas en una cuenca de evacuación asimétrica
Figura B10. Estructuración en una cuenca de evacuación relacionada al espesor de los sedimentos sobreyacentes

RESUMEN

El área de estudio se encuentra ubicada en la porción sur del estado de Veracruz, en el sureste de México; comprende una porción terrestre en el sur y una marina hasta tirantes de agua de 350 m en el norte, que en conjunto cubren una superficie aproximada de 15,000 km².

La evolución neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste está íntimamente ligada a la evolución mesozoica y paleógena del Golfo de México y a la interacción del bloque Chortis, el Macizo y la Sierra de Chiapas y la placa del Caribe durante el neógeno en el sureste de México.

La integración de información de afloramientos, sísmica, pozos y bioestratigrafía, permitió la preparación de 4 Líneas Regionales que fueron interpretadas en términos de estratigrafía de secuencias y de nuevos conceptos en tectónica salina, lo cual dió por resultado la definición de 3 tectonosecuencias para explicar las etapas de evolución neógena de la porción occidental de las Cuencas Terciarias del Sureste, lo que permitió un análisis integral para entender la generación, migración y entrapamiento de hidrocarburos en el sureste de México.

Las tectonosecuencias identificadas y los eventos que representan son:

La tectonosecuencia de la Cuenca de Antefosa Estructurada del Mioceno Temprano-Medio (21 a 12.5 m.a.), representa una fase prolongada de compresión (la compresión inicial débil ocurre a fines del Cretácico Tardío, asociada al choque inicial oblicuo del bloque Chortis en el margen pacífico de México), lo cual combinado con el peso de los sedimentos acumulados sobre la sal autóctona depositada en la cuenca durante la etapa de rifting, provoca el máximo emplazamiento de las canopies de sal. Al mismo tiempo, el levantamiento inicial del Macizo y la Sierra de Chiapas da origen a un incremento en el aporte de sedimentos hacia la cuenca de antefosa que se desarrollaba en respuesta a la compresión, cargando los cuerpos salinos alóctonos.

La tectonosecuencia del Cinturón Plegado del Mioceno Medio-Tardío (12.5 a 5.5 m.a.), representa la fase principal de estructuración en el área de estudio, asociada a la colisión oblicua franca, con carga isostática del bloque Chortis en el margen pacífico, lo que da origen a un mayor crecimiento de las estructuras en los cinturones plegados existentes y al plegamiento de las canopies de sal previamente emplazadas. Una continua fase de levantamiento en el sur del área, incrementa el aporte de sedimentos, los cuales son canalizados a través de los sinclinales, desarrollando extensos depósitos turbidíticos sobre las canopies de sal.

La tectonosecuencia del Margen Levantado o Relleno Pasivo del Plio-Pleistoceno (5.5 a 0 m.a.), representa la etapa cuando la interacción de Chortis, el sistema de fallas Motagua-Polochic y la placa del Caribe, provocan el desprendimiento de Chortis del margen pacífico de México, rebote isostático por la liberación del peso ejercido por Chortis y el consiguiente levantamiento extensivo del Macizo y la Sierra de Chiapas; erosión de las cuencas de antefosa paleógenas y miocénicas, intenso aporte de sedimentos sobre las canopies de sal y una continua progradación de la plataforma clástica hacia el norte (130 km desde su posición en el Mioceno Tardío hasta su posición actual); todo esto da como resultado la fase más importante de movilización salina y el desarrollo de extensas cuencas de evacuación de sal.

La geometría de la sal, la información sísmica y la evidencia de algunos pozos que han encontrado sedimentos abajo de la sal, son los fundamentos para la proposición de un cinturón plegado mesozoico y paleógeno elevado por debajo de las canopies de sal, lo cual representa una concepción diferente al modelo anterior de un mesozoico profundo y una tectónica salina asociada preferentemente a diapirismo salino.

Las cuencas de evacuación de sal, las soldaduras de sal y las canopies salinas, han controlado la generación de aceite (subsistencia miocénica), la migración de los hidrocarburos generados y la carga de los campos presentes en el área.

La presencia de canopies de sal en conjunto con las secuencias arcillosas regionalmente distribuidas del paleógeno, representan un sello excelente para objetivos mesozoicos en los cinturones plegados subsalinos.

Por otra parte, la evolución de las cuencas de evacuación de sal contraregionales y las soldaduras de sal representan elementos claves para la migración de hidrocarburos mesozoicos hacia las rocas almacén terciarias depositadas encima de la sal, donde las rocas sello son lutitas intraformacionales.

Estos conceptos hacen necesaria la adquisición terrestre y marina de nueva información sísmica 3D de alta calidad a fin de reestudiar los campos, analizar los mecanismos de migración y sobre todo seleccionar las mejores áreas y probar el potencial petrolero subsalino asociado al modelo propuesto.

I.- INTRODUCCION

Un estudio que pretenda abordar la historia y la evolución geológica de una cuenca sedimentaria que permita evaluar su potencial petrolero, debe estar sustentado en una síntesis regional basada en la integración de todos los datos disponibles. El entendimiento de la estratigrafía, sedimentología y geología estructural es indispensable para definir la evolución de una cuenca.

La comprensión de estos factores es lograda a partir de la información de datos de superficie, pozos, registros eléctricos, bioestratigrafía y sísmica, que constituyen los elementos de análisis para inferir causas y determinar modelos. Sin embargo, en los últimos 15 años, los conceptos clásicos de entender la estratigrafía en términos estrictamente litológicos ha cambiado por una visión más integrada y dinámica, con connotación cronoestratigráfica: la Estratigrafía de Secuencias. De la misma forma, conceptos en geología estructural, especialmente desde el punto de vista de la tectónica salina, han evolucionado notablemente en los últimos 7 años a partir de la enorme cantidad de información sísmica obtenida con fines petroleros en el norte del Golfo de México y complementado por diversos proyectos de investigación patrocinados por las grandes compañías petroleras internacionales, destacando los trabajos realizados por el Laboratorio de Geodinámica Aplicada de la Universidad de Texas dirigidos por Martin Jackson.

En el presente trabajo, que forma parte del Proyecto Marbella realizado en 1993-94 por Pemex y British Petroleum, se introducen los nuevos conceptos de Estratigrafía de Secuencias y de Tectónica Salina y se aplican en la porción occidental de las Cuencas Terciarias del Sureste, con el fin de aplicar estas ideas en la exploración de hidrocarburos.

II.- GENERALIDADES

A.- LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en el sureste de México, comprendida la mitad norte en la plataforma continental del Golfo de México y la mitad sur en la planicie costera, en lo que desde el punto de vista petrolero se conoce como las Cuencas Terciarias de Sureste (*Figura 1*). Abarca una superficie aproximada de 15,000 km². Al norte limita con la isobata entre 300 y 500 m en el Golfo de México; al sur su límite es la extensión máxima meridional de los campos terciarios terrestres; al occidente limita con la región volcánica de los Tuxtlas y al oriente con los campos mesozoicos terrestres de Chiapas-Tabasco.

B.- OBJETIVO

En el sureste de México existe una potente pila sedimentaria resultado de la compleja interacción de sedimentación, subsidencia, deformación compresiva y distensiva asociado en su conjunto a una intensa tectónica salina. **El objetivo fundamental del trabajo es entender, en términos de Estratigrafía de Secuencias, la evolución geológica neógena de la cuenca, determinar las facies y los ambientes de depósito de las rocas formadas en este tiempo y elaborar un modelo geológico en la porción occidental de las Cuencas Terciarias del Sureste, donde se visualice la influencia de las estructuras salinas en la generación y migración del petróleo.**

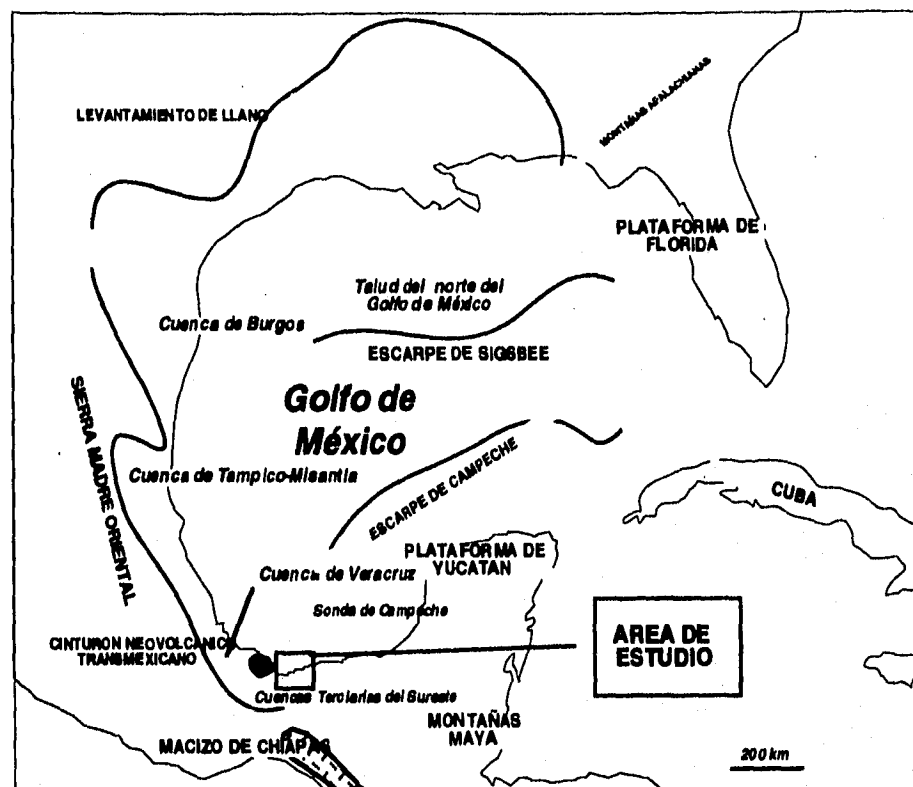


Figura 1. Localización del área de estudio

C.- METODOLOGIA

El Mapeo de Secuencias de Depósito (Brown y Fischer, 1980) y el análisis de cuencas mapeando las Secuencias de Depósito (Hubbards, Pape y Roberts, 1985), son técnicas muy útiles para el análisis y visualización del potencial petrolero de cuencas, puesto que se basan en el manejo integrado de datos de afloramientos, sísmicos, de pozos y bioestratigráficos. En general esta metodología consta de 4 etapas:

- 1.- Identificación de límites de tectonosecuencias para definir la estratigrafía y la geometría de la cuenca.
- 2.- Interpretación de los atributos internos de las secuencias a fin de definir los ambientes de depósito, facies y litologías.
- 3.- Definición del modelo geológico de la cuenca para visualizar el potencial petrolero.
- 4.- Análisis de plays (conjuntamente con las consideraciones estructurales) a fin de jerarquizar áreas de interés o prospectos.

Para desarrollar estas 4 etapas es necesario el manejo integrado de información de afloramientos, bioestratigrafía, pozos (litología y registros) y sísmica, bajo los conceptos de Estratigrafía de Secuencias, con objeto de asignar connotación cronoestratigráfica a los principales eventos definidos.

En el presente trabajo sólo se abordan las 3 primeras etapas mencionadas anteriormente. Es obvio que la definición del modelo geológico en el análisis de una cuenca es el punto de partida para los

análisis económico-petroleros, porque a partir de dicho modelo, la conceptualización de "plays" (integrando conceptos geoquímicos y estructurales) y la jerarquización de los mismos representan el primer enfoque del negocio en la prospección de petróleo.

Para aplicar esta metodología se prepararon 4 Líneas Regionales, a las cuales para su interpretación, se les incorporaron datos de pozos, bioestratigráficos y de afloramientos.

Líneas Regionales (LR)

Las Líneas Regionales (*Figura 2*) se construyeron con varios tramos de secciones sísmicas individuales, a escala horizontal 1:50,000 y escala vertical de 3.75cm/seg y se calibraron con datos de pozos, los cuales fueron vaciados a las líneas utilizando las leyes de velocidades de los mismos o de los pozos mas cercanos y que hubiesen cortado columna parecida. De esta forma se pudieron identificar en las secciones los patrones de terminaciones sísmicas y el comportamiento del patrón de los registros, lo cual aunado con la información bioestratigráfica y litológica, permitió definir los principales eventos (tectonosecuencias) durante el Neógeno.

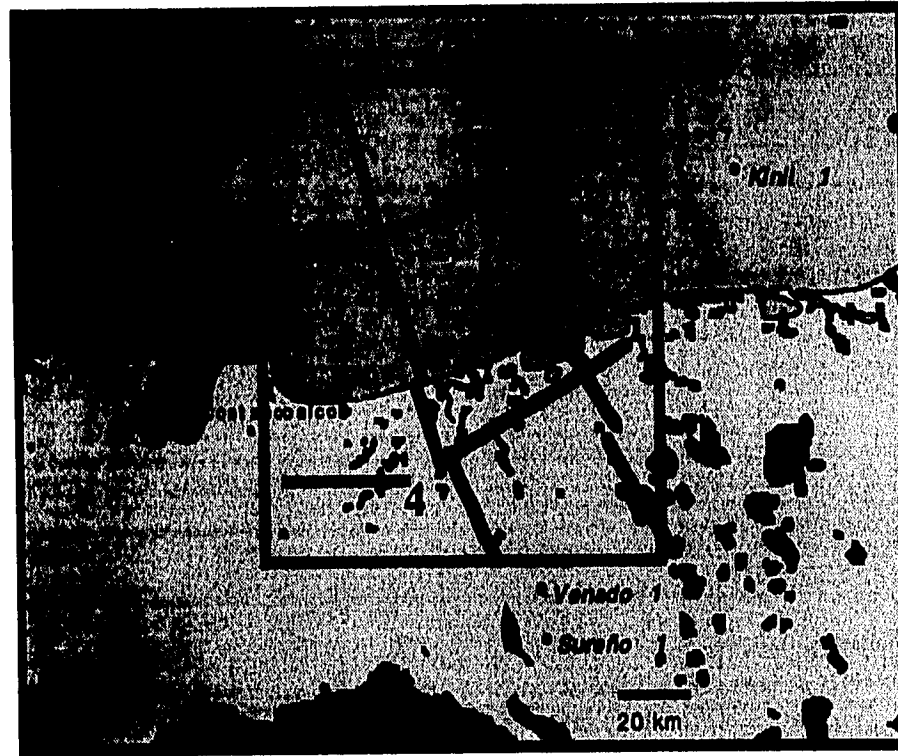


Figura 2 . Ubicación de las Líneas Regionales

Bioestratigrafía Cuantitativa

Un objetivo clave en este estudio fue el construir un **marco regional definido cronoestratigráficamente**. Por consiguiente, la bioestratigrafía es un elemento crítico dado que nos proporciona el fundamento cronoestratigráfico y el control de edades para el análisis de secuencias; además nos aporta evidencias para la identificación de límites de secuencias y superficies de máxima inundación. Las determinaciones batimétricas y paleoambientales basadas en las asociaciones de foraminíferos bentónicos, nos permite la interpretación de los conjuntos de sistemas de depósito y el entendimiento de la historia del relleno y los cambios en la subsidencia de la cuenca.

Registro Cuantitativo de los Datos

Es necesario manejar la información bioestratigráfica de una manera un poco diferente para poder usarla en términos de Estratigrafía de Secuencias. Así, los nanofósiles y las especies de foraminíferos planctónicos y bentónicos presentes en una muestra dada a una profundidad específica, son registrados con la relativa proporción de cada especie en la muestra. En el caso de los nanofósiles, la fauna "*in situ*" se registra por separado de aquella que ha sido retrabajada y además, se anota la diversidad para cada grupo; graficando posteriormente la abundancia absoluta en ambos casos. Los datos paleoambientales obtenidos de los foraminíferos se registra con comentarios adicionales referentes a las litologías asociadas.

Datos de Edad

El uso más importante de la bioestratigrafía es para definir edades. **Para este estudio, los límites de Secuencias y las Superficies de Máxima Inundación son designadas por la edad correspondiente en millones de años, basados en la escala del tiempo de Haq et al., 1987.** Las edades de estos límites están complementadas por una edad numérica asociada al dato de extinción (última aparición o *last appearance datum*, LAD) y más raramente al dato de inicio (primera aparición o *first appearance datum*, FAD) de las diferentes especies fósiles índices. De esta manera, la edad de un límite en particular está definido por el dato más antiguo en la parte superior y por el dato más joven en la parte inferior del mismo.

En este estudio la bioestratigrafía jugó dos papeles críticos: sirvió para datar las superficies reconocidas en las líneas sísmicas y permitió la correlación de estas superficies a través de un área estructuralmente muy compleja. Fue muy difícil correlacionar de un lado de las cuencas de antefosa, enfrente de la Sierra de Chiapas, hacia las extensas cuencas de evacuación de sal presentes, por ejemplo, en la Cuenca de Comalcalco. El control de las edades en la sección junto con el análisis cuantitativo de la abundancia de nanofósiles y datos paleoambientales dieron la pauta para la identificación de los límites de las secuencias y las Superficies de Máxima Inundación. Además, los datos paleoambientales inferidos de los foraminíferos fueron empleados para tratar de asociar una respuesta en los registros eléctricos para cierto tipo de ambiente; lo cual a su vez dió los elementos para entender la historia de la subsidencia en la cuenca y su progresivo relleno. Los estudios bioestratigráficos usados en este estudio fueron realizados por bioestratígrafos del Instituto Mexicano del Petróleo y de British Petroleum.

Datos de afloramientos

El análisis de los afloramientos es clave en cualquier interpretación de Estratigrafía de Secuencias, toda vez que puede darnos detalles respecto a la litología en los contactos de las secuencias, nos permite analizar la geometría interna de las mismas y resolver algunos puntos críticos relacionados con la interpretación.

El trabajo de campo que se realizó fué útil en tres aspectos:

- Asegurar que los datos de afloramientos correspondían con las secuencias interpretadas tanto en la sísmica como en la correlación de pozos.
- Examinar a nivel de afloramiento los límites de secuencias más importantes.
- Examinar las características generales de las facies dentro de las tectonosecuencias.

Para estudiar los afloramientos del Eoceno, Oligoceno y Mioceno se visitaron las localidades entre Las Choapas y Cerro Pelón (Río Playas), Ver. y se recorrió el tramo de la carretera entre Coatzacoalcos y Agua Dulce, Ver. para observar las rocas del Plioceno-Reciente. También se visitó la Sierra de Chiapas y el Istmo de Tehuantepec para observar las características de las unidades mesozoicas y terciarias aflorantes.

Todas estas observaciones combinadas con la litología reportada en los pozos, datos bioestratigráficos, patrones de los registros y la información sísmica constituyen la base del análisis para la identificación y descripción de las secuencias Neógenas.

D.- AGRADECIMIENTOS

Agradezco a los Ings. Raúl González García y Pablo Cruz Helú su autorización para el uso de la información aquí presentada y los comentarios al escrito.

Agradezco al Dr. Guillermo Pérez Cruz por la revisión, comentarios y sugerencias para la organización del material.

Al Ing. Juan M. Quezada Muñetón por sus observaciones y las discusiones referentes a la evolución del sureste de México.

Al Dr. Jaime Barceló Duarte, al M. en I. Mario Limón González, al Dr Gorgonio García Molina y al M. en I. Francisco Fuentes Pacheco por su apoyo y observaciones al trabajo.

A Richard Herbert, Mick Casey, Frank Peel, Rod Graham y Jake Hossack por el intercambio de ideas y el placer de haber compartido el trabajo.

A todos mis compañeros de Pemex participantes en el proyecto Marbella.

A Rodney Douglas por el apoyo en las Estaciones de Trabajo para la preparación de las figuras.

III.- MARCO TECTONICO - GEOLOGICO REGIONAL

Aunque el tema central de este trabajo es la evolución Neógena, es conveniente resaltar algunos puntos importantes previos y que jugaron un papel importante que influyeron en la posterior evolución geológica del área.

La historia tectónica a gran escala del sureste de México para el Mesozoico y Terciario puede ser dividida en tres fases principales:

- Rifting durante el Triásico-Jurásico Medio
- Un periodo tectónicamente pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío
- Compresión desde finales del Cretácico hasta el Reciente

Rifting del Triásico - Jurásico Medio (240 - 145 m.a.)

La etapa de rifting en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en un número distinto de fases relacionadas a la apertura del Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico (Van der Voo et. al., 1976, en Quezada y Sarmiento, 1987).

En otras partes de México y EUA, existen en tierra cuencas de rift de edad Triásica bien conocidas, como por ejemplo la Cuenca de Huayacocotla (Schmidt y Effing, 1980, en Quezada y Sarmiento, 1987), como se muestra en la *Figura 3*. El rift Triásico fue completamente intracontinental, sin ocurrencia de expansión oceánica en el Golfo de México. Es posible que este rifting Triásico esté presente en el área de estudio.

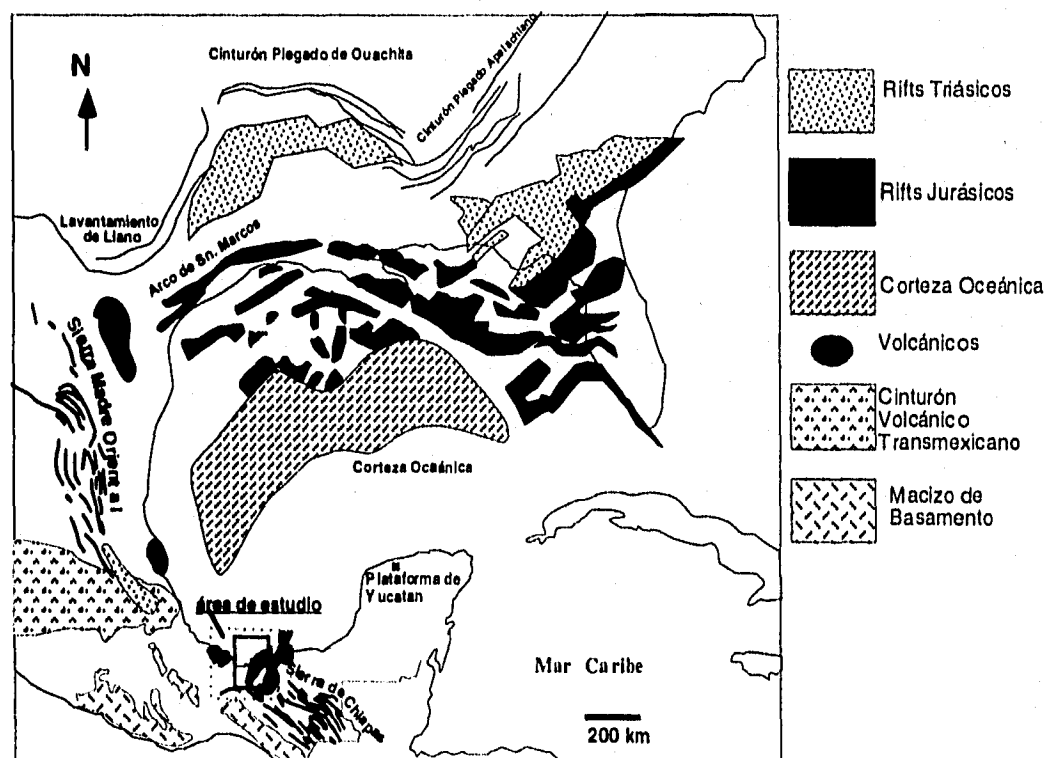


Figura 3. Elementos Tectónicos en el Golfo de México

Rifting del Jurásico Medio

El principal evento de rifting en el Golfo de México ocurrió en este tiempo. El mecanismo para la apertura del Golfo fué el desprendimiento de la microplaca de Yucatán desde la margen noroccidental de la costa del Golfo hacia el sur (*Figura 4*), con la concebida expansión y emplazamiento de corteza oceánica en la parte central del Golfo. Muchos y diferentes modelos para explicar la ruta del movimiento de la microplaca han sido publicados (Pilger,1981; Pindel,1985; Quezada y Sarmiento,1987; Meneses,1990; Salvador,1991 y Molina et. al.,1992 entre otros).

La gran mayoría de ellos consideran al bloque Yucatán desprendido de la porción suroriental de los Estados Unidos; sin embargo, Quezada y Sarmiento (1987) y Quezada (1990), de acuerdo con datos de los pozos que han cortado el basamento a lo largo del Golfo de México desde Matamoros hasta Yucatán y por la similitud de los bordes del bloque Yucatán y de la Paleopenínsula de Tamaulipas, consideran que el bloque Yucatán evolucionó durante el Paleozoico Tardío en el oriente de México, mencionando que el inicio de su desprendimiento con rotación hacia el sureste hasta su posición actual, dió origen al aulacógeno de Huayacocotla en el Triásico-Jurásico Temprano y posteriormente al de Sabinas-Coahuila en el Jurásico Tardío (Quezada 1995, comunicación personal).

Salvador,1991; Pilger,1985 y Meneses,1990, consideran una rotación del Bloque Yucatán en sentido contrario a las manecillas del reloj, lo cual es compatible con la curvatura de las fallas transformantes del margen costero de los EUA.

A lo largo de las márgenes del sistema, como es el caso del área Tampico-Misantla, el movimiento fué predominantemente de transcurrencia, con una componente transtensional significativa. Sin embargo, alejado de las márgenes, como es el caso del área de estudio o en la costa este de los EUA, la extensión fue dominante, sin efectos transcurrentes importantes (Salvador,1991).

El evento de rifting dió lugar a la formación de una topografía regional de horsts y grabenes, los horst algunas veces representados por reactivaciones magmáticas con dimensiones batolíticas como en el caso de Tuxpan (Quezada,1995, comunicación personal). Esta topografía no fué completamente sepultada por los lechos rojos de la secuencia del sin-rift. En la Sierra de Chiapas, se tiene evidencia de movimiento del rift hasta el Jurásico Tardío (Quezada Muñetón,1992 y observaciones e inferencias de visitas al campo en el Istmo de Tehuantepec en el presente trabajo). La estructura del basamento es un rasgo notable porque la topografía remanente ejerció un fuerte control en el depósito de los sedimentos post-rift.

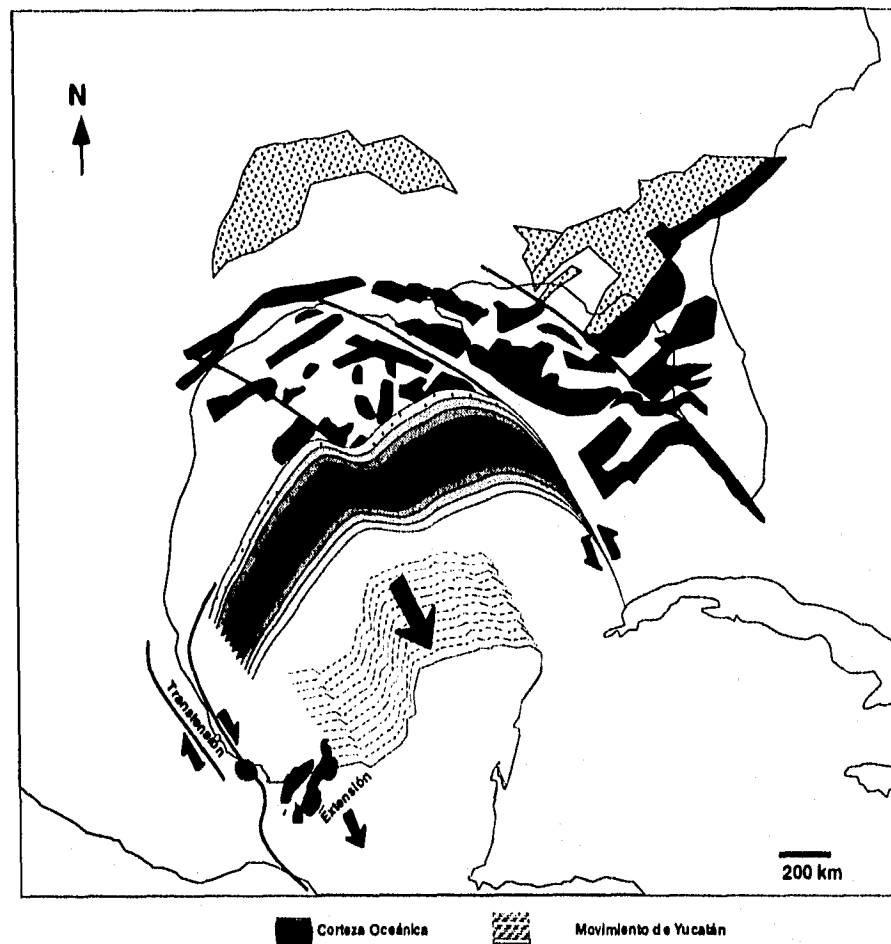


Figura 4. Apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío

Margen Pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío (144 - 68 m.a.)

Durante la primera parte del Jurásico Tardío, se tenía expansión oceánica en la parte central del Golfo de México. Durante esta fase de apertura, se tuvo movimiento transcurrente en el margen lateral del sistema (Tampico-Misantla y Sur de Florida), como se muestra en la Figura 4, pero alejándose de este borde (en el área de estudio), el margen era pasivo. Interpretaciones sísmicas en la parte central del Golfo de México muestran que el rifting y la expansión cesaron en el Jurásico Tardío y después de este tiempo todos los márgenes fueron pasivos (Salvador, 1991).

En el norte del Golfo hay evidencia directa de que la depositación evaporítica de la sal Louann - Campeche ocurrió muy inicialmente en el periodo del post-rift, lo cual tal vez sea el mismo caso en el área de estudio sólo que no se tienen evidencias directas.

La topografía remanente de horst y grabens como resultado de una fase temprana de rifting, controló el espesor y depósito de la sal. En algunas áreas, esta topografía remanente del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico, controlando el desarrollo de plataformas carbonatadas (el horst batolítico de Tuxpan controlando a nivel de Cretácico Medio la

plataforma de la Faja de Oro). El remanente de esta topografía fué finalmente destruída por el aporte de grandes volúmenes de clásticos durante el Terciario.

Al inicio del Cretácico, el bloque Yucatán alcanzó su posición actual (Angeles Aquino et. al.,1994).

Durante todo este tiempo, la subducción era activa en el margen Pacífico de México, aunque parece no haber transmitido ninguna compresión considerable hacia el área de estudio (Quezada y Sarmiento,1987 y consideraciones en este trabajo).

Compresión del fin del Cretácico al Reciente (68 - 0 m.a.)

Hacia el fin del Cretácico ocurrió un cambio en la geometría de las placas y en la dirección del movimiento en el margen Pacífico, dando como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área. El margen Pacífico estaba probablemente bordeado por un gran número de microplacas móviles e independientes (Sedlock *et. al.*, 1993). La evolución en el área fué controlada por una de estas microplacas, conocida como el Bloque Chortis. En las Figuras 5 a 7, se muestran las reconstrucciones preelminares para el Paleógeno, Mioceno y Plio-Pleistoceno y en la Figura 8 se muestra la evolución con una sección esquemática a través del área.

Esta evolución ocurre en tres etapas: una colisión inicial débil en el Cretácico Tardío, una colisión más fuerte con carga isostática en el Mioceno y erosión y rebote isostático en el Plio-Pleistoceno.

Cretácico Tardío - Paleógeno

Durante el Cretácico Tardío, la primera colisión entre Chortis y Chiapas, dió por resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas (Carfantan,1981). La colisión en esta etapa fué relativamente suave y episódica durante el Paleógeno. Evidencias en el cambio del régimen se tienen en la Sierra de Chiapas, donde la Formación Ocozocuatla representa, localmente frente al Macizo de Chiapas, un cambio brusco en las condiciones de plataforma del Cretácico Tardío. También en los alrededores de la presa de Chicoasén, pueden observarse conglomerados del Paleoceno que onlapan a calizas de plataforma del Campaniano-Maastrichtiano de la Formación Angostura.

Durante este tiempo los efectos iniciales de la compresión incipiente y el peso litostático de la columna sedimentaria ya depositada provocaron el primer emplazamiento importante de masas salinas alóctonas (línea 7/25 de la LR 2, donde se observa el emplazamiento salino en el campo Jujo-Tecominoacán). Cabe destacar que la sal ya se había movido en una etapa autóctona durante el Oxfordiano, dando origen a almohadillas y rodillos (Camargo Zanoguera y Quezada Muñeton, 1991 y Basurto Borbolla,1992), lo que aparentemente influenció la distribución de las facies oolíticas del Kimmeridgiano, en combinación con la geometría del rift y sus altos de basamento asociados.

Para fines del Eoceno (Dickinson,1980 y Coney,1983, en Quezada,1990) el " arco submarino que se instaló entre Norteamérica y Sudamérica, formando las Antillas Mayores, cambió su polaridad...chocando contra Florida,... colisión que es el fin de la Orogenia Laramide". Este evento da origen a la placa del Caribe, que aunque no se muestra en las figuras en este trabajo, es un elemento tectónico que interactuando con la placa de Norteamérica imprime una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj (Figura 7) de sureste a noreste al bloque Chortis, controlando la evolución geológica del sureste de México a partir de este tiempo.

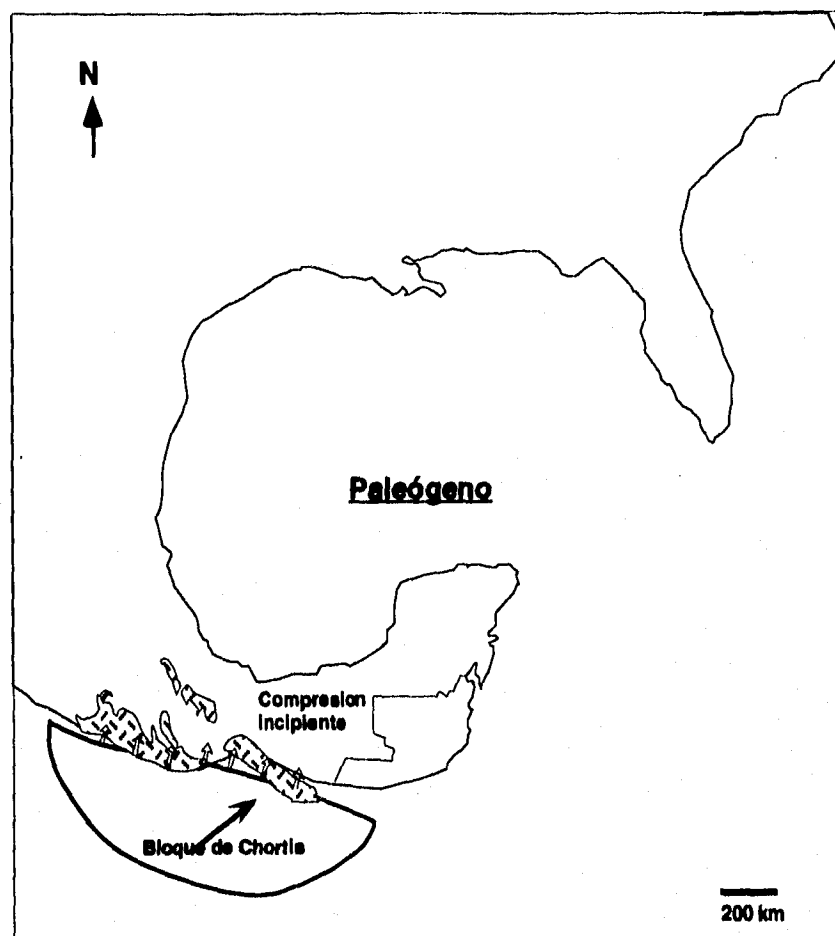


Figura 5. Colisión Cretácico Tardío-Paleógeno sobre el margen Pacífico

Mioceno

Para el Mioceno, el bloque Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas (*Figura 6*), lo cual dió origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento en la Sierra de Chiapas. Esta deformación ha sido ampliamente documentada en trabajos de Pemex y se denomina como Ciclo Chiapaneco (Sánchez Montes de Oca, en Quezada, 1990).

En este tiempo, Chortis formaba parte del margen del Pacífico. El efecto isostático de este peso inclinó hacia abajo y al suroeste el margen continental (*Figura 8* parte media de la sección). Hacia el norte en la porción marina, este basculamiento sólo provocó ligero levantamiento (Graham, comunicación personal; Proyecto Marbella, 1994).

La subducción Pacífica y la colisión entre Chortis y el sureste de México fué oblicua; este movimiento relativo era acompañado por una combinación de cabalgamiento hacia el noreste en la Sierra de Chiapas y fallamiento transcurrente a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas, lo que provocó una reactivación magmática y el desarrollo de extensas zonas de rocas miloníticas dentro del Macizo.

Plio-Pleistoceno

En el Plio-Pleistoceno, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este (*Figura 7*), alejándose del Macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo el margen Pacífico ya no existía y el margen robotó hacia arriba al verse liberado del peso que lo hundía (*Figura 8* parte inferior de la sección). Esto dió como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur del área de estudio combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia la parte norte lo que provocó la fase principal de la evacuación salina de las canopies instaladas durante el Paleógeno.

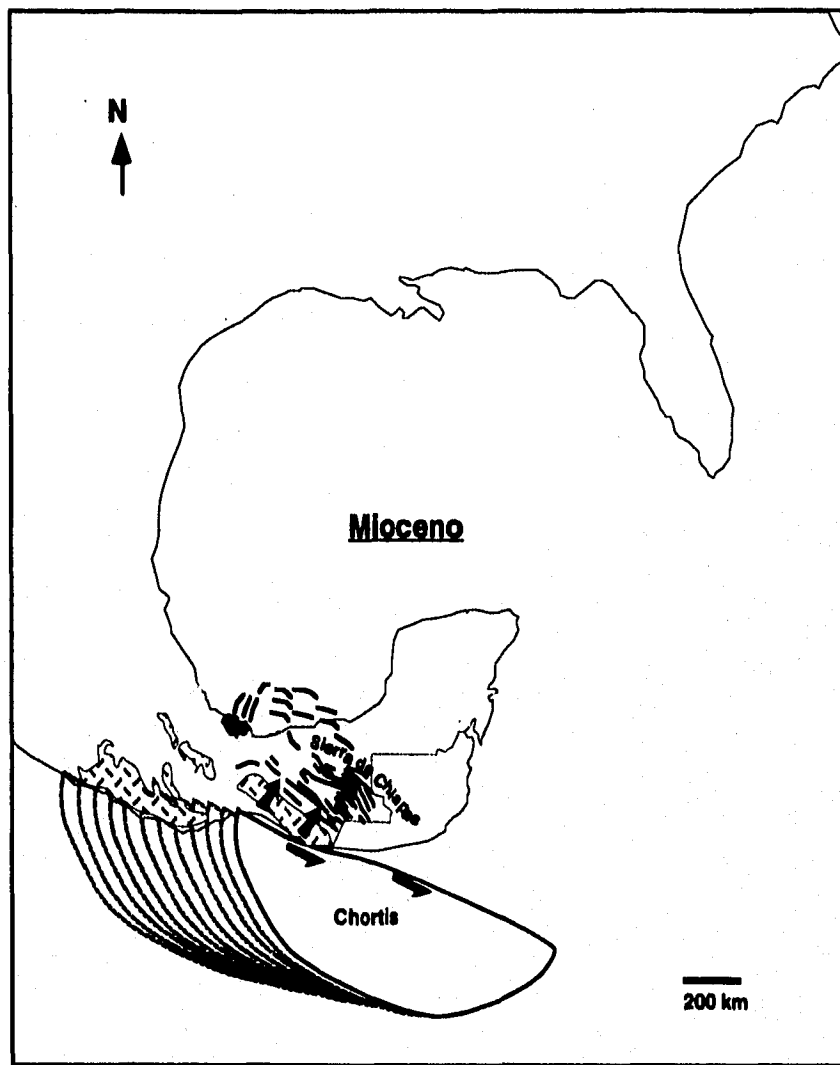


Figura 6. Colisión oblicua miocénica en el margen Pacífico

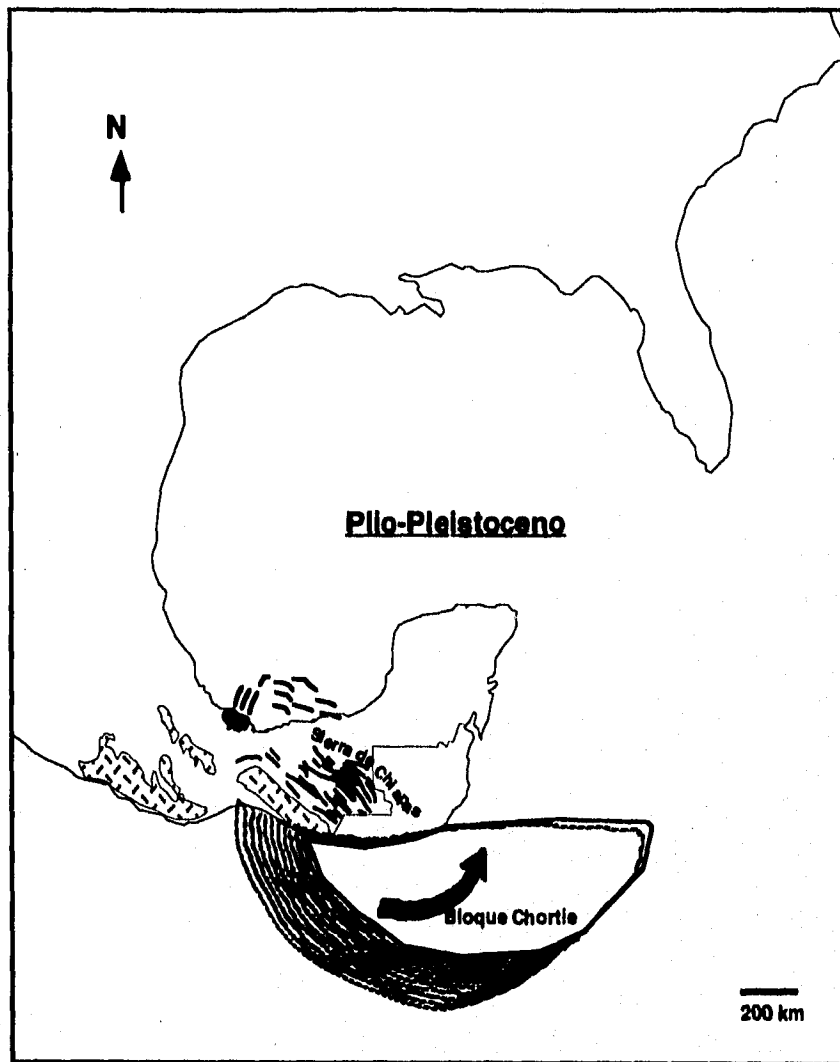


Figura.7. Levantamiento del margen Pacífico en el Plio-Pleistoceno, seguido por el desprendimiento del Bloque Chortis

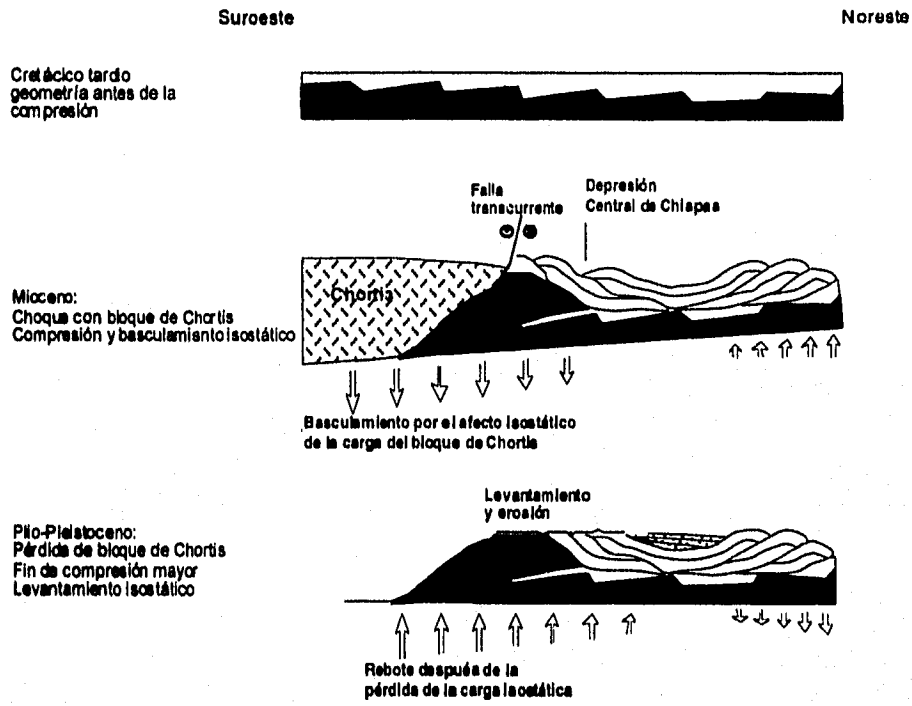


Figura 8. Efecto de la colisión y posterior desprendimiento de Chortis

IV.- ESTRATIGRAFIA

A.- ESTRATIGRAFIA CLASICA

Las Cuencas Terciarias del Sureste forman parte de la extensa Cuenca del Golfo de México, una unidad tectónico-sedimentaria que ha evolucionado desde el Triásico hasta el Reciente recibiendo gran aporte de sedimentos que a través del tiempo dieron lugar a la evolución de distintas cuencas sedimentarias superpuestas.

De una manera general, el depósito del sinrift y del margen pasivo fue afectado a finales del Cretácico Tardío por el inicio de una compresión regional que interrumpe el desarrollo carbonatado asociado a la subsidencia térmica y controla la evolución sedimentaria (preponderantemente terrígena) Terciaria.

La estratigrafía clásica en términos de litología y bioestratigrafía ha sido excelentemente resumida por Cabrera Castro y Lugo Rivera, 1988, para las Cuencas Terciarias del Sureste (Tabla 1). Estos mismos autores señalan algunos problemas típicos: difícil diferenciación formacional para unidades litológicamente similares donde incluso biozonas de foraminíferos bentónicos están asociadas a dos o más biozonas planctónicas.

SERIE	PLATAFORMA			CUENCA		TECTONO SECUENCIA
	Nerítico Interno	Nerítico Medio	Nerítico Externo	Batial Superior	Batial Inferior	
Reciente	Cedral					Margen Levantado (Relleno Pasivo)
Plioceno	Paraje Solo	Agueguexquite	Concepción Superior	Concepción Inferior		
Mioceno				Encanto		Cinturón Plegado Cuenca Antefosa Estructurada
				Depósito		
Oligoceno				La Laja		Antefosa del Paleógeno
Eoceno				Lutitas Nanchital		
Paleoceno				Lutitas Nanchital		

Tabla 1. Paleocología Cenozoica de las Cuencas Terciarias del Sureste, unidades formacionales y Tectonosecuencias equivalentes (adaptado de Cabrera Castro y Lugo Rivera, 1988)

Se visitaron los afloramientos del Eoceno, Oligoceno y Mioceno entre Las Choapas y Cerro Pelón (Río Playas), Ver.

En el Eoceno Temprano-Medio se observaron flujos turbidíticos representados por lutitas bentónicas laminares, con delgadas intercalaciones de areniscas de grano medio, mal clasificadas, inmaduras, con abundante materia orgánica vegetal.

El Oligoceno Medio está representado por conglomerados gruesos, intercalados con secuencias arenosas de desborde en los flancos de canales (overbank) y lutitas verdosas de estratificación delgada. Estas rocas pueden corresponder a la posición baja del nivel del mar de fines del Paleógeno asociado a un descenso regional del nivel del mar documentado en el norte del Golfo de México.

La Formación Depósito fue descrita inicialmente para una serie de lutitas y areniscas, por Tscopp en 1924 (en Ruiz Marin, 1991), en los alrededores del campo Francita en el sureste de México, quien le asignó una edad Oligoceno; sin embargo estudios posteriores por paleontólogos de Pemex han definido una edad de Mioceno Temprano.

En las visitas de campo que se realizaron para el presente trabajo, el Mioceno Temprano se observó representado por flujos turbidíticos en la base del talud y parte inferior de la plataforma (contemporáneos al inicio de la progradación de la plataforma clástica por el levantamiento regional hacia el Macizo de Chiapas por efecto del desprendimiento del bloque de Chortis). Litológicamente está constituido por intercalaciones de areniscas y lutitas con potentes niveles conglomeráticos. Las areniscas son laminares con abundantes pistas y huellas de gusanos. Ruiz Marin (op.cit.), reporta espesores variables desde 140 hasta 985 m medidos en superficie, y el pozo Descanso 1 cortó 1005 m de rocas asignadas a esta unidad.

La Formación Encanto fue descrita por Gibson en 1936 (en Ruiz Marin, 1991) para una secuencia de lutitas y lutitas arenosas del Mioceno Medio, que afloran en el anticlinal Encanto, 20 km al sureste de Minatitlán, Ver.

El Mioceno Medio-Tardío observado en afloramientos en las visitas al campo de este trabajo, está constituido por areniscas mal clasificadas gris claro, compactas y calcáreas, con pistas de gusanos y perforaciones, así como huellas de oleaje, indicativo de facies de plataforma interna, con una orientación aproximada de la línea de costa de NE 75.

Ruiz Marin (op. cit.), al sur de los afloramientos visitados para este trabajo, reporta espesores promedio de 1200 m y los pozos Colonial 1 y Descanso 1 cortaron 140 m y 1400 m de rocas asignadas a esta edad. Las rocas reportadas en superficie por Ruiz Marin, están representadas preponderantemente por grandes espesores conglomeráticos (240 a 560 m) intercalados con cuerpos arcillosos (60 a 140 m), que exhiben abundante fauna bentónica y planctónica, depositados en ambientes batial inferior y nerítico, " en donde ocurrían flujos turbidíticos conglomeráticos provenientes del continente y de zonas neríticas, que aportaron restos de plantas, pelecípodos y gasterópodos fragmentados, redepositándose en zonas más profundas".

La Formación Concepción Superior es de amplio uso en el subsuelo del sureste de México. En la carretera Coatzacoalcos-Agua Dulce, Ver., se visitaron algunos afloramientos de esta unidad (Plioceno Temprano), constituida en general por lutitas gris verdosas con abundantes foraminíferos bentónicos bien conservados, aparentemente asociados a ambientes de plataforma somera, con influencia deltaica.

Ruiz Marin (op. cit.), reporta espesores incompletos medidos en superficie de 235 m, para una secuencia de areniscas con restos de plantas, abundantes foraminíferos bentónicos y escasos planctónicos, intercaladas con lutitas calcáreas con predominancia de fauna bentónica, e infiere su depósito en un ambiente nerítico medio. El pozo Descanso 1 cortó 220 m de rocas de esta edad.

Los afloramientos de la Formación Paraje Solo (Plioceno) observados en la carretera Coatzacoalcos-Agua Dulce, están representados por areniscas gris verdoso, mal clasificadas, con abundante materia vegetal; en ocasiones con niveles conglomeráticos y algunas intercalaciones de lutitas verde claro, en conjunto también con intercalaciones conglomeráticas, que con frecuencia

exhiben fauna de moluscos bien conservados; estas características sugieren un ambiente de planicie deltaica, en ocasiones de laguna marginal, con gran influencia de corrientes fluviales.

En el recorrido de campo no fue posible observar los afloramientos contemporáneos de abanicos submarinos para el Plioceno, sólo se observaron condiciones de planicie deltaica y delta.

Estavillo et. al., 1983, estudiaron las rocas de las Formaciones Filisola y Paraje Sólo en el campo Bacal, en la porción central del área del presente estudio, y determinaron 5 eventos depositacionales: los dos primeros están representados por facies arenosas (donde se tiene la producción en el campo Bacal) y corresponden al depósito en el "frente deltaico en etapa de progradación"; el evento tres está constituido por sedimentos arcillosos (que son el sello en el campo) depositados en un ambiente de "prodelta en una etapa de retrogradación" y los dos últimos eventos representados por facies arenosas y areno-limosas "pertenecientes posiblemente a la transición entre el ambiente de frente deltaico con el de planicies de mareas, los cuales estaban en una etapa de progradación".

En general, el depósito de las rocas neógenas ocurrió asociado a una continua progradación del borde de la plataforma del Mioceno hacia el norte. Durante este tiempo se tenían etapas de ascenso y descenso del nivel del mar, el depósito para un tiempo dado en una posición baja del nivel del mar ocurrió contemporáneamente tanto en la cuenca (abanicos de fondo de cuenca) como en el talud (abanicos de talud) y en el borde de la plataforma (relleno de valles de incisión ?).

Las correlaciones litoestratigráficas en ambientes de esta naturaleza por lo general incurren en errores al tratar de correlacionar mediante las marcas de los registros eléctricos, cuerpos arenosos depositados en ambientes diferentes asociados a diferentes etapas de la posición relativa del nivel del mar, transgrediendo en las correlaciones líneas de tiempo asociadas al depósito de los sedimentos. Por ello un enfoque integrado como en la Estratigrafía de Secuencias (donde los reflectores sísmicos son considerados líneas de tiempo) facilitan la concepción de la dinámica del depósito de los sedimentos y permite desarrollar modelos predictivos para la localización de facies potencialmente almacenadoras y de atractivo para la prospección petrolera.

B.- ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS

Debido a que el presente trabajo es regional, el nivel de análisis de Estratigrafía de Secuencias se realizó a escala de Tectonosecuencia (Ver Apéndice A).

La tectonosecuencia es el elemento fundamental en el análisis de cuencas. Una tectonosecuencia es un paquete estratigráfico depositado durante una fase completa de evolución de la cuenca; está limitada hacia la cima y la base por discordancias regionales que marcan el inicio y fin de los procesos formadores de la cuenca.

A continuación se describen las tectonosecuencias neógenas que se identificaron en el área de estudio.

Tectonosecuencia de la Cuenca de Antefosa Estructurada del Mioceno Temprano-Medio (21 - 12.5 m.a.)

Criterios de Identificación y Edad

El límite de la tectonosecuencia que define la base de esta unidad por lo general marca un gran cambio en las facies sísmicas representado por reflectores complejos y discontinuos abajo a reflectores fuertes, continuos y paralelos arriba. Casi todos los rasgos de discontinuidades mayores (planos de cabalgamiento, soldaduras inclinadas y cortes de cañones submarinos) terminan en las cercanías de este límite. Patrones de traslape sobre el límite de esta

teconosecuencia son característicos en la porción terrestre del área de estudio, por ejemplo en los márgenes de las estructuras compresivas o sobre los márgenes de las canopies de sal Oligomiocénicas. Si la canopie está preservada, el límite se ubica en la cima de la sal. En algunas áreas, el límite exhibe terminaciones aparentes de traslape hacia la cuenca, lo cual se piensa que representa la posición original del traslape sobre la sal, posteriormente evacuada (Figura 9). En estas áreas el límite está representado por un reflector muy fuerte y doble, que se ha interpretado como la soldadura. Localmente pueden observarse terminaciones de traslape hacia la cuenca en dos direcciones, lo que sugiere el desarrollo de abanicos submarinos monticulares (mounded).

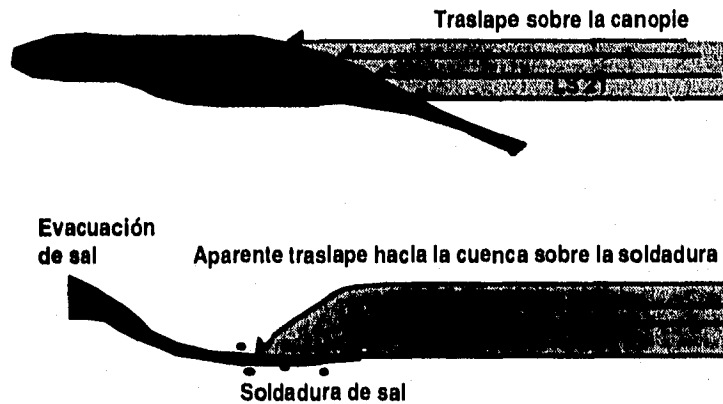
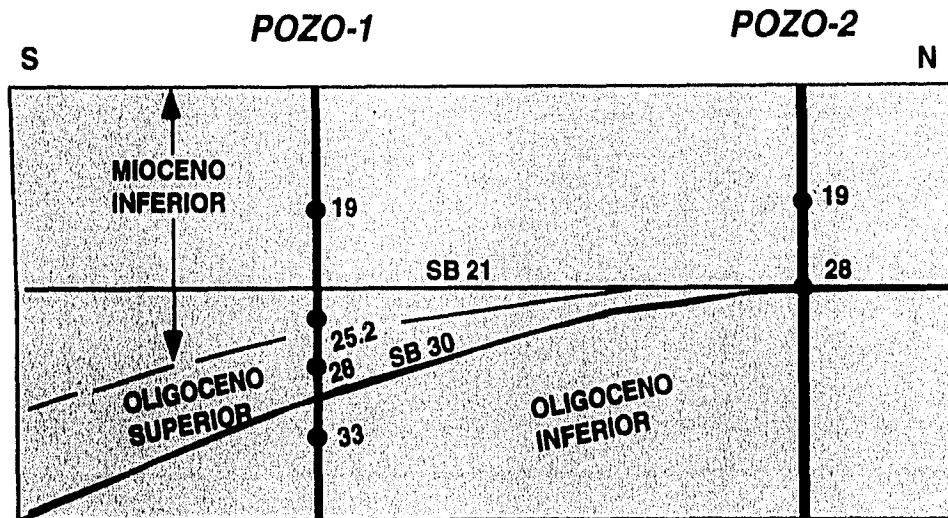


Figura 9. Modelo para el desarrollo de fuerte traslape hacia la cuenca (downlap) sobre una soldadura de sal debido a evacuación

En los pozos, el límite de la tectonosecuencia está definido por un gran cambio en el comportamiento del registro sísmico, representando el cambio de lutitas sobrepresionadas abajo a sedimentos arenosos con presiones normales encima. El incremento de arenas también es determinable por el cambio en la expresión de los registros SP,GR y de resistividad. Estos cambios en los registros son más evidentes en la porción sur del área y hacia el norte, donde la secuencia se vuelve más arcillosa, este límite se hace cada vez más difícil de reconocer por medio de los registros.

El límite de esta tectonosecuencia es asignado a la parte más inferior del Mioceno, equivalente en edad a 21 m.a.. En los pozos ocurre abajo de la última aparición de *Catapsydrax dissimilis* (19m.a.) y encima de la cima del Oligoceno o la última aparición de *Globorotalia ciperoencis* (22.5 m.a). Localmente el límite de secuencia de 21 m.a. se asocia con el límite de secuencia del Oligoceno Medio (30 m.a.) (Figura 10). En estas localidades, los depósitos del Oligoceno Superior y de la parte basal del Mioceno están ausentes por el acuñaamiento de la secuencia y el límite de 21 m.a. se tiene directamente en la cima del Oligoceno Inferior. Estas localidades probablemente corresponden a altos estructurales del Paleógeno.



Ultima aparición

- 19.- Catapsydrax dissimilis
- 25.2.- G. ciproensis ciproensis
- 28.- G. opima opima
- 33.- G. ampliapertura

Figura 10. Cambios en la bioestratigrafía debido a la unión de los límites de secuencia del Oligoceno Medio (LS 30) y Mioceno Inferior (LS 21)

Geometría Interna

La tectonosecuencia del Mioceno Temprano-Medio comprende un grueso paquete de areniscas y lutitas intercaladas, con un incremento hacia el sur del contenido arenoso y el desarrollo local, hacia el oriente, de plataformas carbonatadas sobre las que evolucionaron parches arrecifales.

Datos de foraminíferos en el sistema clástico indican por lo general un ambiente de depósito batial inferior. En los registros, pequeños cuerpos discretos de arenas apiladas alternan con gruesos intervalos de lutitas. Los cuerpos individuales de arenas varían de 10 a 60 m de espesor. Todas estas observaciones sugieren que las areniscas representan turbiditas canalizadas y de desbordo (overbank) depositadas en la parte media -inferior del talud.

En la parte este del área de estudio, el pozo Kinil 1 cortó 500 m de una sección de carbonatos, incluyendo conglomerados de clastos de coral en una matriz de postarrecife, wackestone y packstone de submareas someras, con facies de planicies de mareas a nivel local. Hay evidencias en sección delgada de horizontes de paleosuelo, posiblemente "in situ", con rizocreaciones (moldes de raíces calcificados), textura alveolar y grietas por encojimiento. La caliza Macuspana (que aflora al este del área de estudio es una porción expuesta del extremo suroccidental de la plataforma de Yucatán), de edad Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano, incluye facies de biohermas de coral con sus biofacies asociadas. En el flanco oeste del crecimiento arrecifal se tienen facies de aguas profundas asociadas a una rampa, con la intercalación de calizas de plataforma y wackestone de aguas profundas. En la misma región, el pozo Medellín 4 cortó 700 m de facies carbonatadas que exhiben condiciones someras hacia la cima, con un grueso intervalo de carbonatos de intermarea en la base.

En la porción oeste terrestre del área de estudio, también se tienen aflorando, carbonatos intercalados en una sucesión predominantemente clástica. Las unidades carbonatadas son delgadas, con decenas de metros de espesor, incluyendo biohermas de corales, asociados con foraminíferos bentónicos, sugiriendo tirantes de agua entre 0-100m (Maldonado-Leal, 1992). El contexto de estos carbonatos de aguas someras dentro de una secuencia clástica depositada en el talud medio-inferior no ha sido bien entendida. Es posible que domos salinos activos evolucionaran paralelamente a la sedimentación para este tiempo en esta porción de la cuenca, sobre los cuales crecieron parches arrecifales, de manera similar a como ocurre actualmente en el norte del Golfo de México y en el Golfo de Arabia.

Tres límites de secuencia de 3er. orden han sido identificados dentro de esta tectonosecuencia. Cada límite de secuencia es identificado por traslape en la información sísmica y por un gran contraste marcado por un quiebre en los registros eléctricos. A estos límites se les han asignado tentativamente las edades 13.8 m.a., 15.5 m.a. y 16.5 m.a., basados en la correlación de la curva de Haq et. al.(1987). Estas edades son apoyadas por la última aparición de *Globorotalia peripheroronda* (15m.a.) dentro de un quiebre arcilloso regional entre los límites de secuencia de 13.8 m.a. y 15.5 m.a.. Este quiebre arcilloso se piensa que representa una superficie de máxima inundación dentro del Mioceno Medio (15 m.a.). Así, la tectonosecuencia del Mioceno Temprano-Medio, incluye cuatro discretas secuencias depositacionales, cada una de las cuales es dominada por depósitos de facies canalizadas o turbiditas laminares en el talud. En el área de Iris (Ver patrón de los registros en la Línea Regional 2), cada secuencia exhibe un incremento en el contenido de arenas, lo cual sugiere una progradación del sistema de abanicos sobre el talud.

Distribución y Origen

La distribución de facies dentro de esta tectonosecuencia se ilustra en la *Figura 11*. El eje del depocentro por lo general se ubica ligeramente al norte del eje del depocentro para la tectonosecuencia del Paleógeno. A diferencia del Paleógeno, el Mioceno Temprano-Medio exhibe un abrupto adelgazamiento hacia una franja que corre paralela a la línea de costa actual. En esta área donde los depósitos son muy delgados o están ausentes se define el límite del desarrollo de las canopies del Oligo-mioceno, a lo largo del cual, la tectonosecuencia es delgada o no existe. Estos rasgos reflejan la erosión de la tectonosecuencia a lo largo de las crestas de las estructuras compresivas miocénicas.

Las areniscas y lutitas de aguas profundas que constituyen a esta tectonosecuencia representan el relleno de una cuenca de antefosa estructurada. La erosión gradual de la parte interna del cinturón plegado (hinterland) Paleógeno dió por resultado un gran aporte de sedimentos y como consecuencia el desarrollo de extensos sistemas de abanicos submarinos. El límite norte de los depósitos de abanicos parecen haber sido parcialmente controlados por las canopies oligo-miocénicas, lo cual sugiere que las canopies tenían suficiente relieve positivo para actuar como una barrera para el transporte de los sedimentos.

Los sistemas de plataformas carbonatadas activas que iniciaron su crecimiento en los altos estructurales relacionados con la evolución de la sal dentro de la cuenca (Kinil y Macuspana ?), se interpreta que pudieron desarrollarse en áreas lejanas fuera de la influencia del aporte clástico.

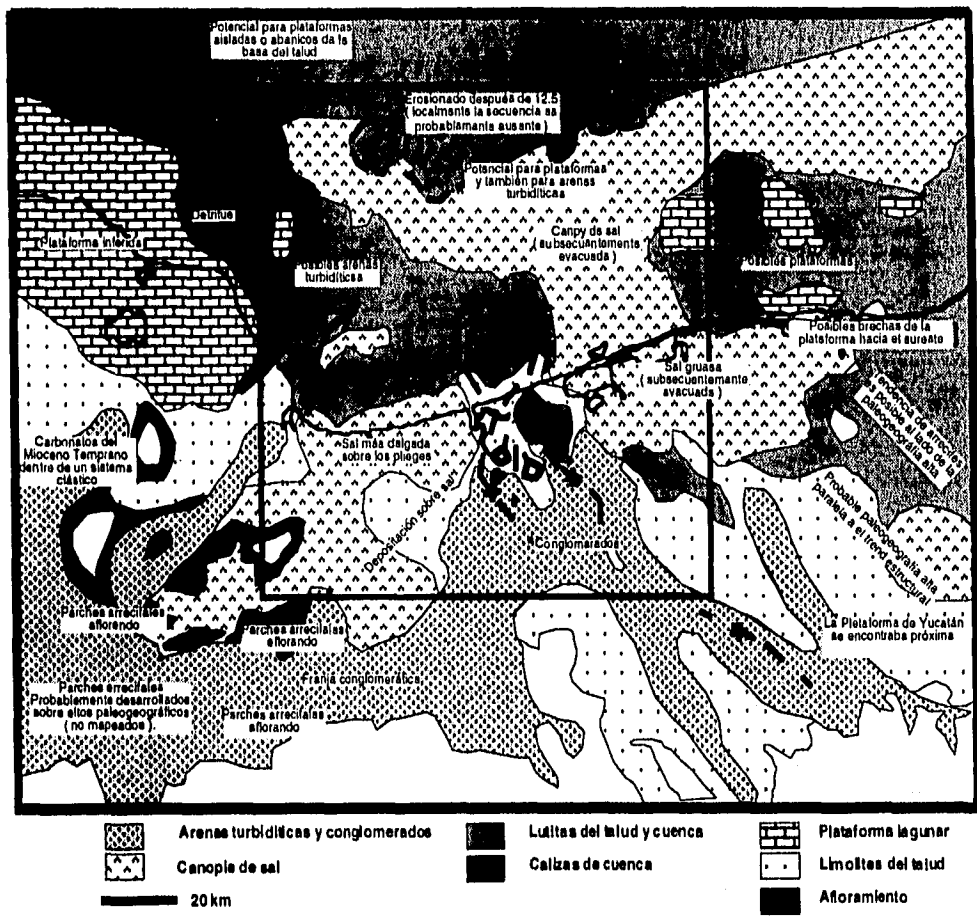


Figura 11. Mapa de Facies del Mioceno Temprano - Medio (tomado de Proyecto Marbella, 1994)

Estilo Estructural

Esta tectonosecuencia es precedida por una fuerte fase de deformación dentro de la cuenca de antifosa. La tectonosecuencia en si, se piensa que represente un período menor de deformación. El adelgazamiento sindeposicional de esta secuencia parece estar restringido a los margenes de las canopies de sal o domos locales, sugiriendo que estos rasgos se estaban formando durante el depósito. De esta manera, el Mioceno Temprano-Medio se cree que representa un periodo de sedimentación de aguas profundas que rellenaba una cuenca de antifosa de ambientes profundos previamente estructurada, así como también un periodo de abombamiento ó inflación (Ver Apéndice B, Figura B3) de la canopy, sobre la cual pudieron evolucionar depósitos carbonatados.

Relación con Eventos Tectónicos

Hacia el final del Paleógeno o principios del Mioceno (21 m.a.), una fuerte fase de plegamiento y cabalgamiento ocurrió en la antifosa en la parte sur del área de estudio. Esta estructuración tuvo gran influencia en la distribución de los sedimentos del Mioceno Temprano. El levantamiento y erosión del Macizo y la Sierra de Chiapas aportó gran volumen de sedimentos a la cuenca de antifosa en forma de flujos conglomeráticos locales y turbiditas. En la parte sur del área de estudio estos flujos fueron atrapados por los sinclinales. La distribución de este paquete de sedimentos fué también fuertemente influenciada por el emplazamiento extensivo de las canopies durante el Oligoceno Tardío. Para este tiempo, la parte norte del área de estudio no había sido aún

completamente estructurada, de tal manera que algunos flujos turbidíticos pudieron llegar a ella pasando la sal y dar origen a abanicos de piso marinos (Abanicos distales).

En el pozo Kinil I hay evidencias de que el crecimiento y levantamiento de estas estructuras crearon condiciones marinas someras donde se desarrollaron plataformas carbonatadas. Estas estructuras pudieron estar relacionadas a compresión o a empuje salino.

En información sísmica tanto terrestre (no incluida en este trabajo; Bally comunicación personal, 1995) como marina (*Figura 12*) se observan evidencias de progradaciones asociadas a flujos de una posible plataforma carbonatada de edad Eoceno-Mioceno existente por debajo de las rocas volcánicas (8.2 m.a. de edad, Jacobo Albarrán, comunicación personal, 1995) de Los Tuxtlas. Sin embargo esta idea aún es motivo de discusión.

Los depósitos incluidos en esta tectonosecuencia varían en edad del Mioceno Temprano al Mioceno Medio y corresponden con la Formación Depósito y Caliza Macuspana.

Tectonosecuencia del Cinturón Plegado del Mioceno Medio-Tardío (12.5-5.5 m.a.)

Identificación y Edad

El inicio de esta tectonosecuencia es marcado por el límite de secuencia más tectónicamente influenciado, el cual es fácilmente reconocible a través de toda el área de estudio. Este límite es marcado en el primer límite de secuencia arriba del relleno pasivo del Mioceno, que exhibe clara evidencia de depósito contemporáneo al plegamiento. El límite es caracterizado por un pronunciado traslape sobre los flancos de los sinclinales y significativa truncación erosional sobre la cresta de los anticlinales (*Figura 13 línea 1A/25 de la LR2, donde se aprecia el LS 12.5 onlapando sobre los flancos sinclinales y con truncación en los anticlinales*).

Comunmente se identifica por bioestratigrafía por un hiatus en el cual la mayoría del Mioceno Tardío está ausente, particularmente en los pozos que están cerca de las crestas de las estructuras. Este "hiatus" está típicamente asociado con un abrupto cambio en los paleoambientes (basado en datos de foraminíferos). El límite por lo general es mejor definido en los registros eléctricos de pozos perforados en los flancos de estructuras, en donde se aprecia un cambio brusco en los registros asociado a un incremento en el contenido de arenas en las turbiditas (*Figura 14*). Sobre la cresta de las estructuras, el límite corresponde a una discordancia lutita-lutita y es difícil detectar sin auxilio de la información sísmica y de datos bioestratigráficos.

La edad del límite inferior de esta unidad está apoyado en muchos pozos por la primera aparición de *Globorotalia fohsi lobata* (FAD = 13 m.a.) o *Globorotalia fohsi fohsi* (FAD = 13.5 m.a.) por abajo del límite y *Globorotalia mayeri* (FAD = 10.2 m.a.) arriba. Basados en estos datos, al inicio de esta secuencia se le asignó una edad de 12.5 m.a.. En los pozos donde existe erosión abajo del límite de la secuencia, muchas variedades de *Globorotalia fohsi* aparecen agrupadas justo en el límite, incluyendo: *Globorotalia fohsi robusta* (FAD = 11.5 m.a.), *Globorotalia fohsi lobata* (FAD = 12.5 m.a.) *Globorotalia fohsi fohsi* (FAD = 12.5 m.a.) y *Globorotalia fohsi peripheroronda* (FAD = 15 m.a.).

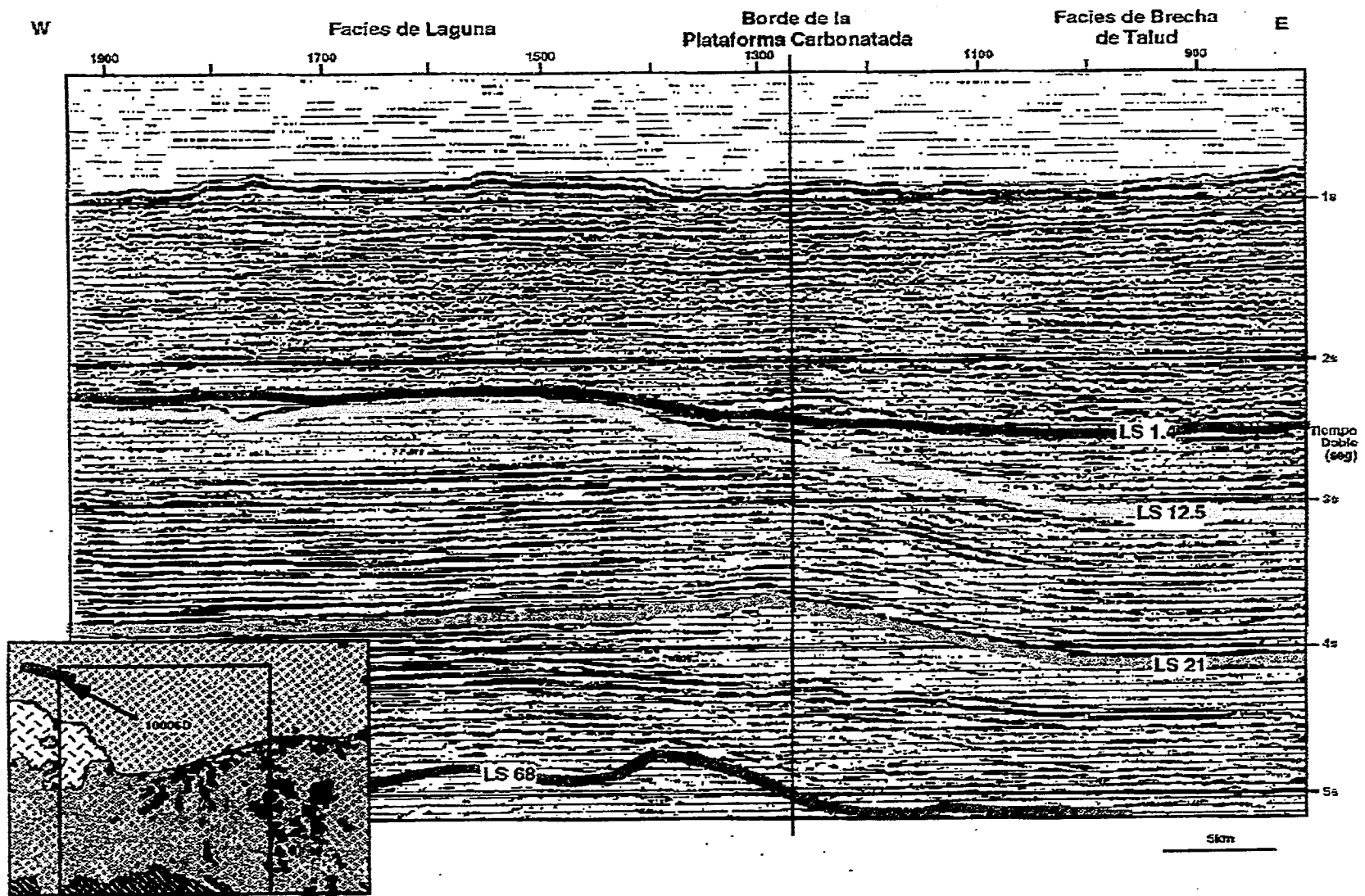


Fig. 12 Porción de la Línea 10006D que muestra una plataforma conceptual en el área de los Tuxtlas.

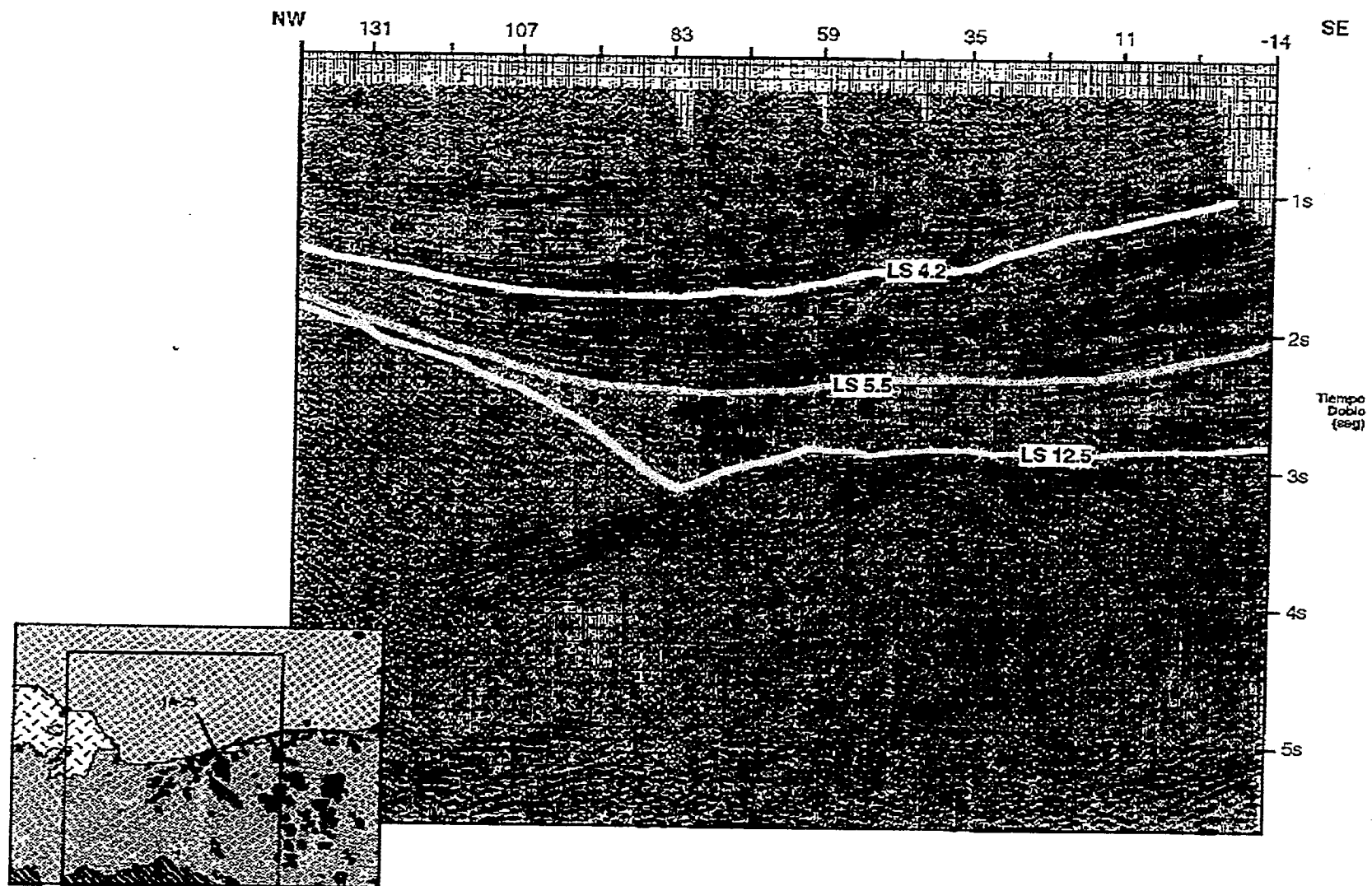


Fig. 13 Línea Sísmica 1A/25 que muestra el LS 12.5 (Mioceno Medio) onlapando sobre los flancos de sinclinales y truncación en los anticlinales

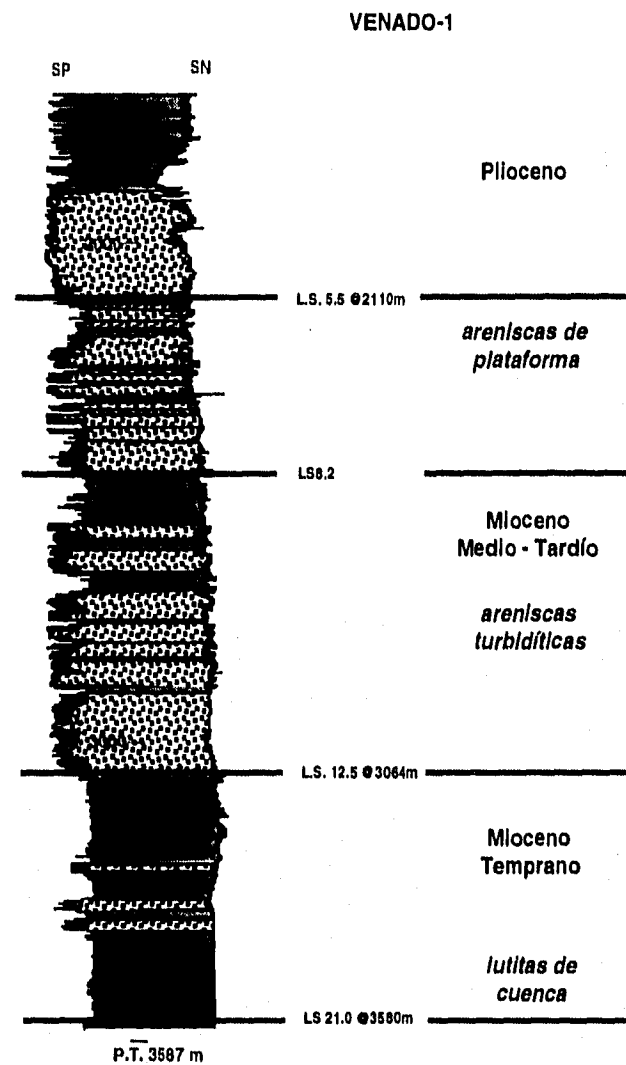


Figura 14. Registros del pozo Venado 1 (límite surcentral del área de estudio, ver Figura 2), donde se muestra el incremento súbito en areniscas turbidíticas por encima del LS 12.5

Geometría Interna

La parte inferior de esta tectonosecuencia (12.5 m.a. y 10.5 m.a.) está confinada dentro de los sinclinales y caracterizada por reflectores sísmicos continuos los cuales convergen y traslapan sobre los anticlinales adyacentes. En pozos, las secuencias incluyen paquetes múltiples de arenas interpretadas como turbiditas en el talud asociadas con el conjunto de sistemas de depósitos del nivel bajo del mar. Datos paleobatimétricos indican que su depósito ocurrió en el talud superior (batial superior). El contenido neto de arenas en esta porción inferior es variable, pero alcanza hasta el 80% en muchas áreas.

La parte superior de la tectonosecuencia (8.2m.a. y 6.3m.a.) está caracterizada sísmicamente por clinoformos sigmoidales de gran escala, indicativos de la progradación de la plataforma (ver la

línea 7/25 Anexo 5, donde se aprecian los clinomorfos en la cima de tectonosecuencia del Mioceno Medio-Tardío). Los paquetes de clinomorfos están confinados a la porción sureste del área de estudio y se acúan hacia el noroeste por los efectos de un traslape hacia la cuenca que converge. Estos paquetes de clinomorfos se han interpretado como la cuña progradacional del lowstand y representan las primeras evidencias claras y conservadas de la posición y orientación del borde de plataforma del Mioceno (Figura 15). El reconocimiento de estos clinomorfos es importante porque registran el final del relleno de la depresión de la cuenca de antefosa formada durante el Paleógeno y el inicio de la fase mayor de progradación deltaica.

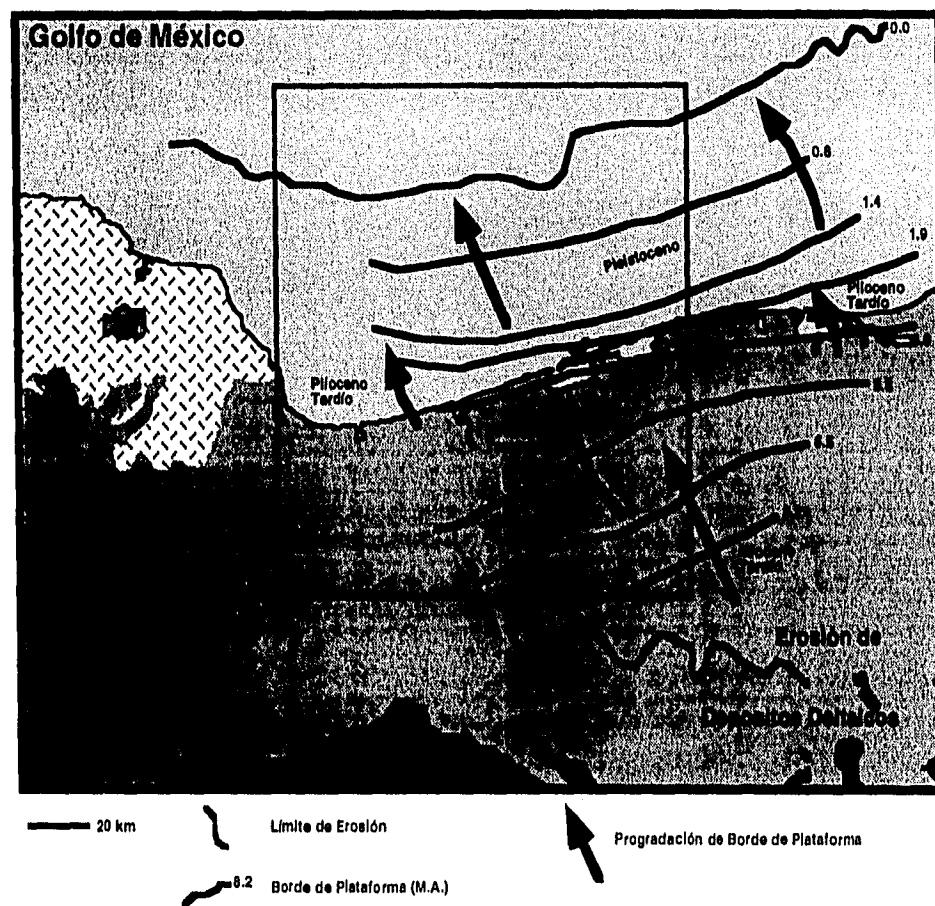


Figura 15. Posición de las plataformas Mioceno Tardío-Reciente (tomado de Proyecto Marbella, 1994)

Distribución y Origen

La distribución de las facies asociadas a esta tectonosecuencia se muestran en la Figura 16. Los efectos del depósito contemporáneo al plegamiento se manifiestan como una serie elongada de engrosamientos y adelgazamientos. Los engrosamientos representan el relleno contemporáneo a la deformación de las fosas sinclinales. Es significativo el cambio de alineamiento de los sinclinales

en la porción terrestre: la orientación de los ejes de los pliegues es noroeste en la porción media oriental y hacia el noreste en la porción occidental.

Destaca el hecho, que se detectó una amplia zona donde el depósito es muy delgado y que corre paralelamente a la línea de costa actual. Esta zona coincide con el límite de las canopies del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Esta coincidencia sugiere que la canopy continuó actuando como una barrera para el transporte de sedimentos. La sal y el complejo patrón de pliegues y cabalgaduras probablemente formaron una barrera muy efectiva para impedir el transporte de sedimentos más hacia el norte. Además, la exposición y erosión subaerea de algunos pliegues en el área de Marbella Norte implica que pudo haber habido un fuerte basculamiento regional hacia el sur, impidiendo de manera significativa el transporte por gravedad de los sedimentos hacia el norte.

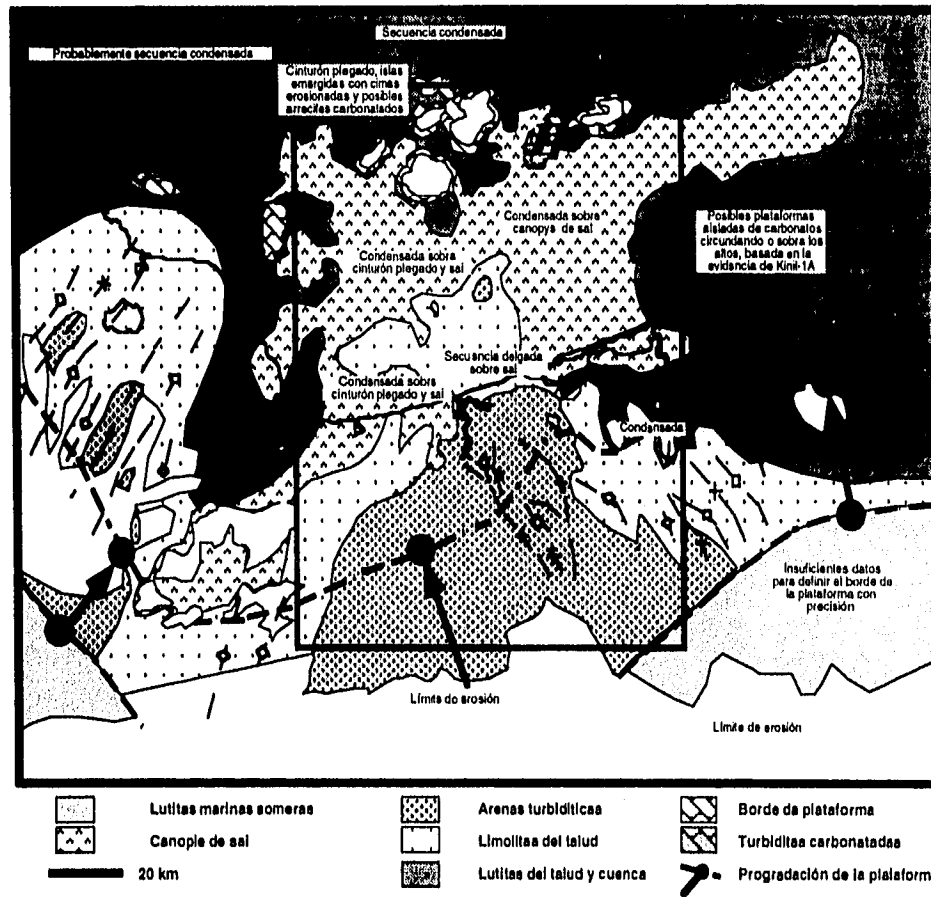


Figura 16. Mapa de Facies del Mioceno Medio-Tardío (tomado de Proyecto Marbella, 1994)

Esta tectonosecuencia está directamente relacionada en su origen a la renovada e intermitente compresión y el desarrollo de un ampliamente distribuido cinturón plegado submarino. Durante la deformación, los sinclinales formaron depresiones batimétricas los cuales actuaron tanto como conducto para el transporte de los sedimentos, como fosas para el depósito de los mismos. Contemporáneamente al crecimiento de las estructuras, las fosas sinclinales fueron progresivamente rellenas con arenas y lutitas turbidíticas. Muchas de las crestas de los anticlinales exhiben evidencias de erosión submarina indicando que constituyeran altos batimétricos significativos por sobre el fondo marino. Para el Mioceno Tardío (8.2 m.a.), los sinclinales

habían sido totalmente rellenados, de tal manera que el borde de la plataforma inicia su gran y rápida progradación hacia el norte.

Estilo Estructural

Esta tectonosecuencia es caracterizada por cabalgaduras en la cuenca que representan la parte frontal más septentrional del avance de la compresión. El desarrollo de una ampliamente distribuida tectónica de cobertura sedimentaria fue favorecida por la presencia de sal autóctona, la cual actuó como una zona estructuralmente débil o de despegue, la que permitió que el cabalgamiento se propagara aún más allá de la cuenca de antefosa. Un modelo similar ha sido propuesto para los pliegues del Jura y el cinturón plegado de los Alpes (Buttler, et. al., 1987).



Figura 17. Comparación entre el cinturón plegado de los Alpes y el área de estudio

En la *Figura 17* se muestra una comparación entre estas ideas en las montañas del Jura y el área de estudio. La propagación de la compresión cuando ocurre sobre una zona de despegue salino tiene forma de arco. En el caso del área de estudio, la compresión ha sido episódica y continua desde el Cretácico Tardío, se piensa que el Cinturón Plegado de Agua Dulce en el oeste y los plegamientos de Cantarell en el noreste en la parte marina y fuera del área de estudio representan parcialmente el límite frontal del arco de la propagación de la compresión, lo cual explicaría las diferentes vergencias observadas. En el Cinturón Plegado de Catemaco las vergencias son al oeste y los pliegues más orientales parecen marcar también el límite occidental de la sal autóctona, ya que las lutitas en la cima del Cretácico y base del Paleógeno aparentemente (no existe control de pozos) actuaron como el principal nivel de despegue, por lo cual la mayoría de la secuencia mesozoica puede estar abajo de las estructuras compresivas, sin haber participado de la deformación.

El estilo actual de deformación es predominantemente de cobertura sedimentaria y algunas de las estructuras más grandes y elevadas, como Boquiapa (al oriente fuera del área de estudio), pueden representar rampas laterales por encima de antiguas fallas transformantes jurásicas. La deformación está caracterizada por pliegues uniformemente espaciados y de moderada amplitud en los cuales las tectonosecuencias del Mioceno Temprano-Medio y Medio-Tardío han sido plegadas concéntricamente. Donde se tiene la canopy Oligo-miocénica, ésta también se encuentra plegada. Los anticlinales están asociados con cabalgaduras que comúnmente terminan dentro de la tectonosecuencia del Paleógeno o cuando mucho llegan al límite de la tectonosecuencia 21 m.a. (Figura 18 , línea 4/28). Es difícil determinar si las cabalgaduras representan cabalgaduras no emergentes formadas durante el Mioceno Tardío.

Muchos anticlinales parecen estar nucleados por sal o tienen pequeñas canopies asociadas en sus crestas, lo cual apoyaba las interpretaciones previas de que las estructuras estaban relacionadas estrictamente a diapirismo salino. Sin embargo, la mayoría de las estructuras del Mioceno Tardío, presentan alineamientos bien orientados lo cual define claramente la presencia de un cinturón compresivo plegado.

Tres factores pueden ser importantes para la relación sal - anticlinales:

- En primer lugar, la carga por el depósito de sedimentos en las fosas sinclinales probablemente dió por resultado la evacuación de sal y una preservación selectiva de las canopies por inflación sobre la cresta de los anticlinales.
- En segundo lugar, la erosión en la cresta de los anticlinales, que localmente llega a cortar hasta el Oligo-mioceno, da por resultado una remobilización de la sal y la formación de canopies secundarias a lo largo de la cresta de las estructuras.
- En tercer lugar, las cabalgaduras asociadas a los anticlinales pudieron haber actuado como zonas estructuralmente débiles a lo largo de las cuales, la sal fue extruída hacia la parte alta de la secuencia, a partir de una capa autóctona de sal o de estructuras mesozoicas nucleadas por sal.

Relación con Eventos Tectónicos

El inicio de esta tectonosecuencia marca otra fase mayor de compresión y desarrollo extensivo de un cinturón plegado en el área de estudio. Durante esta fase hubo un mayor crecimiento de las estructuras en los cinturones plegados de Chiapas-Tabasco y Agua Dulce y se formaron las estructuras compresionales de los cinturones plegados de Catemaco y Marbella Norte. La carga isostática ejercida por Chortis y el Macizo de Chiapas provocó que la parte sur del área de estudio se basculara, lo cual tal vez contribuyó al levantamiento del área Marbella Norte. En esta última área, la cresta de los pliegues es erosionada y se interpreta que arrecifes bordeantes pudieron haberse desarrollado alrededor de las islas estructurales expuestas.

En la parte terrestre del área de estudio, el cinturón plegado estaba bajo el nivel del mar y las turbiditas depositadas en el talud llenaron progresivamente la parte crestral de las cabalgaduras que sobresalían en la cuenca. En donde esta unidad está preservada abarca la parte superior del Mioceno Medio y todo el Mioceno Superior. La mayoría de la producción presente en la Formación Encanto en los campos terciarios de Agua Dulce proviene de arenas turbidíticas depositadas durante esta fase del desarrollo de la cuenca. Las estructuras compresivas formadas durante este tiempo también parecen controlar la mayoría de la producción Mesozoica tanto de Chiapas-Tabasco como de Campeche. Consecuentemente, el entendimiento de esta tectonosecuencia es importante para explicar el hábitat del petróleo del sureste de México.

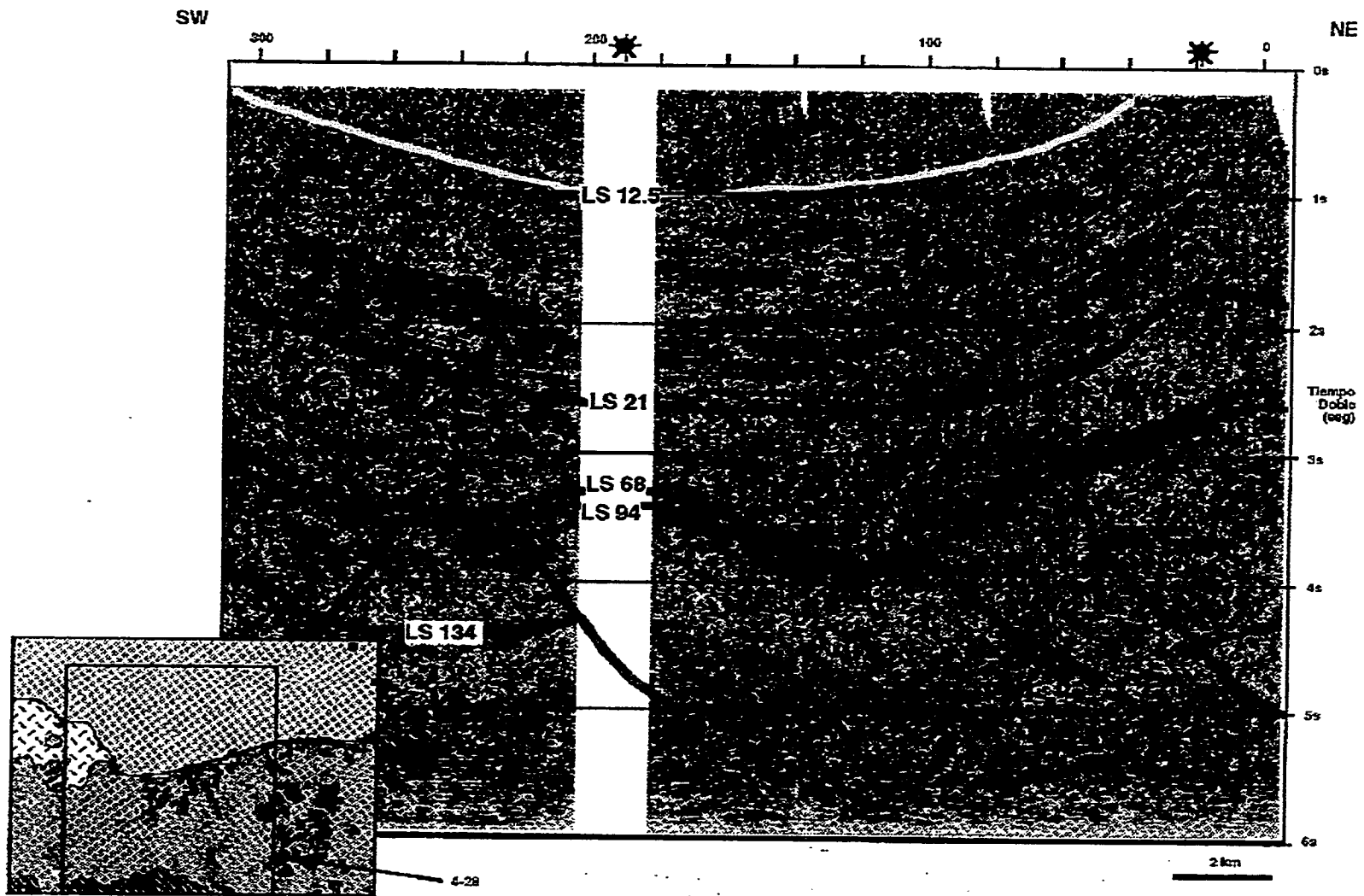


Fig. 18 Línea Sísmica 4/28, en el Sur del área del estudio, que muestra una cqbaldadura paleógena que no afecta el Mioceno y la sección más joven.

Tectonosecuencia del Margen Levantado (Relleno Pasivo) (5.5-0 m.a.)

Criterios de Identificación y Edad

El límite que marca el inicio de esta tectonosecuencia (5.5 m.a.) registra el cambio mayor en la polaridad de la cuenca: por abajo del límite, los paquetes sedimentarios por lo general se engrosan hacia la Sierra de Chiapas y por encima de él, los paquetes sedimentarios por lo general engrosan hacia el Golfo de México (Figura 19). El límite de la tectonosecuencia está mejor definido en la parte sur del área de estudio donde está caracterizada tanto por truncación toplap como por traslape (ver línea 7/25 de la LR 2 donde se aprecia la truncación toplap y el traslape asociado con el LS 5.5 m.a.).

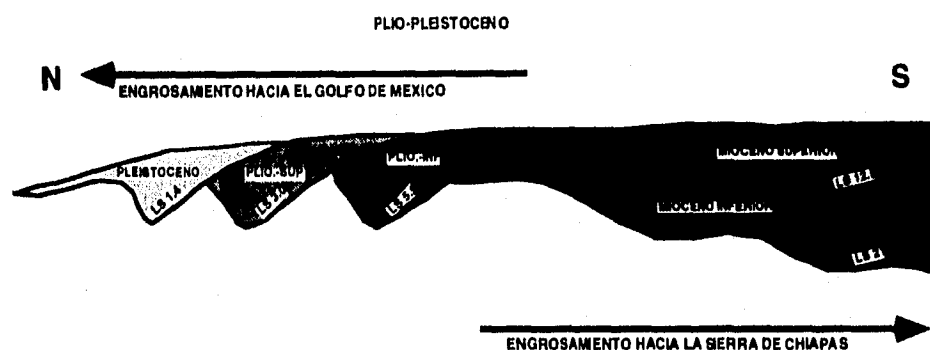


Figura 19. Esquema que muestra el cambio de polaridad de la cuenca que ocurre en el LS 5.5

En los registros, este límite corresponde abruptamente a la base de una delgada arenisca progradacional de la Fm. Filisola (Figura 20).

En el norte de la cuenca de evacuación, el límite está caracterizado por traslape hacia la cuenca tangencial sobre una soldadura (Figura 21 línea 7/6 en la LR2, traslape hacia la cuenca tangencial sobre el LS 5.5 en las áreas de mayor evacuación de sal). En estas áreas se asume que el Mioceno está condensado o ausente. El límite es más difícil de identificar en la parte central del área de estudio y ha sido identificado utilizando criterios combinados de correlaciones sísmicas regionales y bioestratigrafía.

La edad del límite de la tectonosecuencia fué definido en el pozo Magallanes 1045 con la última ocurrencia de *Globigerinoides mitra* (4.7 m.a.) encima del límite y una especie de *Globorotalia acostaensis* que cambia de enrollamiento dextrógiro a sinestral (5.8 m. a.), 140 m abajo. La edad de los sedimentos encima del límite se hace más joven hacia el noroeste, reflejando la progresiva evacuación de la sal en el frente del margen progradante de la plataforma (Figura 22). De esta manera, en áreas donde el límite yace directamente sobre la sal, especies índice progresivamente más jóvenes pueden aparecer directamente encima del límite, siendo las más frecuentes *Globigerina nepenthes* (3.7 m.a.), *Globigerina druryi* (3.6 m.a.) y *Globorotalia margaritae* (3.4 m.a.).

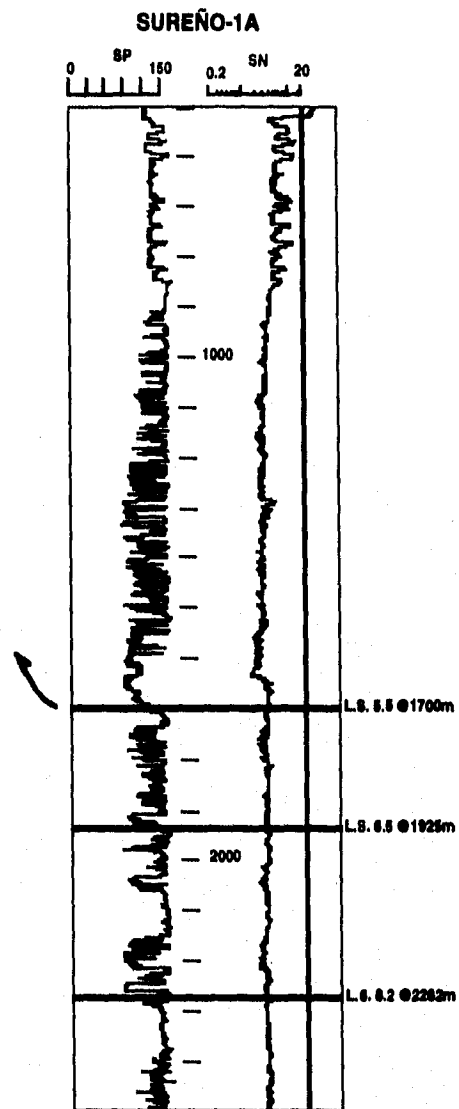


Figura 20. Cuerpo delgado de areniscas progradacionales (Formación Filisola) el cual yace directamente sobre el LS 5.5 en el sur del área, (ver Figura 2) pozo Sureño 1

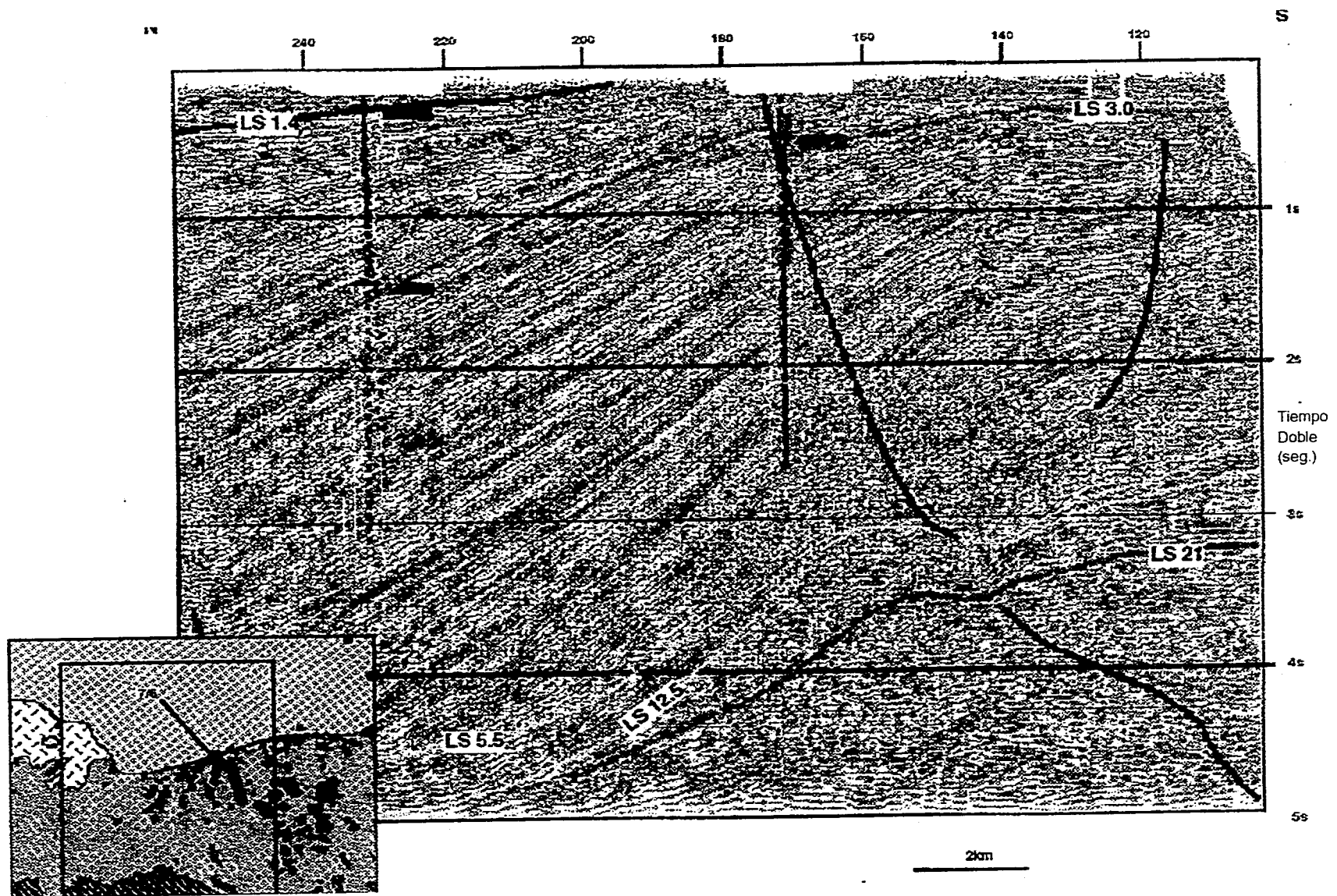


Fig. 21 Línea 7/6 que muestra downlap tangencial sobre el LS 5.5 en las áreas de mayor evacuación de sal.

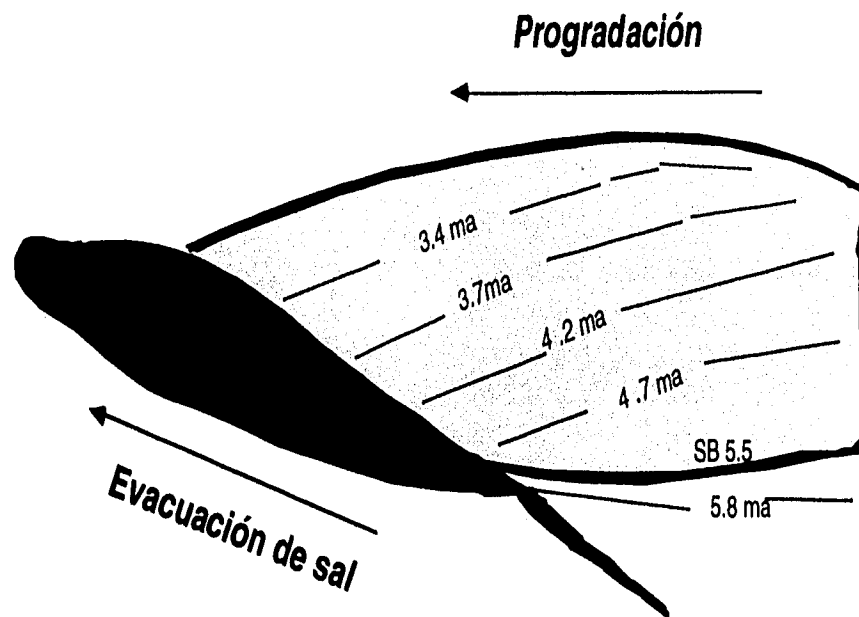


Figura 22. Sedimentación cada vez más joven encima del LS 5.5 debido a la progresiva evacuación de la sal enfrente de la cuña progradacional

Distribución y Origen

Las facies de 5.5 a 3 m.a. contenidas en esta tectonosecuencia se muestra en la Figura 23. Las mayores cuencas de evacuación de sal están representadas por depresiones rellenas con sedimentos, los cuales alcanzan un valor máximo superior a los 6000 m. Las mayores de estas cuencas son la de Comalcalco y de Los Pescadores (ver capítulo IV.B), la primera rellena principalmente con sedimentos del Plioceno Temprano y la segunda por sedimentos del Plioceno Tardío y Pleistoceno. También digno de notarse es el adelgazamiento regional hacia la porción central del área de estudio, donde se tienen la mayoría de los campos terciarios. Este patrón demuestra que el área de los principales campos terciarios representa un foco de generación de hidrocarburos preservado, formado por una combinación de compresión miocénica y evacuación de sal en el Plio-Pleistoceno alrededor de él.

La tectonosecuencia del Plio-Pleistoceno marca un dramático incremento en el aporte de sedimentos y una rápida progradación hacia el noroeste del borde de plataforma. El rápido cambio de polaridad asociado (de espesores engrosando hacia el frente montañoso a engrosamiento hacia el norte del Golfo de México), sugiere que el incremento en el aporte de sedimentos fue resultado de un levantamiento isostático regional, probablemente causado por el desprendimiento por transcurrencia del Bloque de Chortis a lo largo de la zona de falla de Motagua-Polochic.

Deaton y Burkart (1984), han establecido que la mayor actividad transcurrente a lo largo de la falla Polochic ocurrió entre 10.3 y 6.6 m.a.. De esta manera, hacia la parte final del Mioceno, el peso de Chortis había sido removido y se tuvo entonces un efecto de rebote isostático en el sur, acompañado por subsidencia en el norte. El levantamiento inicial en el sur pudo haberse reflejado, en primera instancia, por preservar las condiciones que favorecieron la progradación hacia el norte del borde de plataforma en 8.2 m.a.. El cambio de polaridad más dramático parece haber ocurrido un poco más tarde, hacia el fin del Mioceno.

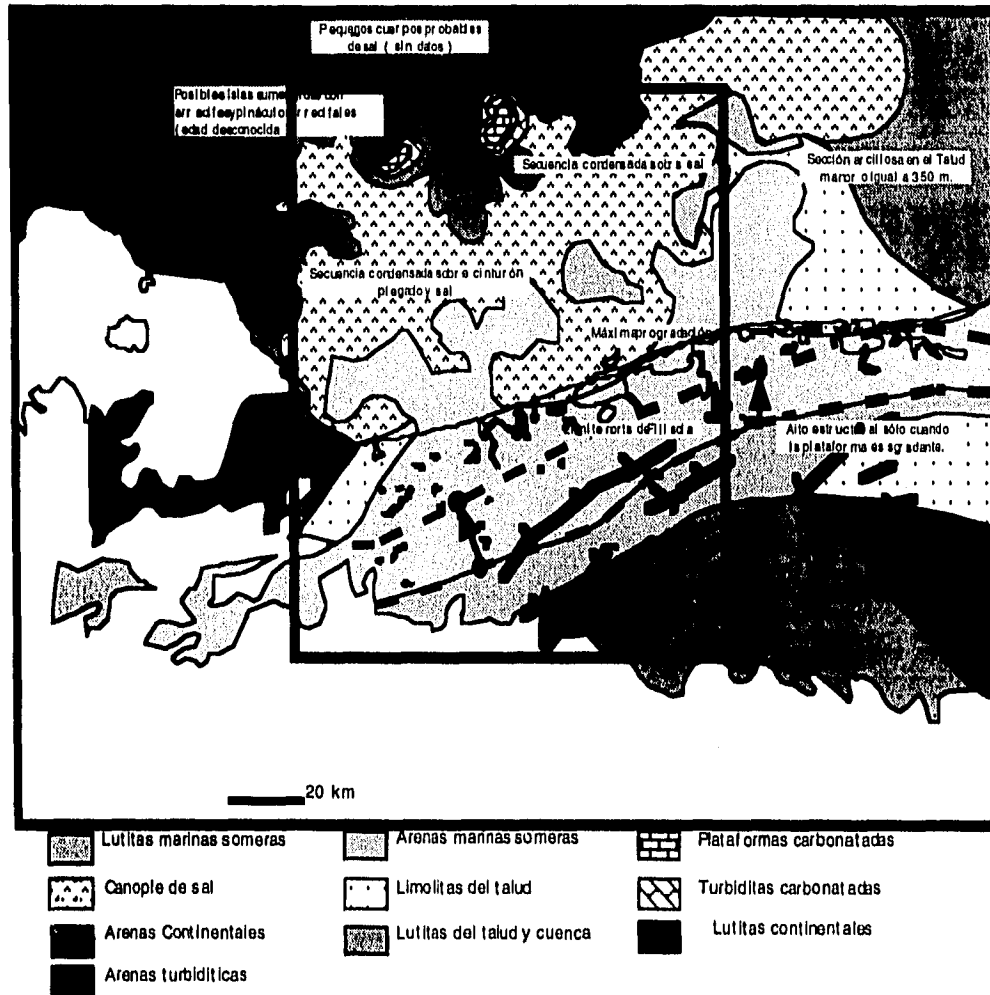


Figura 23. Mapa de facies de 5.5 a 3 m.a. (tomado de Proyecto Marbella, 1994)

Geometría Interna

Varios límites de secuencias han sido identificados dentro de la tectonosecuencia del Plioceno-Pleistoceno lo que permitió subdividir a la tectonosecuencia en tres paquetes principales: Plioceno Inferior (5.5 a 3 m.a.), Plioceno Superior (3 a 1.4 m.a.) y Pleistoceno (1.4 a 0 m.a.). Cada paquete define una serie de grandes cuencas de evacuación en forma de cuña y registra un avance mayor hacia el mar desde el borde de la plataforma. Internamente cada paquete está caracterizado por patrones sísmicos divergentes con traslape hacia la cuenca sobre la soldadura de sal.

En los registros estas cuñas de progradación exhiben hacia la cuenca transición de facies de planicies deltaicas (Paraje Solo) a facies de frente de delta (Filisola) hasta las facies de turbiditas de talud (Encanto). La progradación de estas facies es fácilmente visualizada en los registros de los pozos en las LR 1 y 2. La sísmica y los registros muestran que las turbiditas de la Formación Encanto pasan a la cima a areniscas deltaicas y pueden ser consideradas como turbiditas entejadas (shingled turbidites).

Los límites de las litofacies (Formaciones) cruzan las líneas de tiempo. Las implicaciones son que las formaciones convencionales (Encanto, Filisola y Paraje Solo), representan cambios laterales de

facies y serán progresivamente más jóvenes hacia el noroeste, por lo que en realidad estos nombres han sido usados como indicadores de biofacies.

Estilo Estructural

La deformación durante el Plio-Pleistoceno es predominantemente evacuación de sal y el desarrollo de fallas de acomodamiento asociadas (*Figuras B8, B9 y B10*). Grandes áreas en las cuencas de Comalcalco y de Los Pescadores están caracterizadas por un echado fuerte y uniforme hacia el norte (*Figura 21 y Anexo 3*). Los márgenes norte de estas cuencas de evacuación de sal son rasgos contra-regionales, los cuales se asemejan a grandes fallas de crecimiento. Sin embargo, en realidad representan el frente de la evacuación de la sal que marca el desplazamiento progresivo de la misma (*Figura B9 y 22*). Dentro de las cuencas hay fallas que son producidas por acomodación a medida que los sedimentos son rotados durante la subsecuente evacuación de la sal.

Relación con Eventos Tectónicos

Esta tectonosecuencia está marcada por un mayor aporte de sedimentos y una rápida progradación hacia el norte del borde de la plataforma. El alto aporte de sedimentos se piensa que refleja el levantamiento regional isostático de Chiapas debido al desprendimiento del Bloque Chortis por el desplazamiento transcurrente a lo largo de la zona de falla Motagua-Polochic y la rotación en sentido contrario de las manecillas del reloj, esto último inducido por el desplazamiento hacia el norte de la Placa del Caribe. La progradación de esta potente cuña clástica provocó la fase mayor de movilización de las canopies oligo-miocénicas y el desarrollo de extensas cuencas de evacuación de sal. Por lo anteriormente expuesto, esta tectonosecuencia es caracterizada por un complejo arreglo de estructuras relacionadas a sal y grandes cuencas de evacuación con un potente relleno plio-pleistoceno.

V.- MARCO TECTONICO ESTRUCTURAL

A.- DESCRIPCION DE LAS SECCIONES REGIONALES

En el presente trabajo sólo se incluyen como anexos las interoretaciones geológicas de las Líneas Regionales 2 y 4, que son las mas ilustrativas. A continuación se da una descripción general de estas líneas; varias de las observaciones son también referidas en diferentes secciones del trabajo.

Línea Regional 2 (Anexo 1)

Esta línea corre SE-NW, desde el frente de la Sierra de Chiapas hasta tirantes de agua de 350 m en el Golfo de México.

En la línea 7/25 (*Anexos 1 y 5*) se aprecia claramente la expresión sísmica de la plataforma carbonatada cretácica de Iris; la estructuración temprana señalada por el traslape de rocas del Cretácico Tardío (Santoniano) sobre dicha plataforma, así como el primer emplazamiento alóctono de sal en el Paleógeno, provocado por el inicio de la compresión.

También destacan los cambios de espesor de la plataforma hacia la cuenca a nivel del Cretácico (Límite de la tectonosecuencia 94 m.a.).

En estas líneas no se aprecia el perfil del basamento, aunque se interpreta un nivel de sal autóctona (3/25), asociado a patrones sísmicos divergentes por encima de él, que podría corresponder al Oxfordiano.

En las líneas 7/6 (*Figura 21*) y 7A/6 (LR 2) la sección mesozoica se profundiza (se muestra la posible presencia de sal remanente en el área de Tabasco) y se interpreta una gran soldadura de sal a nivel del límite de la tectonosecuencia del Mioceno Temprano-Medio. Es significativo también el acúñamiento de la tectonosecuencia del Plioceno sobre el límite de la tectonosecuencia del Mioceno Medio-Tardío, lo cual da idea de la fase de estructuración mas reciente.

En estas líneas se aprecia la presencia de fallas contraregionales (que guardan un relación de ortogonalidad con el patrón de deformación compresivo de Chiapas-Tabasco, según García Molina, 1994), asociadas al gran aporte de sedimentos derivados del levantamiento regional del Macizo y la Sierra de Chiapas y a la evacuación de la sal, lo que en conjunto da origen a la Cuenca de Evacuación de Sal de Comalcalco durante el Plioceno Temprano.

La progradación de la plataforma se aprecia tanto en la información sísmica como en los patrones de los registros de pozos. En la línea 20W/75 (*Anexo 4*) se observa el gran aporte de sedimentos, así como el desarrollo de nuevas fallas contraregionales y la expulsión de la sal que da origen a la Cuenca de Evacuación de Pescadores en el Plioceno Tardío. En esta línea se muestran los límites 3.0 y 1.4 m.a. que se identificaron dentro de la tectonosecuencia del Margen Levantado (5.5-0 m.a.).

En las líneas 7/6 y 7A/6, son evidentes los traslapes hacia la cuenca en la base de las tectonosecuencias 5.5 y 3 m.a.. En la línea 20W/75 la estructura Almeja puede corresponder a una estructura tipo tortuga, con fallas de acomodo en su porción crestal.

En la línea 10095, se aprecia la formación más joven de fallas contraregionales, la continua expulsión de la sal hacia niveles superiores y el desarrollo de una sábana salina alóctona. También se observa la formación de minicuevas o cuencas intrasalinadas. Los sedimentos mas jóvenes encima de la parte frontal de la canopia corresponden a la secuencia 1.4 m.a.

En esta línea aunque la calidad de la información sísmica no es buena, se trata de plasmar la idea de un cinturón plegado por abajo de la canopie y que corresponde al Cinturón Plegado de Marbella Norte.

Línea Regional 4 (Anexo 2)

Esta línea corre W-E, perpendicularmente a los campos terciarios de Agua Dulce y a rumbo en la Cuenca de Evacuación de Sal de Comalcalco. El área de Agua Dulce está interpretada como un cinturón plegado con remanente de una canopie de sal en los altos de las estructuras. La interpretación del mesozoico elevado abajo de los campos terciarios es conceptual.

En la porción oriental de la línea se tiene la depresión de la Cuenca de Evacuación de Comalcalco, observándose reflectores preferentemente paralelos, así como un patrón de registros indicativos de facies turbidíticas en la porción media de la tectonosecuencia 5.5 m.a., que también son observadas por terminaciones de traslape hacia la cuenca sutiles en la información sísmica que parecen indicar la presencia de turbiditas entejadas (singled turbidites); estas facies pasan verticalmente hacia la cima a arenas de plataforma en la secuencia 3 m.a.

Se observa también que en esta porción del área de estudio, la fase de estructuración es más joven, pues la base de la tectonosecuencia 5.5 m.a. se encuentra deformada, lo cual es indicado por la geometría de este límite sobre las estructuras, así como por el fallamiento inverso en el extremo derecho inferior de la línea.

Para el límite de la tectonosecuencia 21 m.a. se han interpretado canales conductores de los sedimentos clásticos provenientes del sur y que fueron distribuidos hacia el norte atravesando las canopies. Normalmente, en las tectonosecuencias 21 y 12.5 m.a., las arenas turbidíticas se encuentran traslapando y acuñando sobre los anticlinales y son las principales rocas almacenadoras en los campos terciarios.

En la porción occidental de la línea se aprecia la estructuración en 12.5 m.a., evidenciada por el traslape del límite de secuencia 12.5 sobre los anticlinales, así como una renovada fase de estructuración en 5.5 m.a., evidenciado porque esta tectonosecuencia forma parte de las estructuras. El límite 3.0 m.a. es disarmónico estructuralmente aunque hacia la porción más occidental de la línea también participa en la deformación.

La geometría de la sal indica una naturaleza alóctona y se considera emplazada a fines del Paleógeno, removilizada en el Oligoceno Temprano y plegada durante la fase de estructuración de 12.5 - 5.5 m.a.. Hacia el occidente la sal aflora constituyendo la Canopie de Sal Somera.

La calidad de la información sísmica por debajo de la sal es mala y sólo aisladamente se aprecian reflectores subsalinos. La presencia de un cinturón plegado que involucra al mesozoico y paleógeno es interpretativo y representa una idea a probar.

B.- PROVINCIAS ESTRUCTURALES

Las principales provincias estructurales del área de estudio se muestran en la *Figura 24*, que está basada en el espesor de las tectonosecuencias del Mioceno Medio-Reciente (12.5 -0 m.a.). Estos espesores varían de unos cuantos cientos de metros en el frente de la Sierra de Chiapas hasta mas de 8,000 m en el centro de las cuencas de Comalcalco y Pescadores. En la figura se muestra también la distribución original de las canopies paleógenas, las cuales fueron posteriormente cargadas (Mioceno Medio-Reciente) por los sedimentos provenientes de la erosión del Macizo de Chiapas y de las cuencas de antefosa paleógenas de la Sierra de Chiapas, expulsando la sal hacia el norte y formando las extensas cuencas de evacuación salina presentes en el área de estudio.

Las distintas regiones con características estructurales propias son:

Macizo de Chiapas

El Macizo de Chiapas constituido por rocas metamórficas e ígneas paleozoicas y aún más antiguas se estima que fué levantado por cabalgamiento. Rocas de similar litología y edad a las expuestas en el Macizo de Chiapas, se interpretan como el probable basamento de la sección sedimentaria en el área de estudio. Representa, en el área de estudio, la única estructura compresional donde el basamento está claramente involucrado, en tanto que todas las demás estructuras mayores parecen despegar en o sobre los niveles de sal autóctona.

Sierra de Chiapas

En términos generales, la Sierra de Chiapas es el cinturón de pliegues y cabalgaduras en superficie, asociado en el noreste del Macizo de Chiapas. La mayor parte de la Sierra de Chiapas se encuentra fuera del área de estudio.

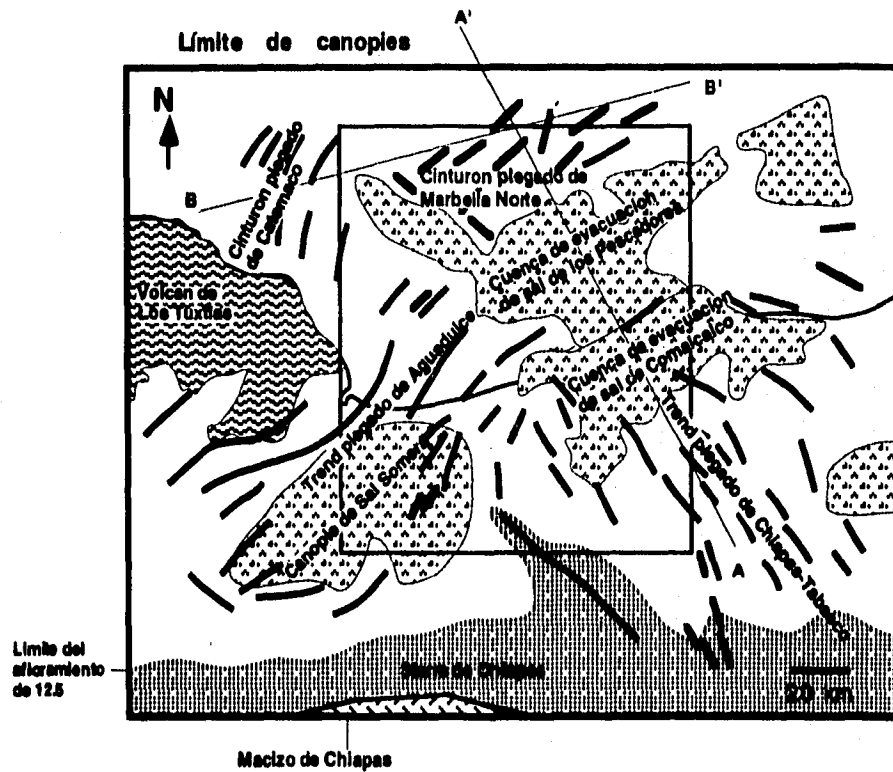


Figura 24. Provincias Estructurales del área de estudio

Cinturón Plegado Chiapas-Tabasco (Ver Línea Regional 2)

Este alineamiento estructural en realidad representa la continuación en el subsuelo y hacia el área de estudio del cinturón plegado de la Sierra de Chiapas, con la única diferencia que en la Sierra de Chiapas están involucradas rocas mesozoicas y paleógenas de plataforma, en tanto que en Chiapas-Tabasco participan en la deformación las facies equivalentes de cuenca.

Consiste de una serie de pliegues y cabalgaduras, los cuales probablemente despegaron sobre la sal autóctona, sin involucrar al basamento. El rumbo general de este alineamiento es NNW-SSE. La mayoría de las cabalgaduras tienen vergencia hacia el NE, aunque la parte de este alineamiento que flanquea al Macizo de Chiapas está dominado por retrocabalgaduras con vergencias hacia el SW (Cerro Nanchital y Solosuchil). La fase principal de plegamiento ocurrió hace más o menos 21 m.a., con algunas etapas menores de compresión en el Paleógeno Temprano y Cretácico Tardío y modificaciones posteriores en el Plio-Pleistoceno.

Cinturón Plegado de Agua Dulce (Ver Línea Regional 4)

Esta provincia estructural se propone en este trabajo y está representada en el subsuelo por una serie de pliegues y cabalgaduras orientados 45° (NE-SW). A pesar de las diferentes orientaciones los alineamientos estructurales de Agua Dulce y Chiapas-Tabasco parecen ser similares, toda vez que el cinturón plegado de Agua Dulce se ha interpretado despegando sobre sal autóctona, involucrando a las plataformas carbonatadas mesozoicas pero no al basamento. La información sísmica y los pozos dan evidencia para pensar que estas estructuras se formaron al mismo tiempo que las de Chiapas-Tabasco, alrededor de hace 21 m.a.. La formación de estos pliegues fue acompañada por (o estrechamente asociada a) el emplazamiento de la canopie de Sal Somera hacia la cima de los mismos. Los pliegues fueron levantados en 12.5 m.a. y también posteriormente durante el Plio-Pleistoceno por un extensivo movimiento de la sal.

La compleja interacción entre la tectónica salina y la extensión neógena ha sido también documentada en el subsuelo de la Sonda de Campeche, donde abundantes cuerpos de sal se identificaron en la información sísmica y han sido cortados por los pozos. Estos cuerpos alóctonos de sal se interpretan como remanentes de diapiros los cuales fueron movilizados desde el núcleo de pliegues más profundos, como consecuencia de la carga de sedimentos neógenos (García Molina, 1994, p.150)

Canopie de Sal Somera (Ver Línea Regional 4)

Esta es una gran canopie de sal alóctona emplazada en el fondo del mar en la cima de sedimentos oligocénicos más o menos hace 21 m.a. y que actualmente aflora en la porción occidental del área de estudio. La canopie se formó casi al mismo tiempo que los pliegues de Agua Dulce e incluso la misma canopie parece haber sido plegada. El espesor y las facies de los sedimentos depositados sobre ella fueron controlados por el paleorelieve generado por las estructuras compresivas y las cuencas de evacuación de sal.

Cuencas de Comalcalco y de Pescadores (Ver Líneas Regionales 2 y 4)

En este trabajo se propone la provincia de la Cuenca de los Pescadores ubicada en aguas someras enfrente de la Cuenca de Comalcalco (*Figura 24*).

Al mismo tiempo que la canopie de Sal Somera era emplazada, grandes cantidades de sal fueron esparcidas cerca del fondo marino en las áreas de Comalcalco y Pescadores, dando origen a una extensa canopie la cual se alojó entre las áreas altas formadas durante la fase de plegamiento de 21 m.a.; así, esta sal era muy delgada e incluso ausente en el área de Magallanes-Cinco Presidentes y gruesa en el área de Comalcalco. La canopie de Sal Somera no estuvo afectada por sedimentación posterior sobre ella y se ha conservado en su posición original de emplazamiento.

Durante el Plioceno Temprano, la plataforma clástica había avanzado lo suficiente hacia el norte (*Figura 15*) de tal manera que, grandes volúmenes de turbiditas empezaron a ser depositadas encima de la sal en el área de Comalcalco, formándose una extensa Cuenca de Evacuación Contra-Regional, la cual desplazó casi toda la sal hacia el norte, expulsándola del área de Comalcalco hacia el área Pescadores. Esta cuenca de evacuación es conocida como la Cuenca de Comalcalco, la cual está limitada al sur, este y oeste por áreas elevadas debido a plegamiento y cabalgamiento (*Figura 25*).

En el Plioceno Tardío grandes volúmenes de sedimentos turbidíticos fueron aportados en el área de Pescadores, formando otra gigantesca y asimétrica cuenca de evacuación (*Figura 25*). La sal fue desplazada hacia el norte y oeste. Esta cuenca del Plioceno Tardío-Pleistoceno, estructuralmente muy parecida a la de Comalcalco, se denomina en este trabajo Cuenca de Pescadores.

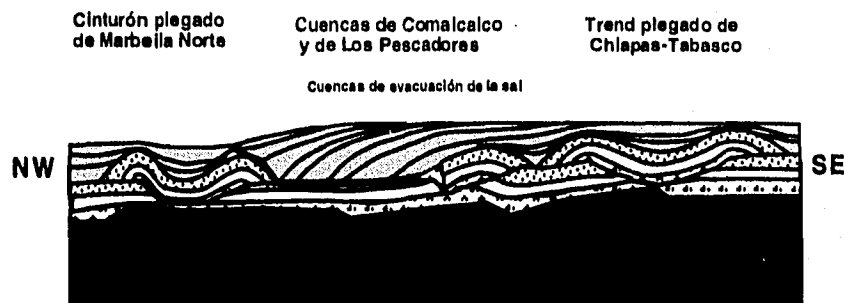


Figura 25 .Sección esquemática A'-A que muestra los estilos estructurales en los cinturones plegados de Chiapas-Tabasco y Marbella Norte y las cuencas de evacuación de Comalcalco y Pescadores.

Cinturón Plegado de Marbella Norte

En la porción norte del área de estudio existe en el subsuelo otro cinturón plegado que en este trabajo se denomina Cinturón Plegado de Marbella Norte y que constituye el límite septentrional de la Cuenca de Los Pescadores (*Figura 26*). Este cinturón plegado parece despegar sobre sal autóctona (indicado por el hecho de que las fallas mayores comúnmente acarrear sal a niveles superiores), estando aparentemente involucrada la secuencia carbonatada mesozoica. El estilo estructural de anticlinales amplios sin vergencias predominantes, ilustrado en la *Figura 26*, es típico de cinturones plegados subyacidos por sal, con el desarrollo de anticlinales amplios sin sentido dominante en la dirección de la vergencia. Los pliegues se formaron probablemente hace más o menos 12.5 m.a.; no hay evidencia de ningún movimiento anterior.

Por otro lado, es importante mencionar que esta edad es inferida con base en correlaciones sísmicas a través de largas distancias, pasando por áreas estructuralmente complejas y además sin control de pozos para asignar edad a la discordancia más notable y que nos indica la edad de la estructuración.

La compresión ocurrida en 12.5 m.a., combinada con basculamientos regionales asociados al peso ejercido por el bloque Chortis en el sur, elevaron la cima de las estructuras incluso tal vez por arriba del nivel del mar, generando un archipiélago de islas, la mayoría de las cuales fueron posteriormente erosionadas. Algunas de estas islas pudieron haber sido bordeadas por carbonatos arrecifales.

En el Plio-Pleistoceno, debido al rebote isostático que provocó el desprendimiento del bloque Chortis, las islas se hundieron, estableciéndose condiciones de aguas profundas de tal manera que pináculos arrecifales pudieron haberse formado en la cima de algunas de estas islas que subsidían. También durante este tiempo, el área fué rellenada por sedimentos turbidíticos provenientes del sur y parte de la sal somera fué movilizada para formar domos y diapiros de segunda generación (ver Apéndice B).

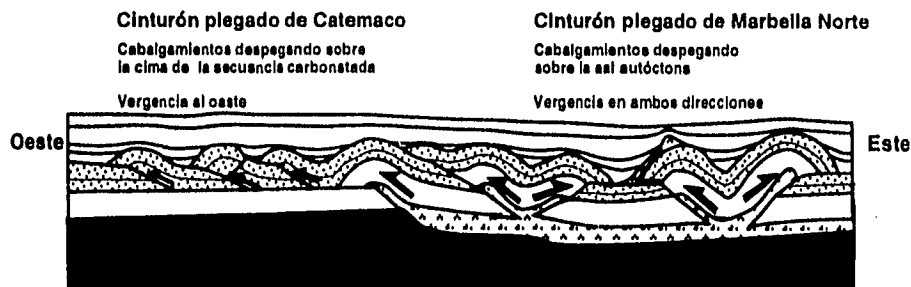


Figura 26. Sección esquemática B-B' que muestra el estilo estructural en las áreas de Catemaco y Marbella Norte

Visto en mapas, el patrón de plegamiento de Marbella Norte es muy diferente a todos los demás cinturones plegados del área de estudio; en lugar de formar lineamientos paralelos tienen formas irregulares de amiba. Tal vez, debido a que los pliegues son producidos por la interferencia de dos trends perpendiculares que se intersectan, además también debido a la combinación de levantamiento, erosión, probable evolución de plataformas de carbonatos y diapirismo salino.

Cinturón Plegado de Catemaco

En la porción noroccidental del área de estudio se documenta en este trabajo un cinturón plegado orientado NNE-SSW (30°) (Figura 27). Estos pliegues parecen haber sido formados principalmente durante 12.5 m.a. (aunque al igual que en el área Marbella Norte, no hay control de pozos); sin embargo, al aplanar algunos horizontes sísmicos en la Estación de Trabajo, pudo inferirse que tal vez la estructuración inicial ocurrió durante el Paleógeno.

De nueva cuenta, las estructuras son muy diferentes a las de los otros cinturones plegados descritos. La Figura 26, muestra las diferencias entre estas estructuras y las de Marbella Norte.

Las estructuras en esta área son fuertemente asimétricas, con una vergencia predominante hacia el oeste y no hay evidencia de que la sal esté involucrada. El nivel de despegue es estratigráficamente más alto y los anticlinales exhiben un estilo estructural típico de cinturones plegados asociados a despegue en niveles arcillosos y no en sal.

La explicación más lógica para esta diferencia es sugerida en la Figura 26, el nivel de despegue está por encima de la sal autóctona, en la sección arcillosa marina del Paleógeno. Como consecuencia de este nivel de despegue más alto, los carbonatos mesozoicos no están involucrados en estas estructuras. Además, el inicio de este cinturón plegado de Catemaco parece corresponder con el límite occidental de la sal autóctona.

Comparación con modelos previos

El modelo estructural presentado en este trabajo difiere en algunos aspectos a los conceptos previos que se tenían del área de estudio. La presencia de grandes cantidades de sal en las Cuencas Terciarias del Sureste se conoce desde hace tiempo. Esta sal se considera de edad Jurásica, equivalente a la sal Louann de Texas-Louissiana, depositada ampliamente en el norte del Golfo de México y, del mismo modo que en el norte, aquí la sal exhibe una gran historia de movimiento que genera gran complejidad estructural. La presencia de sal en diferentes niveles estratigráficos, particularmente dentro de sedimentos del Oligoceno y Mioceno Temprano, llevó a algunos autores a postular varias edades para la depositación de la sal. En este trabajo se considera que toda la sal identificada en el área se ha derivado a partir de la sal jurásica autóctona.

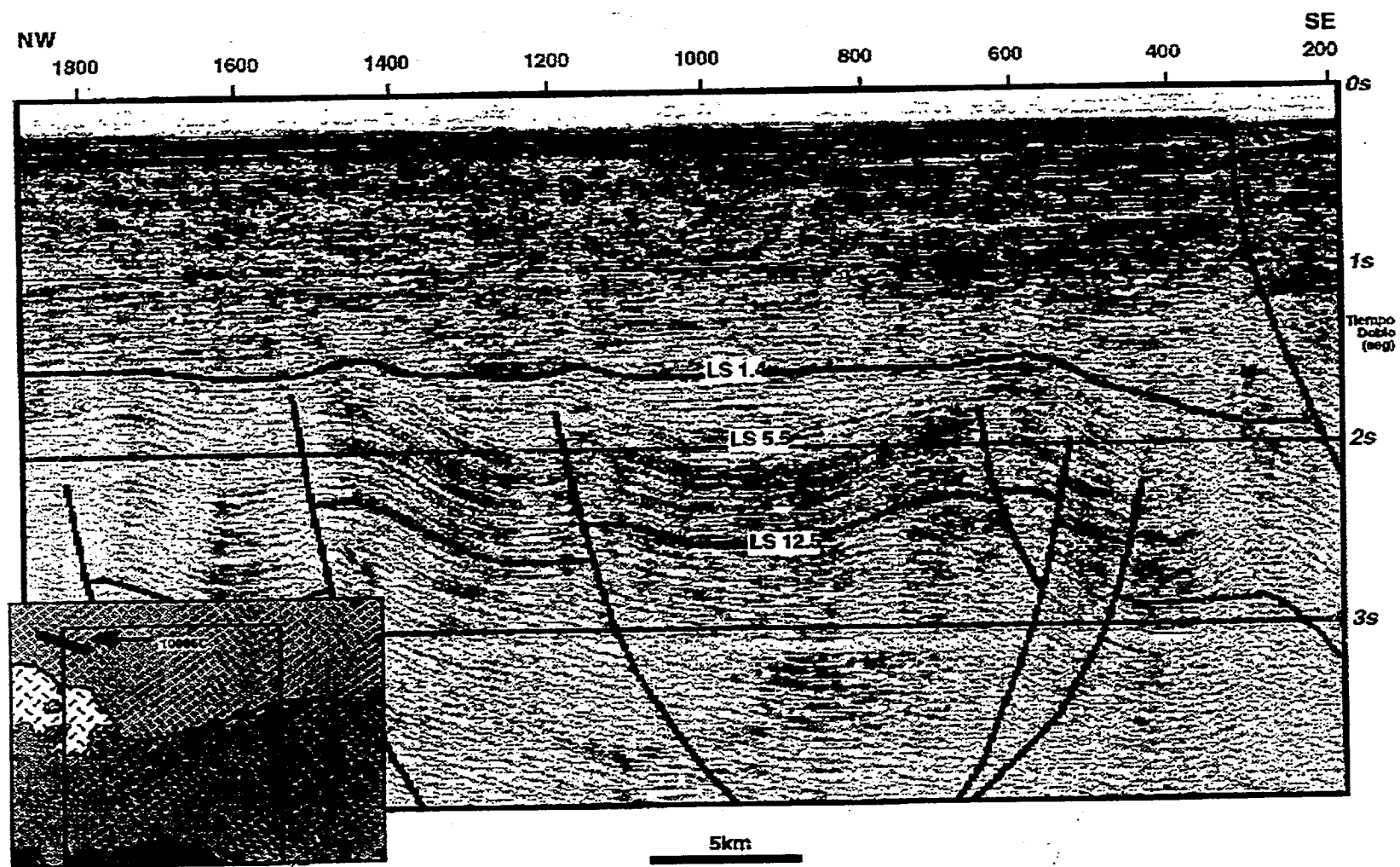


Fig. 27 Línea Sísmica 10006C.

Este nivel autóctono de sal actuó como un nivel de despegue muy importante durante la compresión del Cretácico Tardío-Terciario facilitando la propagación del plegamiento y cabalgamiento más allá del frente plegado de la Sierra de Chiapas. La sal basal separó la cobertura sedimentaria del basamento. Los efectos de la compresión, que se iniciaron en el margen activo Pacífico de la placa de Norteamérica, se transmitieron hasta aguas profundas en el talud de la porción sur del Golfo de México sobre este nivel de despegue salino. Así, las estructuras de Cantarell y el cinturón plegado de aguas profundas reconocido en el área Marbella forman parte de esta extensa provincia estructural.

La presencia en la base de la secuencia de un nivel de despegue salino podría explicar también la divergencia en las tendencias del plegamiento, desde una tendencia SW-NE en la parte occidental del área Marbella, hasta una orientación W-E en Marbella Norte y NW-SE en la Plataforma de Campeche y el área de Chiapas-Tabasco. La difracción en las tendencias del plegamiento en el oeste se interpreta como el límite de la cuenca salina jurásica. El papel de las evaporitas al determinar y limitar el desarrollo lateral de los pliegues ha sido bien documentada en cuencas similares en otras partes del mundo, como en las montañas Franklin de Canadá y en el cinturón plegado del Jura en Europa (Davis y Engelder, 1985).

Las interpretaciones convencionales en las Cuencas Terciarias del Sureste enfatizan el rol del diapirismo como "el mecanismo principal formador de estructuras en el Terciario". La mayoría de los campos productores en la Cuenca de Comalcalco se asociaron a domos salinos (Santiago, 1980). La *Figura 28* es un esquema a partir de la interpretación de una línea sísmica que corre paralela a la costa, en el área de los campos Tortuguero y Rabón Grande, tomada de interpretaciones recientes (1992) de Pemex.

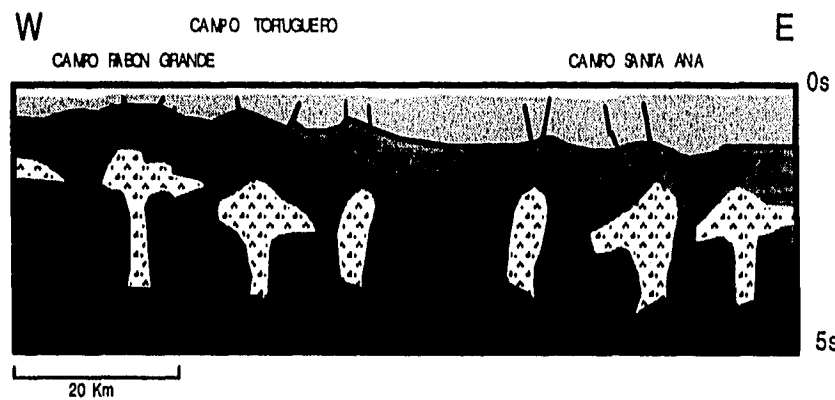


Figura 28. Interpretación de una línea sísmica en el área costera de Coatzacoalcos, enfatizando el rol del diapirismo salino en el desarrollo estructural.

Indudablemente existen diapiros aislados en el área de estudio (Camargo y Quezada, 1991). La estructura Rosario, por ejemplo, al sur en la parte terrestre, es una estructura muy estrecha y abrupta en sus flancos y nucleada con sal de origen probablemente diapírico (Basurto, 1992). Sin embargo, en los campos terciarios del área de Agua Dulce y costa afuera en el área Marbella existen significantes evidencias de que la sal está presente en algunos niveles estratigráficos como remanente de un sistema de canopies antiguo y plegado. El concepto de canopies de sal o cuerpos de sal expelidos y fluyendo sobre el fondo del mar a manera de una masa glaciaria (como se describe en el Apéndice B), es actualmente bien aceptado en el norte del Golfo de México y se ha aplicado también en otras cuencas del mundo, como en la cuenca del Norte del Mar Caspio.

En la interpretación presentada en este trabajo, el desarrollo de las canopies de sal inicia en el Paleógeno en respuesta al cabalgamiento y carga sedimentaria al sur del área de estudio. Las canopies más extensas se formaron durante el Oligoceno y Mioceno Temprano. Estas canopies fueron plegadas por el evento compresivo del Mioceno Medio en 12.5 m.a. y subsecuentemente modificadas; una depositación turbidística entre los sinclinales cargaron la canopies provocando la migración de la sal hacia las estructuras altas vecinas, las cuales, consecuentemente, se expandían a medida que los sinclinales subsidían.

Como resultado de esto, la distribución de la sal fué muy compleja, con partes remanentes de canopies en las estructuras, a menudo separadas por "soldaduras" en las partes bajas de los sinclinales, las cuales son un elemento importante para explicar la carga de los campos terciarios encima de las canopies. En las áreas donde extensas porciones de las canopies aún están presentes, como en el área del campo Moloacán y Coatzacoalcos, los *plays* no existen por encima de la sal debido a la gran extensión del sello lateral por la presencia de la sal.

La diferencia entre un modelo estructural basado en diapirismo salino, como se había interpretado anteriormente y un estilo compresional de pliegues y cabalgaduras como se interpretó en este estudio se muestra a través de dos versiones esquemáticas de una sección regional en las Figuras 29 y 30. Como se describió en párrafos anteriores, la presencia de sal autóctona en el Jurásico ha generado una cuña de deformación delgada y angosta en el frente del cinturón plegado de Chiapas, con gran dispersión de la deformación en el antepaís que la bordea. La sal abajo de los campos productores terciarios en el área de Agua Dulce se interpreta como remanente de una sábana de sal la cual está subyacida tal vez por una columna del Paleógeno y Mesozoico plegados.

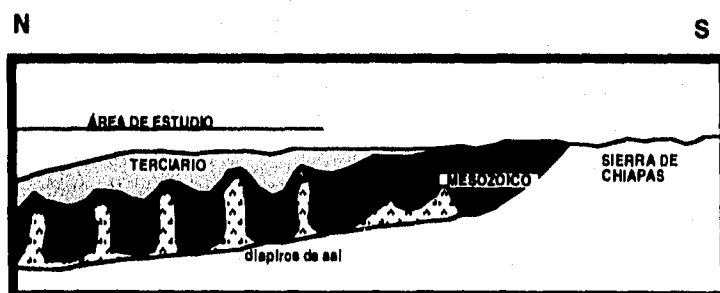


Figura 29. Sección esquemática a través del área Marbella que ilustra el modelo estructural prevaleciente al inicio del estudio.

Gran cantidad de penetraciones de pozos en el área de estudio apoyan el modelo de la canopies de sal, los pozos han cortado cuerpos de sal que varían en espesor desde varios cientos de metros hasta 3.5 km que, en ocasiones, tienen cuerpos sedimentarios dentro de ellos. Ejemplo de algunos pozos son el Sal Somera-1, Palangre-1, Gurumal-2 (Basurto, 1992) y Rabasa-1 (Basurto, 1992) en tierra y Yabkaan-1, Yaxche-1 y Oktán-1 en el mar. Además, se realizaron varios importantes descubrimientos por debajo de las canopies de sal en el área costera de la porción oriental del área del proyecto, como el Campo Yaxche.

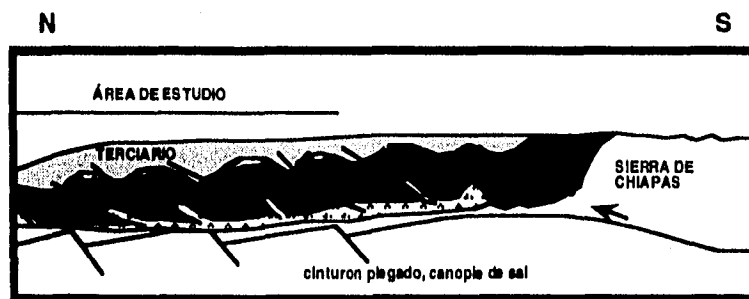


Figura 30. Sección esquemática a través del área Marbella que ilustra el modelo estructural propuesto en este trabajo.

La interpretación de plegamiento y cabalgamiento con el emplazamiento de sal obviamente tiene una gran repercusión en la prospectividad del área de estudio. Podrían existir yacimientos potenciales en estructuras por debajo de la sal y la elevación asociada al cabalgamiento pondría a las rocas almacén mesozoicas a profundidades accesibles para la barrena. La importancia de los *plays* subsalinos es enfatizada por la reciente gran actividad en el norte del Golfo de México, donde el descubrimiento del campo Mahogany, en 1993, ha motivado un enorme interés en la exploración por debajo de la sal. Esta actividad exploratoria está siendo conducida por los grandes avances en la tecnología sísmica, que es definitiva para tener una buena imagen de la sección subsalina (Ratcliff, 1992).


La Línea Regional 4 (que pasa a través de los campos terciarios de Agua Dulce) ilustra un mínimo de la interpretación de la sal que sugiere que muy poco de la sal alóctona formada a partir de las canopies del Oligoceno y Mioceno Temprano ha permanecido en su lugar. La mayoría ha sido removida debido a la carga de los sedimentos del Neógeno hacia aguas profundas en el Golfo de México o ha sido disuelta en el lecho marino. (Ver Apéndice B)

VI-EVOLUCION GEOLOGICA

En esta sección examinaremos con más detalle el área de estudio, enfatizando la asociación entre evolución estructural y los procesos depositacionales, principalmente para el Neógeno.

La evolución geológica del área de estudio se resume en la *Figura 31* la cual está basada en la identificación y edad de 8 tectonosecuencias definidas en el área y que representan los eventos mayores en la modificación de la geometría de la cuenca. Algunos de estos eventos son tectónicos (inicio y terminación del rift, compresión) y algunos otros se asocian a cambios eustáticos en el nivel del mar. Estas 8 tectonosecuencias definen la evolución desde el Jurásico hasta el Reciente.

ERA	EPOCA	EVENTOS TECTONICOS Y EUSTATICOS	TECTONOSECUENCIAS m.a.
NEOGENO	PLIO- PLEIST	Deposición de Sal Llanuras del Mar	MARGEN LEVANTADO (Relleno Pasivo) 5.5
	MIOCENO	Continuación de las Estructuras ESTRUCTURACION MAYOR Continuación de Cargas	CINTURON PLEGADO 12.5 CUENCA ANTEFOSA ESTRUCTURADA 21
PALEOGENO	OLIGOCENO	Compresión Carga Pasiva Estabilización de Cargas	ANTEFOSA DEL PALEOGENO 58
	EOCENO		
	PALEOCENO		
CRETACICO	TARDIO	Continuación Inicial Inundación de las Plataformas	INUNDACION 94
	TEMPRANO	Subsidencia Termal Pasiva	MARGEN PASIVO II (Instalación de Plataformas) 134
JURASICO	TARDIO	Inicio del Rift de la Bacia	MARGEN PASIVO I (Transición del Rift) 144
	MEDIO	Extensión del Rift Intracontinental	SIN-RIFT 166



- Sal
- Extensión del Rift
- Compresión
- Subsistencia Termal
- Extensión por Carga

Figura 31. Tectonosecuencias del área de estudio

A continuación, un nombre es definido para cada tectonosecuencia y se incluye una descripción del ambiente tectónico regional, el mecanismo tectónico dominante dentro del área de estudio y los más importantes cambios en el nivel del mar asociados a cada una de ellas.

Jurásico Medio

Ambiente tectónico: Rift intracontinental
Tectónica activa: Rifting
Tectonosecuencia: Sin-rift del Jurásico Medio (169-155 ma)

La extensión regional y la expansión oceánica en el Golfo de México (*Figura 3*), formó importantes estructuras dentro del área de estudio (*Figura 32*), las cuales fueron interpretadas a partir de magnetometría (no incluida en el presente trabajo), como un conjunto de bloques de basamento que dió origen a una topografía de horsts y grabens orientada NNE-SSW (030°). La característica magnética de estas estructuras del rift es enmascarada en el oeste y en sur del área por los efectos del volcán de Los Tuxtlas y por el levantamiento compresional de la Sierra de Chiapas respectivamente.

La evidencia sedimentológica para la presencia del horst oriental es la amplia distribución de oolitas de plataforma del Kimmeridgiano, las cuales se piensa que se desarrollaron sobre altos de basamento (Quezada Muñetón y Sarmiento Bravo, 1987; Meneses Rocha, 1990 y Quezada Muñetón, 1992)

La tectonosecuencia del sin-rift del Jurásico Medio se depositó contemporáneamente al desarrollo de los "medios grabens".

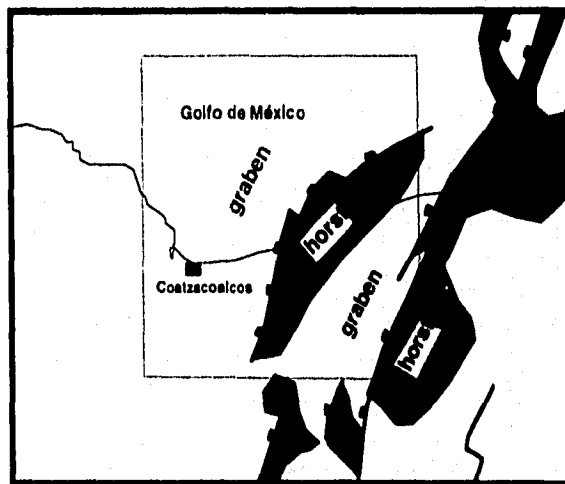


Figura 32. Geometría de bloques extensionales jurásicos interpretado de datos magnéticos

Jurásico Tardío a Cretácico Medio

Ambiente tectónico: Margen pasivo
Tectonosecuencias: Margen Pasivo I del Jurásico Tardío
(155 a 134 ma)
Margen Pasivo II del Cretácico Temp
(134 a 94 ma)

Durante este período, el área Marbella era un margen pasivo que no estaba afectado por ninguna tectónica activa, ya sea durante el periodo de expansión oceánica o al término de éste. La paleotopografía del basamento creada por la extensión del Jurásico Medio controló el depósito de las facies de plataforma en este tiempo, de tal manera que, las plataformas se desarrollaron sobre los bloques altos y las facies de cuenca en los grabens.

El límite entre las tectonosecuencias del Margen Pasivo I y II, se piensa que fue creado por un descenso mayor del nivel del mar, el cual permitió el establecimiento de plataformas carbonatadas de rudistas que caracterizan al Margen Pasivo II (Plataforma de Artesa-Mundo Nuevo, de la cual Iris-Giraldas es una porción y que se aprecia en la línea 7/25 de la LR2, Anexos 1 y 5).

Cretácico Tardío

Ambiente tectónico: Compresión inicial
Tectónica activa: Convergencia Pacífica
Tectonosecuencia: Inundación del Cretácico Tardío (94 a 68 ma)

El inicio de esta tectonosecuencia está definido por un descenso mayor del nivel del mar el cual trajo consigo karstificación, brechamiento y colapso de la mayoría de las plataformas previamente desarrolladas. Este evento fué seguido por una inundación regional que culminó en el Turoniano con la inundación de todas las plataformas en el Golfo de México. En este tiempo se tienen las evidencias para documentar el primer pulso compresivo significativo, que representa probablemente la primera evidencia de la colisión Chortis-Chiapas (Ver línea 7/25 de la LR2, donde se aprecia una fuerte superficie de traslape de sedimentos del Santoniano, sobre la parte superior de la plataforma Iris-Giraldas, Anexo 5).

Paleógeno

Ambiente tectónico: Cuenca de antefosa
Tectónica activa: Compresión menor. Inicio de canopy de sal
Tectonosecuencia: Antefosa del Paleógeno (68 a 21 ma)

Durante el Paleógeno, el incremento del empuje del Macizo de Chiapas y el bloque Chortis, así como la incipiente formación de la placa del Caribe, dieron por resultado el desarrollo de una cuenca de antefosa en el sur y oeste del área (ver bloque diagramático, *Figura 33*). El levantamiento del Macizo de Chiapas expuso el basamento y su cobertura sedimentaria, aportando brechas y conglomerados en las áreas cercanas y turbiditas principalmente arcillosas hacia la cuenca profunda (*foredeep*). Las estructuras compresivas dentro de esta antefosa fueron rápidamente sepultadas por el gran aporte turbidítico, aunque también sufrieron ligera reactivación y apretamiento. Evidencias sísmicas (*Figura 12*) y analogías geológicas (las rocas volcánicas de Los Tuxtlas parecen subyacidas por un alto de basamento, Jacobo Albarrán, 1995, comunicación personal, sobre el cual es posible que se hayan desarrollado plataformas carbonatadas) hacen pensar en la posibilidad de existencia de una plataforma carbonatada en el área de Los Tuxtlas y

ligeras posibilidades que otras plataformas hayan podido desarrollarse en forma aislada, (Figura 33).

Esta secuencia marca el cambio más notable y mayor en el estilo depositacional del área de estudio. El cambio está asociado equivalentemente a la fase principal de la Orogenia Laramide, la que generó una gran faja de pliegues y cabalgaduras que se extiende desde la parte central de Guatemala hacia el norte a través de la Sierra Madre Oriental y el oeste de los Estados Unidos. En el frente de esta faja plegada se formaron una serie de cuencas de antifosa, entre las que se incluyen las Cuencas Terciarias del Sureste, la Cuenca de Veracruz y la Cuenca de Tampico-Misantla, entre otras.

La mayoría de las extensas canopies iniciaron su emplazamiento en el Paleógeno asociado a la compresión inicial, (ver LR2 el emplazamiento temprano de la sal en la porción sur de la línea) y parecen haber crecido continuamente hasta el Paleógeno Tardío. La extensión de la sal mostrada en la Figura 24 representa la máxima extensión de las canopies para este tiempo; aunque la mayor extensión se dió hacia fines del Paleógeno, parte del área no estuvo cubierta sino hasta después del plegamiento ocurrido en el Mioceno Temprano.

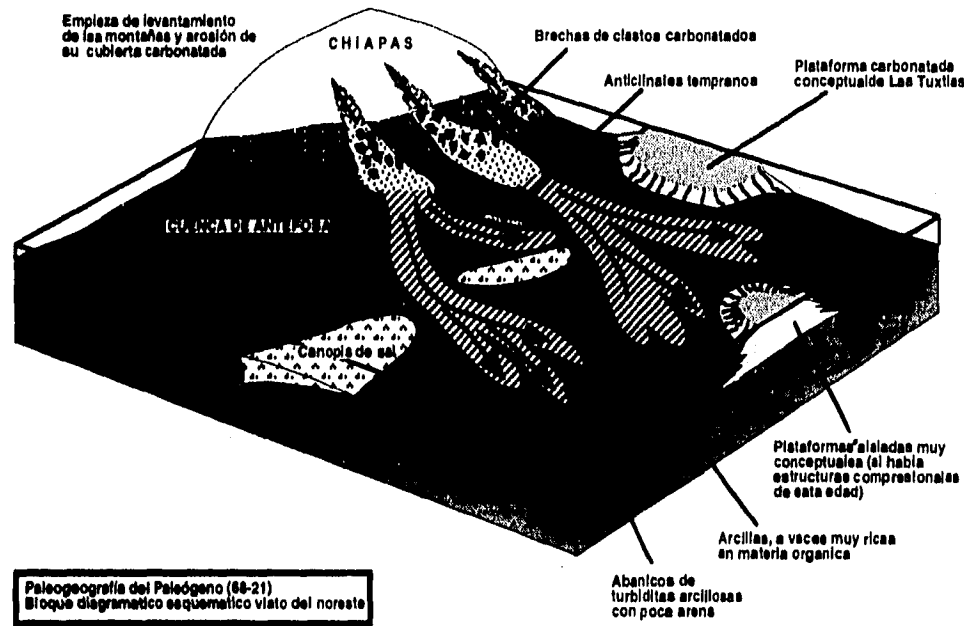


Figura 33. Paleogeografía del Paleógeno

Mioceno Temprano

Ambiente tectónico:	Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras
Tectónica activa:	Fase mayor de cabalgamiento hacia el sur
Tectonosecuencia:	Cuenca de Antefosa Estructurada del Mioceno Temprano-Medio (21 a 12.5 ma)

Hacia fines del Paleógeno Tardío e inicio del Mioceno Temprano (cerca de 21 ma), una importante fase de plegamiento y cabalgaduras (asociado a la colisión oblicua entre Chortis y el sureste de México) ocurrió en la antefosa, en la parte sur del área de estudio (ver bloque diagramático de la *Figura 34*), principalmente en las áreas de Agua Dulce y Chiapas-Tabasco. En el área de Catemaco y Marbella Norte no existe una clara evidencia de plegamiento para este tiempo (*Figura 27*).

Esta estructuración tuvo notable influencia en la distribución de las facies de depósito. El levantamiento del Macizo y de la Sierra de Chiapas aportó grandes volúmenes de conglomerados y arenas en forma de flujo de detritos y turbiditas, los cuales fluyeron hacia el norte. En la parte sur del área de estudio, estos flujos gravitacionales encontraron en su camino topografía elevada relacionada a los plegamientos de Agua Dulce y Chiapas-Tabasco y, además tuvieron que atravesar grandes extensiones de las canopies de sal. Por esta razón, en la porción sur, los sedimentos quedaron confinados dentro de los sinclinales y las cuencas de evacuación. Sin embargo, en la porción norte, que no había sido aún deformada, estas corrientes turbidíticas no debieron haber encontrado ningún obstáculo en su camino y desarrollar abanicos de fondo marino (basin floor fan) sin restricción, los cuales fueron canalizados a través de los sinclinales (ver Línea Regional 4).

En el área de Kinil (el pozo cortó 530 m de calizas de plataforma miocénicas), se interpreta que la elevación de las estructuras propició la instalación de condiciones marinas someras donde pudieron haberse desarrollado plataformas carbonatadas. Estas estructuras pudieron estar asociadas a compresión o a movimiento salino. Otro ejemplo en tierra es la Caliza Macuspana.

La gran canopy que subyacía en la Fosa de Comalcalco y la Cuenca de Pescadores alcanzó su máxima extensión en este tiempo. Los pliegues en el alineamiento de Agua Dulce fueron cubiertos por una sábana de sal, en algunos lugares relativamente delgada, pero en otros de varios kilómetros de grosor. (ver Línea Regional 4)

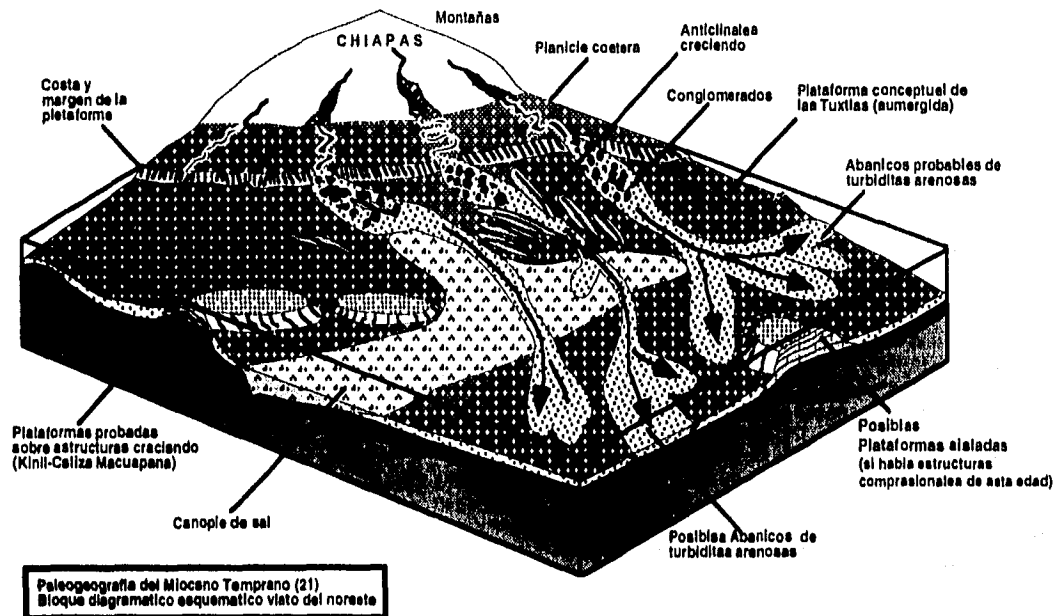


Figura 34. Paleogeografía del Mioceno Temprano

Mioceno Tardío

Ambiente tectónico:
Tectónica activa:
Tectonosecuencia:

Antefosa asociada a Cinturón cabalgado
Fase mayor de cabalgamiento en el norte
Cinturón Plegado del Mioceno Medio-Tardío

Al inicio del Mioceno Tardío (12.5 m.a.), se tiene la fase mayor de compresión (asociada a la fase culminante de la colisión de Chortis en el Pacífico y la interacción de la placa del Caribe), lo cual provocó aún mayor crecimiento de las estructuras en Chiapas-Tabasco y Agua Dulce. Las estructuras compresionales de Catemaco y Marbella Norte se formaron durante esta fase.

El Macizo y la Sierra de Chiapas continuaron aportando turbiditas ricas en arenas, las cuales se depositaron exclusivamente en los sinclinales y cuencas de evacuación; sin embargo, el levantamiento en el área Marbella Norte impidió su depósito en esta región, pero se interpreta que creó las condiciones para que las estructuras más altas fueran levantadas y parcialmente erosionadas en las crestas para formar archipiélagos de islas, alrededor de las cuales pudieron haberse formado arrecifes (ver bloque diagramático, Figura 35). Entre estas islas, no se tuvo sedimentación importante.

En la porción terrestre el Cinturón Plegado estaba bajo el nivel del mar y las turbiditas depositadas en el talud rellenaron paulatinamente la porción crestal de las estructuras que sobresalían en la cuenca. La producción en los campos terciarios de Agua Dulce está contenida en arenas turbidíticas depositadas durante esta fase de evolución de la cuenca. La mayoría de las estructuras compresivas mesozoicas productoras, también se formaron en esta etapa de evolución de la cuenca, por lo que el entendimiento de esta tectonosecuencia es vital para explicar el habitat del petróleo en el sureste de México.

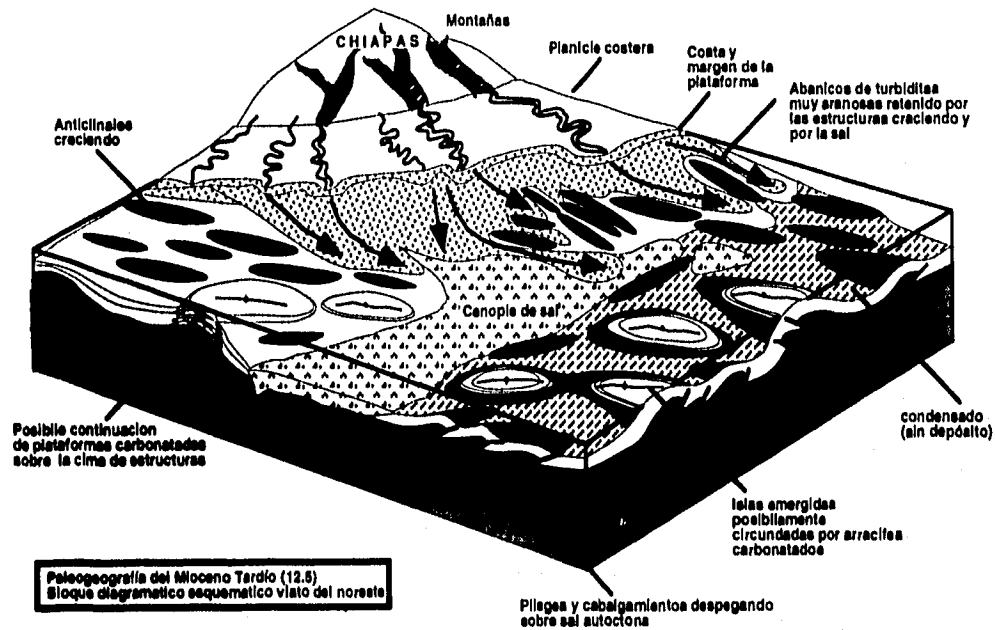


Figura 35. Paleogeografía del Mioceno Tardío

Plio-Pleistoceno

Ambiente tectónico:
Tectónica activa:
Tectonosecuencia:

Margen levantado isostáticamente
Evacuación de sal y compresión menor
Margen levantado del Plio-Pleistoceno
(5.5 a 0 m.a.)

Durante el Plio-Pleistoceno, Chortis fué desplazado del margen sur de Chiapas (Figura 8) por la interacción del movimiento izquierdo en la zona de falla Motagua-Polochic y el desplazamiento hacia el norte de la placa del Caribe. La liberación de este peso provocó rebote isostático, erosión de las cuencas de antefosa paleógenas, vasto aporte de sedimentos que cubrieron los plegamientos en Chiapas-Tabasco y Agua Dulce, gran depósito de sedimentos en la cima de la canopia (bloque diagramático, Figura 36) y la rápida progradación del margen de la plataforma hacia el norte en el actual Golfo de México.

Durante este tiempo se desarrollaron las grandes cuencas de evacuación de Comalcalco y de Pescadores Figura 24 y 25, es decir, se tuvo la fase mayor de removilización de la sal, pero las turbiditas llegaron a Marbella Norte sólo después de que el peso de los sedimentos desplazó la sal presente en el sur de esta área.

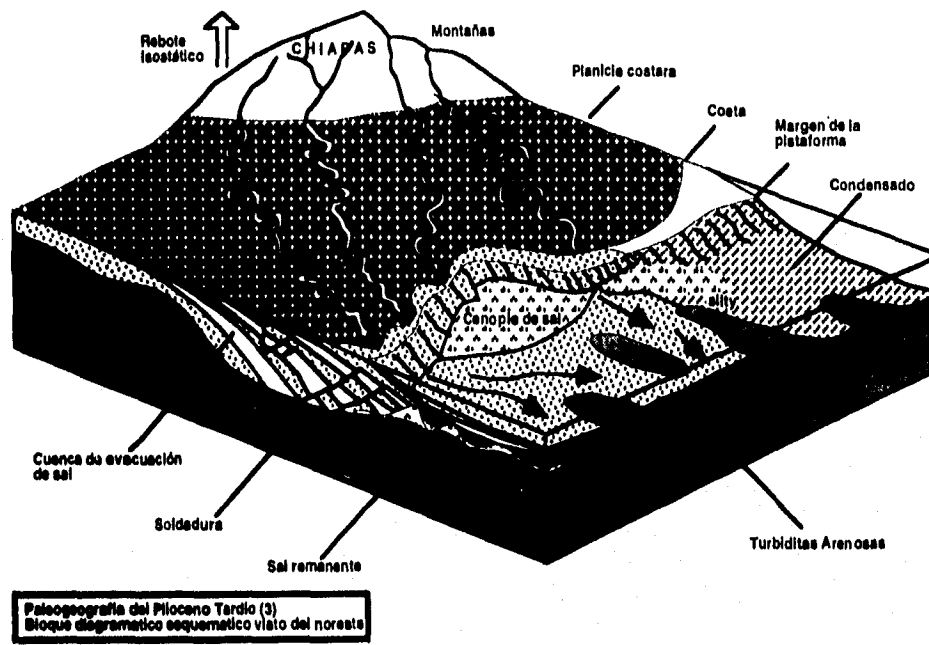


Figura 36. Paleogeografía del Plioceno Tardío

VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1.-Basados en los conceptos de Estratigrafía de Secuencias se determinan tres tectonosecuencias para explicar la evolución neógena en la porción occidental de las Cuencas Terciarias del Sureste.

2.-Combinando estas observaciones con criterios estructurales y de tectónica salina, se elabora un mapa de elementos estructurales del área de estudio, proponiéndose por primera vez las provincias estructurales del Cinturón Plegado de Catemaco, Cinturón Plegado de Marbella Norte y la Cuenca de Evacuación de sal de Pescadores.

3.-La evolución del área está ligada en general a la historia pre-neógena del Golfo de México y en particular a la evolución del sureste de México (Sierra de Chiapas - Macizo de Chiapas - Bloque de Chortis y Placa del Caribe).

4.-Durante el Mioceno Temprano - Medio (21-12.5 m.a.) (Tectonosecuencia de la Cuenca de Antefosa Estructurada) se tiene una fase renovada de plegamiento (la compresión inicia a fines del Cretácico Tardío) asociado al fin de la colisión inicial de Chortis en el margen Pacífico. También durante este tiempo, las canopies emplazadas durante el Paleógeno alcanzan su máxima extensión. El levantamiento inicial del Macizo y la Sierra de Chiapas dá origen al incremento de aporte de sedimentos hacia el norte, cargando las canopies y canalizando los flujos a través de los sinclinales de los cinturones plegados de Agua Dulce y Chiapas-Tabasco.

5.-En el Mioceno Medio-Tardío (12.5 -5.5 m.a.) (Tectonosecuencia del Cinturón Plegado), se tiene la mayor fase de compresión y estructuración del área de estudio, por la colisión oblicua con carga isostática de Chortis en el margen Pacífico, lo que provoca mayor crecimiento de las estructuras en los cinturones plegados de Agua Dulce y Chiapas-Tabasco. Durante este tiempo se forman los cinturones plegados de Catemaco y Marbella Norte.

6.-En el Plioceno-Pleistoceno (5.5 - 0 m.a.) (Tectonosecuencia del Margen Levantado o Relleno Pasivo), el desplazamiento hacia el nororiente de Chortis (asociado al movimiento hacia el este a lo largo de la zona de falla Motagua Polochic y el desplazamiento hacia el norte de la placa del Caribe), provoca rebote isostático y levantamiento regional del Macizo de Chiapas, erosión de las cuencas de antefosa asociadas a la Sierra de Chiapas, gran aporte de sedimentos depositados sobre las canopies, dando lugar a la fase más importante de la evacuación salina (formación de las cuencas de Comalcalco y Pescadores).

7.- Se propone la existencia de un cinturón plegado y elevado mesozoico y paleógeno por debajo de las canopies de sal. Este modelo es notablemente diferente con la concepción anterior de una tectónica salina asociada a domos y diapiros salinos.

8.-La evolución durante el Neógeno en las cuencas terciarias en general está asociada a la progradación progresiva del borde de plataforma hacia el norte (130 km desde el Mioceno Tardío al Reciente) por efectos de levantamiento intermitente del Macizo y la Sierra de Chiapas, ligado a su vez a la evolución del bloque Chortis en el margen Pacífico de México.

9.-De acuerdo a los nuevos conceptos de tectónica salina, se identifican en las cuencas terciarias grandes emplazamientos salinos alóctonos en forma de sábanas, algunos de los cuales han sido atravesados encontrando sedimentos abajo de la sal (pozos Rabasa 1, Gurumal 2, Salsomera 1 y Tonalá 203). Estas canopies de sal constituyen un excelente sello para plays subsalinos terciarios y mesozoicos.

10.-Asociado al emplazamiento de estas sábanas salinas y la continua progradación de la plataforma hacia el norte, se han desarrollado extensas cuencas de evacuación de sal contraregionales, destacando la Cuenca de Comalcalco (Plioceno Temprano) y la Cuenca de Pescadores (Plioceno Tardío), así como amplias zonas de soldaduras de sal.

11.- La posible presencia de un cinturón plegado mesozoico y paleógeno, elevado por debajo de las canopies de sal de los campos terciarios, abre nuevas perspectivas económico petroleras subsalinas en el sureste de México.

12.-Las cuencas de evacuación de sal y las soldaduras de sal, controlaron la generación, migración de hidrocarburos y carga de petróleo de las rocas potencialmente almacenadoras tanto por encima como por debajo de las sábanas salinas autóctonas.

13.-La presencia de estas estructuras salinas en las cuencas terciarias hacen necesaria nueva adquisición sísmica terrestre y marina 3D para buscar mas trampas subsalinas terciarias y probar la posibilidad de yacimientos mesozoicos por debajo de las canopies de los campos terciarios terrestres, toda vez que se considera al Cinturón Plegado de Agua Dulce como una faja de pliegues y cabalgaduras asociada a compresión intermitente desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Medio y no como una provincia de diapiros salinos.

14.-Es necesario realizar análisis estratigráficos a nivel de secuencias de 3er. orden (conjuntos de sistemas de depósito y sistemas de depósito), sobre todo en los campos terciarios productores más importantes, a fin de definir con exactitud el modelo sedimentario de los cuerpos turbidíticos productores, entender la evolución diagénética de la roca almacén y la historia de llenado de los campos; todo ello con objeto de lograr una mejor predicción del modelo en la extensión potencial hacia el mar.

15.-Es necesario realizar estudios bioestratigráficos de alta resolución en los pozos que se perforen en el futuro, ya que un buen control cronoestratigráfico (aunado a la buena calidad de la información sísmica) es indispensable para trabajos encaminados a la generación de prospectos.

16.- Deberá adquirirse información sísmica 3D para los campos terciarios mas importantes, con objeto de añadir reservas, caracterizarlos y realizar estudios integrales bajo un esquema multidisciplinario.

VIII.- BIBLIOGRAFIA

Allen P.A. y Allen J.R., 1990, Basin Analysis: Principles and Applications, Blackwell Scientific Publications, 449 p.

Alexander L. y Flemings P., 1995, Geologic Evolution of a Pliocene-Pleistocene Salt Withdrawal Minibasin, Eugene Island Block 330, Offshore Louisiana, AAPG Bull., V.79, N. 12, p. 1737-1756.

Anderson T. y Schmidt V., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time, GSA Bulletin, Vol. 94, p. 941-966.

Angeles Aquino F., Reyes Nuñez J., Quezada Muñetón J.M. y Meneses Rocha J., 1994, Tectonic Evolution, Structural Styles, and Oil Habitat in Campeche Sound, Mexico, Trans. of Gulf Coast Assoc. of Geological Societies, Vol. XLIV, p.53-62.

Basurto Borbolla G., 1992, Tectónica salina y su expresión sísmica en el sureste del Golfo de México, Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 92 p.

Bishop R.S., 1978, Mechanism for emplacement of piercement diapir, AAPG Bulletin, Vol. 62, No. 9, p. 1561-1583.

Brown L.F. y Fisher W.L., 1980, Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration, AAPG Education Course Note Series 16, 192 p.

Cabrera-Castro R. y Lugo-Rivera J., 1988, Estratigrafía-Sedimentología de las Cuenas Terciarias, Boletín AMGP, Vol. XXXVI, No. 2, p. 3-55.

Camargo Zanoguera A. y Quezada Muñetón J.M., 1991, Análisis Geológico Económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras, Boletín AMGP, Vol. XLI, No. 2, p. 1-22.

Carfentan J., 1981, Evolución estructural del Sureste de México: Paleogeografía e historia de las zonas internas mesozoicas, Revista del Instituto de Geología, UNAM, Vol.5, No.2, p. 207-216.

Davis D.M. y Engelder T., 1985, The role of salt in Fold and Thrust Belts, Tectonophysics, Vol.19, p. 67-88.

Estavillo C., Alvarez H. y Santiago de la Cruz H., 1983, Evolución tectónico-sedimentaria y presencia de hidrocarburos en la Cuenca Salina del Istmo, Campo Bacal, SE de México, IMP, Proyecto C-1127, Inédito.

Fletcher R.C., Hudec M.R. y Watson I.A., 1993, Salt Glacier model for emplacement of an allochthonous salt sheet, Memories of AAPG Hedberg Research Conference on Salt Tectonics.

Galloway W.E., Bebout D.G., Fisher W.L., Dunlasp Jr J.B., Cabrera-Castro R, Lugo-Rivera J. y Scott T.M., 1991, Cenozoic, in The Geology of North America Volume J, The Gulf of Mexico Basin, Edited by A. Salvador, GSA, p. 245-324.

García Molina G., 1994, Structural evolution of SE Mexico (Chiapas-Tabasco-Campeche) Offshore and Onshore, Ph. D. Dissertation, Rice University, 150 p.

Haq B.U., Handerbol J. y Vail P., 1987, Chronology of fluctuations sea levels since the Triassic, *Science* 235, p. 1156-1167.

Hubbard R.J., Pape J. y Roberts D.G., 1985, Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin, AAPG, Memoir 39: Seismic Stratigraphy II, p. 79-91.

Hudec M.R., Fletcher R.C. y Warson I.A., 1993, The composite Salt Glacier: Extension of the Salt Glacier Model to post-burial conditions, *Memories of AAPG; Hedberg Research Conference on Salt Tectonics*.

Jackson M.P. y Cramez C., 1989, Seismic Recognition of Salt Welds in Salt Tectonic Regimes, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, 10th Annual Research Conference, p. 66-71.

Jackson M.P. y Talbot C.J., Salt Canopies, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, 10th Annual Research Conference, p.72-78.

Jackson M.P. y Talbot C.J., 1991, A Glosary of Salt Tectonics, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, 44 p.

Jackson M.P. y Vendeville B.C., 1994, Regional extension as a geologic trigger for diapirism, *GSA Bulletin*, Vol. 106, No. 1, p. 57-73.

Maldonado Leal M., 1992, Prospecto Chalchijapa, Pemex, Región Sur.

McGuinness D.B. y Hossack J.R., 1993, The Development of allochthonous Salt Sheet as controlled by the rates of extension, sedimentation and salt supply, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, 14th Annual Research Conference, p.127-139.

Meneses Rocha J., 1990, Marco tectónico y paleogeográfico del Triásico Tardío-Jurásico en el sureste de México, *Boletín AMGP*, Vol. XXXIX, No. 2, p. 3-68.

Molina Garza R., Van Der Voo R. y Urrutia Fucugauchi J., 1992, Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico, *GSA Bulletin*, Vol. 104, p. 1156-1168.

Oviedo-Pérez A., Mora-Oropeza G. y Herbert R., 1995, Tertiary evolution and petroleum habitat of the Salina Basin, Southeast Mexico, AAPG Annual Convention Abstracts with Programs, P. 73A.

Oviedo Pérez A., Mora Oropeza G. y Herbert R., 1995, A new model for the role of salt in the Salina Basin, Southedast Mexico, AAPG International Conference & Exhibition (in press).

Peel F.J., Travis C.J. and Hossack J., (en prensa), Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore US Gulf of Mexico: A Preeliminary Anlalysis .

Pemex y British Petroleum, 1994, Proyecto Marbella, Inédito.

Pindel J.L., 1985, Allegian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Pto-Caribbean Sea, *Tectonics*, Vol. 4, p. 1-39.

Pindel J.L., Cande S.C., Pitman W.C., Rowley D.B., Dewey J., Labrecque J. y Haxby W., 1988, a Plate Kinematic framework for models of Caribbean Evolution, *Tectonophysics*, Vol. 15, No. 5, p. 121-138.

Pilger Jr. R.H., 1981, The Opening of the Gulf of Mexico: Implications for the tectonic evolution of the Northern Gulf Coast, *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, Vol. XXXI, p. 377-381.

Ratclif W.D., 1992. Post-stack depth migration improves salt body imaging. *Oil and Gas Journal* N. 90, p. 51-57.

Ruiz Marin J., 1991, *Prospecto Pedregal, Pemex, Inédito.*

Quezada Muñetón J.M., 1992, El Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el borde oriental del Batolito de la Mixtequita en el Noreste del Estado de Oaxaca, *Boletín AMGP*, Vol. XLII, No. 1, p. 24-33.

Quezada Muñetón J.M., 1990, El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas, *Boletín AMGP*, Vol. XXXIX, No. 1, 98 p.

Quezada Muñetón J.M. y Sarmiento Bravo R., 1987, *Evolución Tectónica de la República Mexicana, Pemex, Inédito.*

Rosendahal B.R., Reynolds D.J., Lorber P.M. y Burgess C.F., 1989, Structural expressions of Rifting: Lesson from Lake Tanganyka, Africa, *Geol. Soc. London, Special Publication 25*, p. 29-43.

Salvador A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in *The Geology of North America Volume J, The Gulf of Mexico Basin*, Edited by A. Salvador, GSA, p. 389-444.

Sánchez M.A., González J.C., Gómez J.A. y Gómez F., 1991, *Investigación taxonómica y bioestratigráfica del Nanoplancton calcáreo en las Cuencas Neógenas del Sureste de México, IMP, Inédito.*

Santiago Acevedo J., 1980, Giant Fields of the Southern zone, Mexico, in *Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978*, AAPG Memoir 30, p. 339-385.

Seni S.J. y Jackson M.P., 1989, Counter regional growth faults and Salt Sheet emplacement, Northern Gulf of Mexico, *Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist*, 10th Annual Research Conference, p. 116-121.

Seni S.J. y Jackson M.P., 1992, Segmentation of Salt Allochthonous, *Geology*, Vol. 20, p. 169-172.

Seni S.J., 1992, Evolution of salt structures during burial of Salt Sheets on the slope, Northern Gulf of Mexico, *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 9, No. 4, p. 452-468.

Seni S.J., 1994, Salt tectonics on the continental slope, Northeast Grand Canyon Area, Northern Gulf of Mexico: Evolution of stocks and massifs from reactivation of Salt Sheets, *Report of Investigation No. 212*, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, 102 p.

Schultz-Ela D., Jackson M.P. y Vandeville B., 1994, Mechanics of active salt diapirism, *Report of Investigation No. 224*, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, 56 p.

Talbot C.J. y Jarvis R.J., 1984, Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran, Jour. of Struct. Geology, Vol. 6, p. 521-533.

Worral D.M. y Snelson S., 1989, Evolution of the Northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt, in The Geology of North America Volume J, The Gulf of Mexico Basin, Edited by A. Salvador, GSA, p. 97-137.

Wu S., Cramez C., Bally A.W. and Vail P.R., 1989, Evolution of allochthonous salt in the Mississippi Canyon Area, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, 10th Annual Research Conference, p. 161-165.

APENDICE A CONCEPTOS DE ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS

Introducción

En una cuenca sedimentaria, la estratigrafía representa la respuesta del área de depósito a los efectos de la subsidencia a través del tiempo. Los conceptos clásicos para entender la estratigrafía están basados en la Litoestratigrafía; sin embargo, recientemente los conceptos de estratigrafía sísmica ("enfoque geológico de la interpretación estratigráfica de datos sísmicos") fueron introducidos en la literatura geológica por Vail y Mitchum, geólogos de la compañía petrolera Exxon, en 1977.

La incorporación de datos litológicos, de registros de pozos, facies, bioestratigrafía y los conceptos de cambios eustáticos del nivel del mar dieron origen a la Estratigrafía de Secuencias, un concepto con connotación geológica mejor definido.

La **Estratigrafía de Secuencias** es el estudio de las relaciones de las rocas en un marco cronoestratigráfico, donde la sucesión de las rocas es considerada cíclica y está compuesta por estratos genéticamente relacionados (secuencias y conjuntos de sistemas de depósito), (Posamentier et. al., 1988; en Walker y James, 1992). En la Estratigrafía de Secuencias una idea fundamental es el hecho de considerar a los reflectores sísmicos como líneas de tiempo geológico.

La unidad básica en la estratigrafía de secuencias es la **Secuencia**, (*Figuras A1 y A2*) que está definida como "una sucesión de estratos relativamente concordantes genéticamente relacionados, limitados en la cima y en la base por discordancias y sus relativas conformidades... está compuesta por conjuntos de sistemas de depósito y se interpreta como depositada entre los puntos de inflexión de variaciones eustáticas del nivel del mar" (Posamentier et. al., 1988). Una Secuencia está formada por la interacción de tectonismo, subsidencia, cambios eustáticos del nivel del mar y aporte de sedimentos (Allen y Allen, 1990, p. 143).

El concepto básico de Secuencia se explica en la *Figura A1*. En la *Figura A1a* se muestra una sección generalizada de una Secuencia. El límite de la Secuencia A cambia de una discordancia angular en la izquierda a una concordancia en el centro y después a una discordancia por no depósito en la derecha. El límite de la Secuencia B pasa de una discordancia por no depósito en la izquierda a una discordancia angular en el centro y lateralmente a una concordancia en la derecha. Las discordancias están datadas en los puntos donde lateralmente se convierten en concordancias. Las unidades 1 a 25 representan estratos depositados durante intervalos de tiempo sucesivos. En la *Figura A1b* se muestra una sección cronoestratigráfica generalizada para la misma secuencia que en *A1a*. La secuencia entre las superficies A y B varía en edad entre el inicio de 11 y el fin de 19. Esta representación con connotación temporal para indicar la historia de depósito de las secuencias se denomina Carta Cronoestratigráfica o Diagrama de Wheeler, quien la introdujo en la literatura geológica en 1958 (Allen y Allen, 1990). Es obvio que la Secuencia tiene un significado cronoestratigráfico porque es depositada durante un intervalo de tiempo limitado por la edad de los límites de la Secuencia; es evidente que donde las discordancias marcan los límites, el rango de edad está reducido. El intervalo de tiempo total durante el cual una Secuencia es depositada se denomina "*secron*" (Allen y Allen, 1990, p. 145).

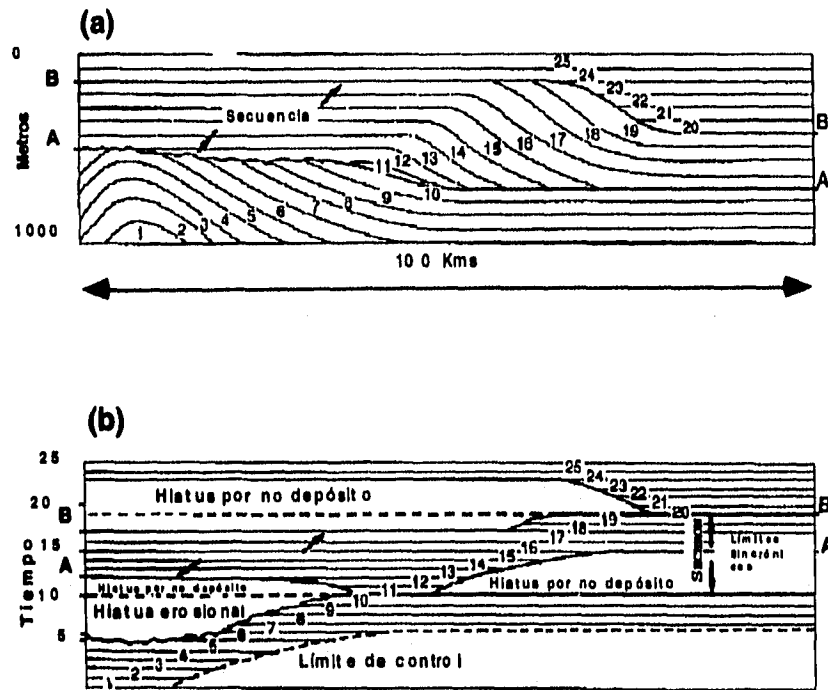


Figura A1. Concepto de Secuencia de Vail et. al., 1977 (en Payton, 1977)

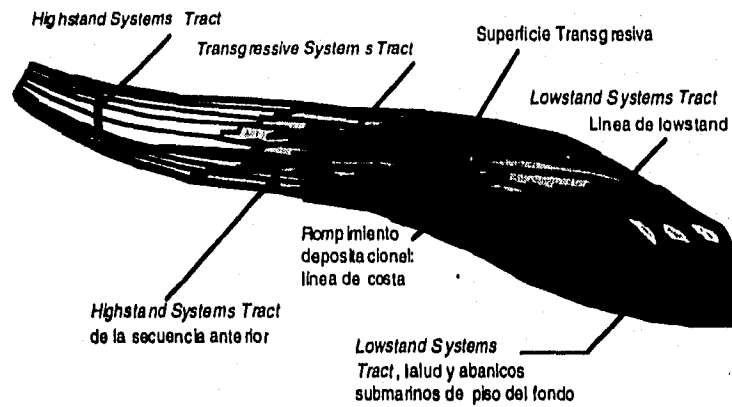


Figura A2. Secuencia de Depósito Tipo I (Van Wagoner et. al., 1987)

Un **System Track** está definido como "un conjunto de sistemas de depósito contemporáneos" (Brown y Fischer, 1977; Posamentier et. al., 1988) y un **Sistema de Depósito** es la asociación

tridimensional de litofacies, genéticamente ligadas por los procesos activos o inferidos que las originaron, así como el ambiente (Fischer y Mc Gowan, 1967; Brown y Fischer, 1977; Posamentier et. al., 1988; en Walker y James, 1992). Esto significa que un Sistema de Depósito es un paquete de litofacies agrupadas de acuerdo al medio y factores que las originaron; por ejemplo, el sistema de depósito formado por todas las facies de abanicos submarinos, o de islas de barrera o de planicies aluviales.

Los límites del Sistema de Depósito pueden separar el sistema de otro sistema asociado pero diferente y contemporáneo, o pueden separarlo de una zona de erosión o no depósito. Un Sistema de Depósito es reconocible en los registros de pozos, en núcleos y en datos sísmicos, como un intervalo de conjuntos de facies relacionadas entre sí.

La contemporaneidad de los Sistemas de Depósito puede ser establecida bioestratigráficamente. Por lo general, los conjuntos de sistemas de depósito contemporáneos son identificados y correlacionados sobre la base de las discontinuidades que los limitan. La mayoría de estas discontinuidades son esencialmente líneas de tiempo geológico y se forman como resultado de las fluctuaciones del nivel relativo del nivel del mar. Según Mitchum y Van Wagoner, 1990, cada conjunto de sistemas de depósito fue formado durante una fase específica o una porción completa de ascenso-descenso del nivel del mar y está caracterizado por una asociación diferente de facies. Cada conjunto de sistemas de depósito representa un área de depósito en un periodo de tiempo o la posición relativa del nivel del mar para ese tiempo. Se reconocen 3 tipos de conjuntos de sistemas de depósito contemporáneos:

1.- Sistemas de Depósito asociados a una posición alta del nivel del mar (*Highstand System Track*), depositados durante la parte tardía de un ascenso del nivel del mar, una etapa estacionaria del nivel del mar y la parte temprana de una caída del nivel del mar. Consiste predominantemente de facies asociadas al margen de la cuenca.

2.- Sistemas de Depósito asociados a una posición baja del nivel del mar (*Lowstand System Track*), depositados durante la transición de una caída rápida y la etapa temprana de un ascenso del nivel del mar. Dominado inicialmente por facies de cuenca, aunque durante la evolución de este conjunto de sistemas de depósito, se incrementa la preservación del margen de la cuenca y los depósitos de rellenos de valles de incisión.

3.- Sistemas de Depósito asociados a la transgresión del nivel del mar (*Transgressive System Track*), depositados durante un ascenso rápido del nivel del mar. Caracterizado por facies marginales indicativas de un rápido ascenso del nivel del mar.

El concepto de conjuntos de sistemas de depósito contemporáneos es muy importante porque permite predecir la distribución de las facies de un sistema a otro. Por ejemplo, en un ambiente terrígeno, la identificación de los sistemas de depósito asociados a la posición baja del nivel del mar en el borde de plataforma de un delta, nos permite predecir la presencia contemporánea de abanicos submarinos profundos en la cuenca.

La subdivisión de la cuenca en tectonosecuencias (agrupación de secuencias), secuencias y conjuntos de sistemas de depósito contemporáneos nos da una poderosa metodología para predecir la distribución de facies almacenadoras y sello. También nos permite conceptualizar modelos que nos pueden ayudar a la predicción y definición de trampas estratigráficas. Cada conjunto de sistemas de depósito posee una distribución de facies almacenadoras que puede ser predecida (*Figuras A5, A6 y A7*). Sin embargo, la geometría e importancia relativa de cada una de estas facies almacenadoras puede variar dependiendo del aporte de sedimentos, efectos tectónicos locales y el grado de variación del nivel del mar.

Los conceptos y terminología de Estratigrafía de Secuencias utilizados para este estudio están basados en las ideas de Vail *et. al.*, (1977); Vail, (1987); Van Wagoner *et. al.*, (1988,1990) y Mitchum y Van Wagoner, (1990).

En la *Figura A3* se muestran las ideas básicas de la relación entre la estratigrafía y los cambios eustáticos del nivel del mar según Vail *et. al.*,1977.

Un ascenso del nivel del mar es indicado por un "traslape costero" (coastal onlap) (*Figura A3a*), es decir, el traslape progresivo tierra adentro de los depósitos litorales y/o marinos costeros porque la elevación del nivel del mar genera un mayor espacio para la sedimentación de los depósitos costeros. El "traslape costero" tiene dos componentes, uno vertical denominado "agradación costera" y otro horizontal denominado "invasión costera". Dependiendo de la magnitud del aporte de terrígenos hacia la plataforma, un ascenso del nivel del mar puede generar transgresión, regresión o una línea de costa estacionaria.

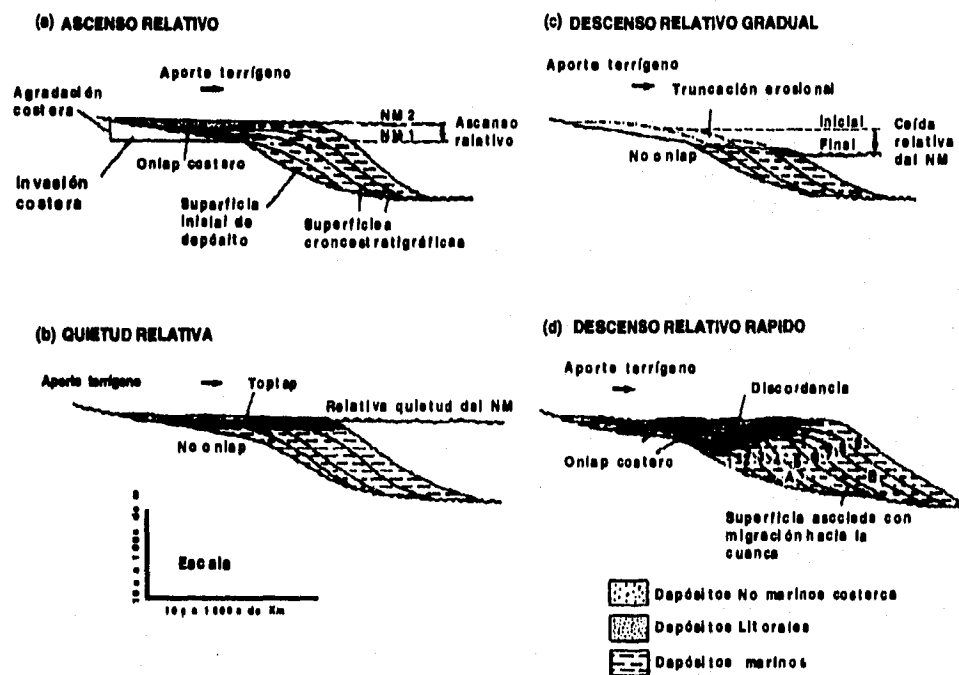


Figura A3. Ideas de Vail et. al.,1977 para la relación entre la estratigrafía y los cambios eustáticos del nivel del mar.

Un nivel del mar estático es indicado por el "toplap costero" (*Figura A3b*). Esto puede suceder si tanto el nivel del mar como el fondo marino permanecen estables, o si una elevación y un descenso del nivel del mar ocurren en la misma magnitud y se compensan. Si el aporte de sedimentos es suficiente, los depósitos costeros crecerán preferentemente hacia la cuenca, lo cual produce el "toplap costero" con terminaciones sucesivas de estratos contra el límite superior de la secuencia, avanzando progresivamente hacia el mar.

Una caída del nivel del mar es indicada por un desplazamiento hacia niveles inferiores del "traslape costero", lo cual representa una migración pendiente abajo del talud desde la posición mas alta del "traslape costero" en una secuencia dada hasta la posición mas baja en la secuencia sobreyacente, lo cual ocurre entre las unidades 5 y 6 separando dos secuencias A y B (*Figura A3d*).

El propósito del análisis de la Estratigrafía de Secuencias es subdividir los sedimentos de una cuenca en paquetes cronoestratigráficos utilizando las discordancias y sus relativas concordancias, es decir, definiendo los límites de secuencias. Estos límites son identificados a través de la integración de datos sísmicos, de pozos, de afloramientos y bioestratigráficos.

En la Estratigrafía de Secuencias es básico el análisis de los patrones de terminaciones de los reflectores sísmicos (*Figura A4*). Las principales terminaciones son:

- **Traslape hacia la cuenca** (Downlap), cuando "una capa originalmente inclinada termina echado abajo contra una superficie inicialmente inclinada, horizontal o irregular" (Mitchum et. al., 1977).

- **Traslape** (Onlap), cuando "un estrato originalmente horizontal traslapa sobre una superficie inicialmente inclinada" (Mitchum et. al., 1977); o cuando un estrato originalmente inclinado traslapa sobre una superficie con mayor inclinación (Allen y Allen, 1990).

- **Toplap**, terminación de estratos por traslape en el límite superior de la secuencia. Este tipo de terminación es muy común cuando estratos inicialmente inclinados, como los cliniformes, terminan echado arriba contra el límite superior de la secuencia. Representan evidencias de no depósito y pueden estar asociados con etapas menores de erosión. (Allen y Allen, 1990).

- **Truncaciones**, terminaciones sísmicas representativas de discordancias y erosión subaérea. Es la terminación lateral de un estrato por erosión en el límite superior de la secuencia.

Sísmicamente los límites de secuencias están representados por superficies de traslape o truncaciones (*Figura A4*).

La bioestratigrafía puede también ayudar a identificar límites de secuencias de acuerdo con los siguientes criterios :

- 1.- Agrupación de las últimas apariciones de diferentes fósiles en las cercanías de una discordancia.
- 2.- Falta de biozonas que pueden indicar un periodo de no depósito, particularmente en el caso de límites de tectonosecuencias donde puedan existir hiatus importantes.
- 3.- Cambios bruscos en los paleoambientes sin la presencia de zonas de transición.

Una superficie importante en el análisis de secuencias es la "Superficie de Máxima Inundación" también denominada Superficie de Downlap (*Figura A4*).

La **Superficie de Máxima Inundación** (Maximun Flooding Surface) es la superficie que corresponde con el tiempo de la máxima inundación (mas alta posición del nivel del mar) en un ciclo transgresivo/regresivo. (Posamentier et.al., 1988)

La SMI en los datos sísmicos es identificada como la superficie de traslape hacia la cuenca asociada a un conjunto de clinomorfos (respuesta sísmica que registra la progradación de un sistema de talud hacia aguas profundas). En registros, núcleos y afloramientos marca el límite entre una unidad depositacional con facies profundas hacia su cima, sobreyacida por una unidad de facies someras hacia su base.

En ocasiones una SMI puede estar contenida dentro de una "sección condensada", entendiéndose a ésta como una unidad estratigráfica marina muy delgada, representada por sedimentos pelágico-hemipelágicos, caracterizada por muy bajas tasas de sedimentación; son de distribución areal extensiva y se forman durante el tiempo de la máxima transgresión marina. Una sección

condensada y por lo tanto una SMI, bioestratigráfica y litológicamente pueden ser identificadas porque representan intervalos arcillosos delgados muy ricos en fauna pelágica.

Bioestratigráficamente las SMI y otras secciones condensadas pueden identificarse de acuerdo con los siguientes criterios :

- 1.- Identificar horizontes con máxima abundancia de fósiles marinos especialmente plantónicos y nanofósiles.
- 2.- Identificar las zonas con máxima diversidad de fósiles.
- 3.- Identificar las zonas de máxima profundización de los paleoambientes con asociación de ambientes someros arriba y abajo.
- 4.- Agrupar las últimas apariciones de algunos fósiles en o cerca de los puntos de máxima inundación.
- 5.- Además, datos litológicos de los núcleos o cortes pueden proporcionar evidencias adicionales para determinar las secciones condensadas, por ejemplo, la presencia de glauconita.

Las SMI marcan la culminación de los eventos transgresivos y son claves para la identificación de sellos potenciales regionales en la parte superior de la columna.

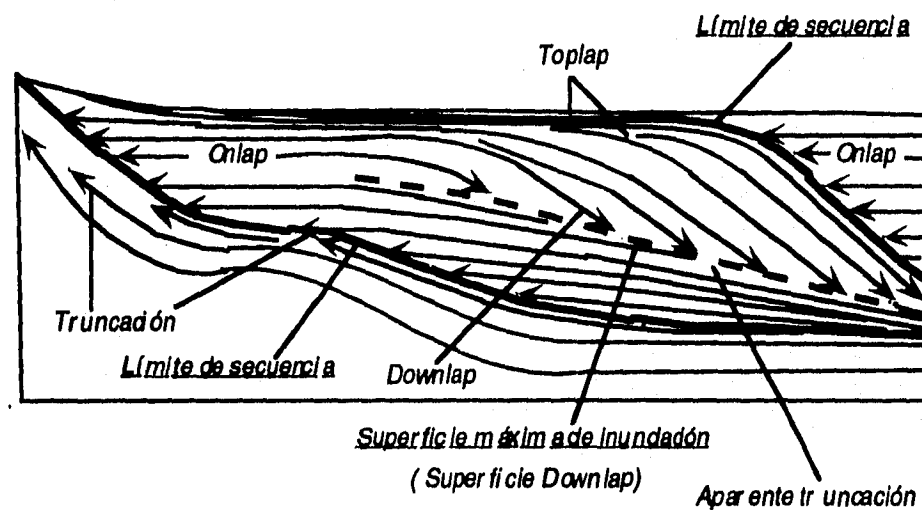


Figura A4. Patrón de terminación de estratos en el análisis de Estratigrafía de Secuencias (Vail, 1987)

Sistemas de Depósito asociados a una posición baja del nivel del mar LowStand Systems Tract (LST)

El LST cuando está presente descansa directamente sobre el límite de la secuencia y se interpreta que se desarrolló durante una caída relativa del nivel del mar hasta una posición por debajo del borde de la plataforma. Se localiza siempre en la parte inferior de una Secuencia.

Comprende tres elementos independientes: (Figura A5).

- **Abanicos de piso de cuenca** (basin floor fan)
- **Abanicos de talud** (slope fan)
- **Cuña progradacional asociada a una posición baja del nivel del mar** (lowstand prograding wedge).

Durante esta etapa de descenso del nivel del mar se tiene depósito de abanicos de cuenca, formación de cañones y erosión por valles de incisión.

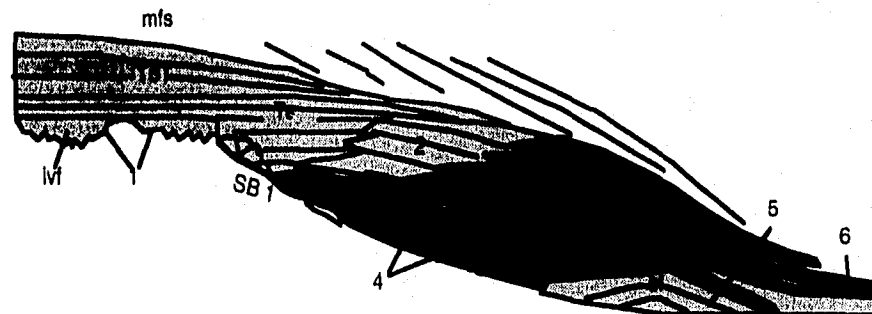
El "*basin floor fan*" se forma al inicio de una rápida caída del nivel del mar, cuando la plataforma preexistente es expuesta y erosionada. Durante este tiempo, los ríos cortan a través de la plataforma que ha sido expuesta y llevan sedimentos directamente hasta la base del talud. Como resultado de este mecanismo, el "*basin floor fan*" es por lo general la parte del sistema de aguas profundas con más contenido de arenas. La base del "*basin floor fan*" representa la base del LST.

A medida que la caída del nivel del mar decrece, se origina el "*slope fan*", el cual está caracterizado por depositación turbidítica y de flujo de detritos en la parte basal y media del talud. Los depósitos del "*slope fan*" pueden ser contemporáneos al "*basin floor fan*" o con la porción temprana del "*lowstand prograding wedge*". La cima del "*slope fan*" es una superficie de *downlap* para las porciones media y superior del "*lowstand prograding wedge*".

El "*Lowstand prograding wedge*" se deposita cuando se tiene un leve ascenso del nivel del mar. Está caracterizado en la plataforma por relleno de los valles de incisión; comúnmente onlap sobre el límite de secuencia y sobre el talud por progradación con geometría en forma de cuña. La depositación del "*lowstand prograding wedge*" no es contemporánea con el "*slope fan*". El depósito en el "*lowstand prograding wedge*" puede ser arenoso debido principalmente al retrabajo de arenas previamente depositadas en la plataforma y erosionadas durante el descenso del nivel del mar que origina al LST.

En algunos casos, la cuña de progradación puede continuar llevando turbiditas hacia el talud formando cuñas de turbiditas arenosas que se interdigitan con los clinoformos asociados a la progradación. Estos sistemas turbidíticos han sido denominados turbiditas entejadas "*shingled turbidites*" por Vail *et. al.* (1977).

Lowstand Systems Tract



■ Posibles Yacimientos de Arenas

- 1.- Valle de incisión arenoso
- 2.- Cinturones costeros de arenas
- 3.- Canal/canales sobre bancos de arenas
- 4.- Arenas sobre bancos
- 5.- Abanicos del piso marino
- 6.- Arenas en la parte superior frontal de la cuna progradante del lowstand

Figura A5. Sistemas de Depósito asociados a una posición baja del nivel del mar

Sistemas de Depósito asociados a la transgresión del nivel del mar Transgressive Systems Tracts (TST)

El TST está caracterizado por un retroceso o retrogradación episódica de la línea de costa. Se interpreta que se forma durante una rápida elevación del nivel del mar, cuando los depósitos asociados a una posición baja del nivel del mar son transgredidos. Es la unidad intermedia en una secuencia.

La base de este conjunto de sistemas de depósito está definida por la primera superficie de inundación importante localizada sobre el "lowstand prograding wedge" y su cima corresponde a la máxima superficie de inundación (Figura A6). Esta superficie de máxima inundación frecuentemente está representada por una sección condensada la cual puede contener concentraciones de glauconita, carbonato o fosfato, aparte de ser un horizonte altamente fosilífero. Las facies del TST a menudo son ricas en carbón y fuertemente influenciadas por procesos de mareas.

Transgressive Systems Tract

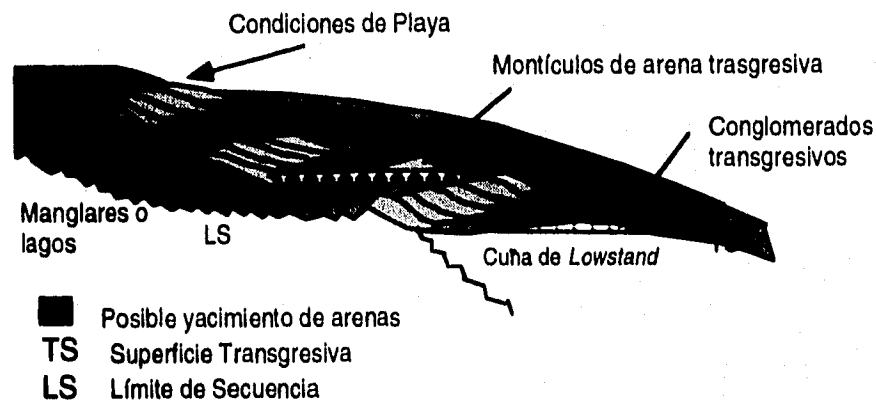


Figura A6. Sistemas de Depósito asociados a la transgresión del nivel del mar

Sistemas de Depósito asociados a una posición alta del nivel del mar Highstand Systems Tracts (HST)

El HST es la unidad más superior de una Secuencia.

La base del HST marca el punto en el cual la progradación domina a la transgresión. Se ha interpretado que se forma durante la etapa tardía de una elevación del nivel del mar. Por lo general el HST onlapa sobre la SMI en dirección al continente debido a que progresa a través de la plataforma que ha sido inundada y es característico que exhiba terminaciones *downlap* de muy bajo ángulo sobre la cima del TST o LST en dirección hacia la cuenca (Figura A7), lo cual dificulta su identificación en la información sísmica.

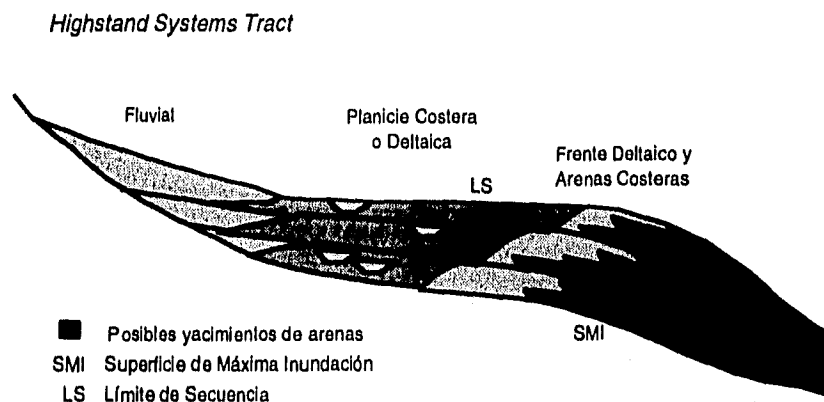


Figura A7. Sistemas de Depósito asociados a una posición alta del nivel del mar

Hemos visto que en la Estratigrafía de Secuencias se tienen unidades mayores y menores (Secuencia-Conjuntos de Sistemas de Depósito-Sistema de Depósito), de igual forma que en la Litoestratigrafía (Grupo-Formación-Miembro-Capa). Una Tectonosecuencia agrupa varias Secuencias y representa una etapa mayor en la evolución de la cuenca; es formada por procesos tectónicos y la variación del nivel del mar puede haber participado en su origen, pero no es la causa principal.

El marco geológico desarrollado para este estudio tiene un enfoque cronoestratigráfico basado en un análisis sistemático de estratigrafía de secuencias. Cada etapa del análisis subdivide la columna en paquetes cronoestratigráficos cada vez menores (*Figura A8*) y sirve para distintos propósitos en la evaluación regional de los recursos. La subdivisión de primer orden es la tectonosecuencia. Cada uno de estos paquetes está limitado por discordancias regionales y representa un evento específico en la formación de la cuenca. Las tectonosecuencias son divididas posteriormente en agrupaciones de secuencias o en secuencias individuales de depósito, en función de la calidad de los datos.

La escala a la cual el análisis de estratigrafía de secuencias se realiza depende de los objetivos específicos (*Figura A8*). El análisis regional de *plays* está basado por lo general a escala de tectonosecuencia o de "agrupación de secuencias". La generación de prospectos requiere análisis y mapeo a nivel de Secuencia o Conjuntos de Sistemas de Depósito. La caracterización del yacimiento requiere análisis a escala al menos de Conjuntos de Sistemas de Depósito y por lo general a escala de Sistema de Depósito. La importancia de la estratigrafía de secuencias es que ofrece un enfoque predictivo para el análisis estratigráfico y nos permite una conceptualización más exacta que el generado por los conceptos clásicos de la litoestratigrafía.

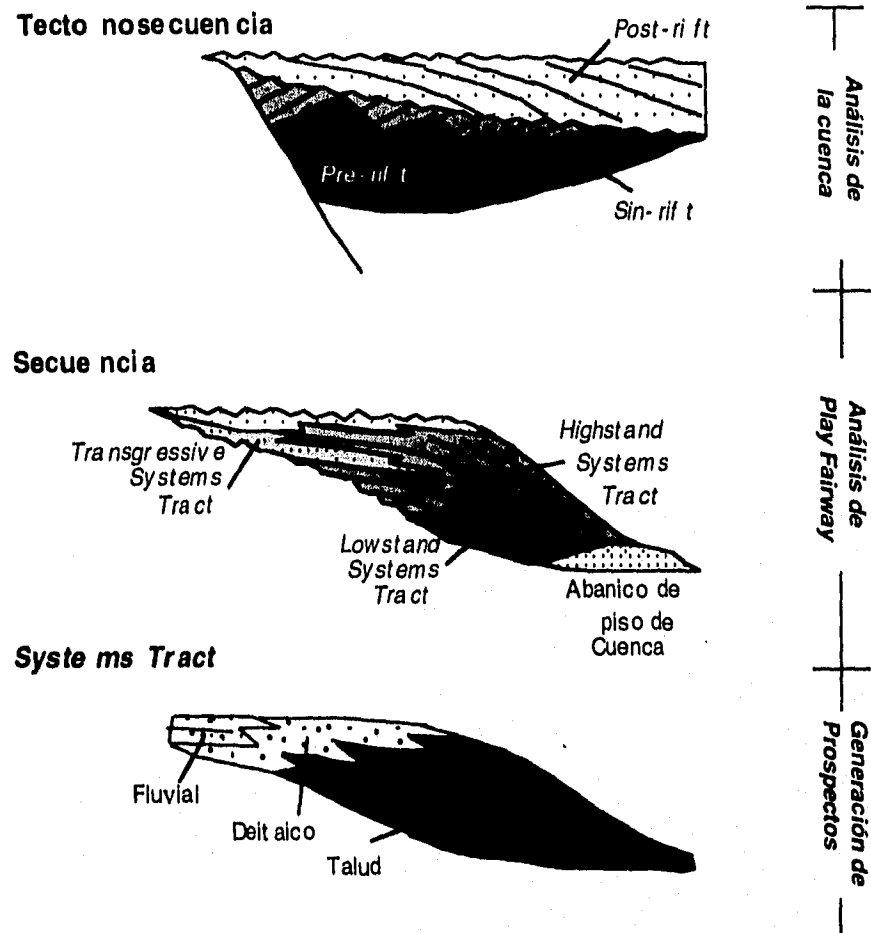
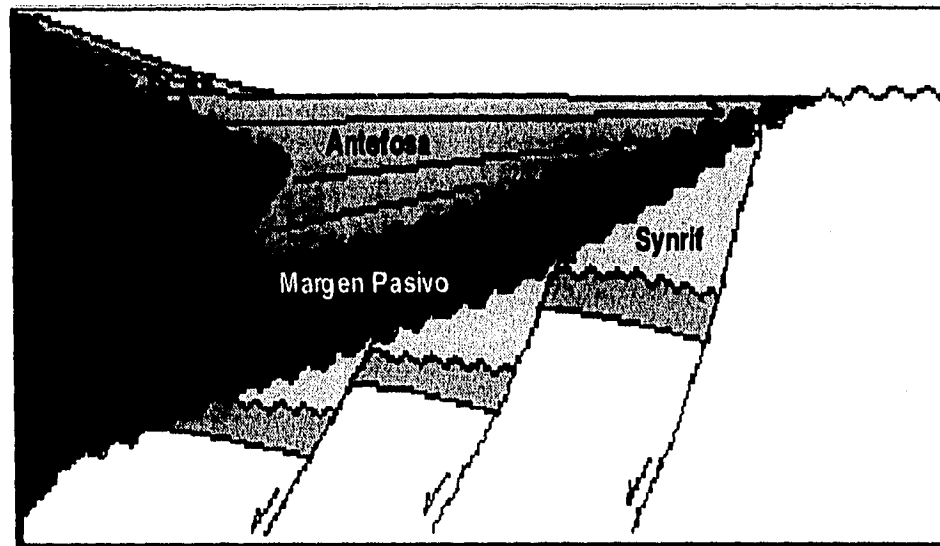


Figura A8. Jerarquización en la Estratigrafía de Secuencias

Definición de Tectonostratigrafía

La Tectonostratigrafía es el elemento fundamental en el análisis de las cuencas. Una tectonostratigrafía es un paquete estratigráfico depositado durante una fase mayor de formación de la cuenca. Está limitada hacia la cima y la base por discordancias regionales que marcan el inicio y el fin de los procesos formadores de la cuenca.

Las tectonostratigrafías corresponden a las megasecuencias de Hubbard (1988) y a las supersecuencias de Vail *et. al.* (1977). Frecuentemente varias tectonostratigrafías se apilan para dar origen a una cuenca compuesta (cuenca en la cual han influido varios mecanismos para su formación) (Figura A9). La predicción efectiva del hábitat del petróleo en una cuenca compuesta depende del entendimiento de cada tectonostratigrafía. Por lo tanto, es crítico la diferenciación y el mapeo de cada tectonostratigrafía. Una vez mapeadas, el mecanismo fundamental que formó la cuenca puede ser inferido a partir de la geometría de las tectonostratigrafías combinado con el análisis estructural.



".....Paquetes de sedimentos limitado por discordancias regionales que representan diferentes fases de la evolución de la cuenca."

Figura A9. Subdivisión de una cuenca en tectonosecuencias

Las tectonosecuencias son definidas a partir de su ubicación (respecto a límites de placas) y al mecanismo formador de la cuenca.

Los principales mecanismos en márgenes divergentes son la extensión (cuencas de rift) y la subsidencia pasiva (margen pasivo). La compresión (cuencas de antefosa, antearco, etc) es el típico mecanismo en márgenes convergentes; en tanto que la deformación transcurrente (cuencas de *pull-apart*) es el principal mecanismo en márgenes transformantes.

A continuación se describen, a nivel general las características de los tipos mayores de tectonosecuencias .

Tectonosecuencias del Sin-rift

Las cuencas extensionales de rift se forman en respuesta al relajamiento litosférico en márgenes divergentes y en el caso de cuencas de antearco, en márgenes convergentes.

La tectonosecuencia del sin-rift comprende aquellos sedimentos que fueron depositados contemporáneamente a la extensión. La geometría de "medio graben" es típica de los rifts y por lo general se tiene mayor levantamiento en un borde que en el otro (*Figura A10*) . Por consiguiente, el patrón de isopacas del sin-rift por lo general exhibe una fuerte asimetría con engrosamiento hacia el borde del "medio graben" más activo. Visto en mapas, el sentido de la asimetría comúnmente es alternante a lo largo del alineamiento del rift, generando un patrón característico de bordes de falla trenzados (*Figura A11*). El flujo basal de calor en las cuencas de rift es alto.



Figura A10. Bloque diagramático mostrando alternancia de medios grabenes a lo largo de una interconexión sinuosa de bordes de falla y altos intercuencas

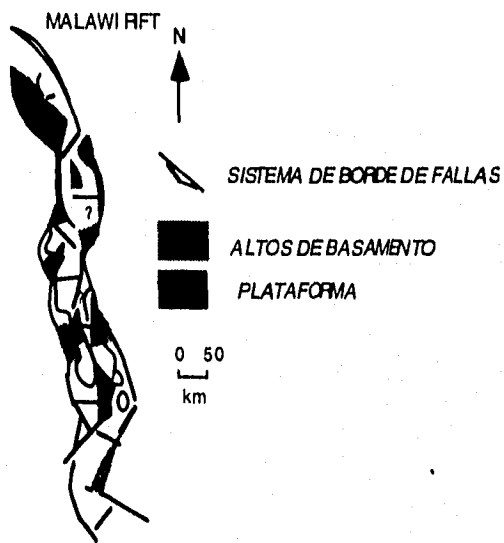


Figura A11. Mapa del Lago Malawi, África, mostrando la naturaleza de los medios grabens y el cambio de su polaridad (Rosendahl et. al., 1986).

Tectonosecuencias del Margen Pasivo

Las tectonosecuencias del margen pasivo (post-rift) y los rifts abortados representan las fases de subsidencia térmica en el desarrollo de la cuenca y se presentan hacia el final de la extensión litosférica. En el caso de rifts abortados, la tectonosecuencia del post-rift desarrolla formas "astadas" características. Si el rift no se aborta y la expansión oceánica continua, se desarrollará una secuencia del margen pasivo (Figuras A12 y A13); la cual se caracteriza por presentar una plataforma carbonatada o clástica agradante o progradante, en donde la geometría del frente (cuña) de la plataforma es controlado por la combinación de los efectos de la carga isostática de los sedimentos y la subsidencia termal.

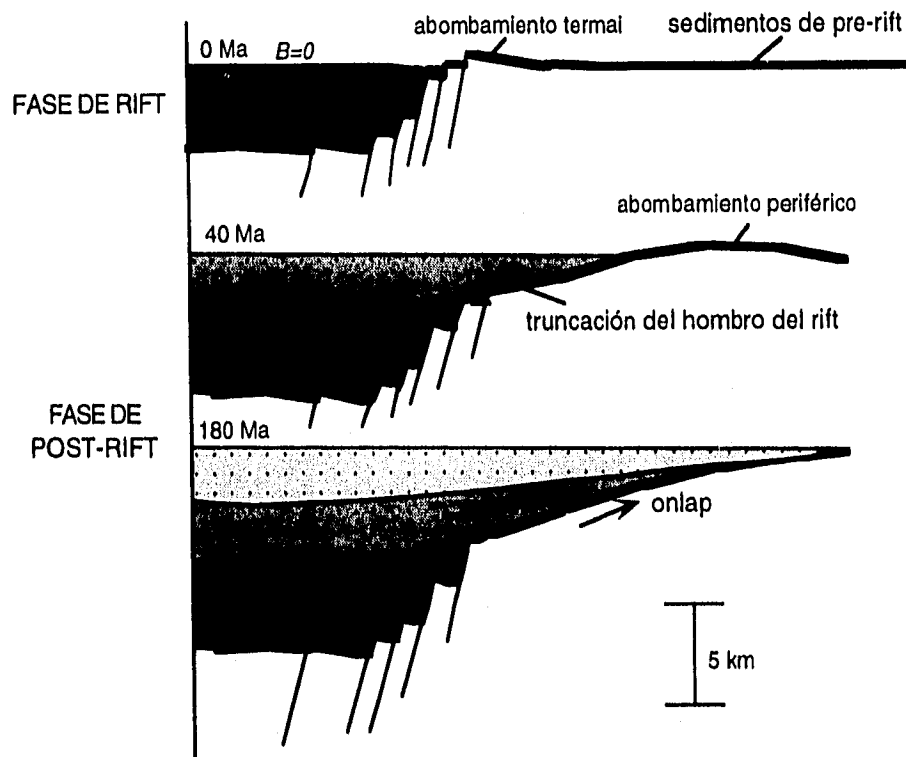


Figura A12. Evolución de una cuenca sedimentarias durante las fases de rift y post-rift (McKenzie, 1978).

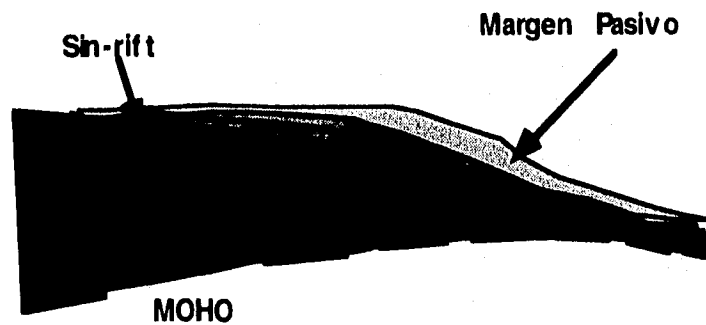


Figura A13. Progradación del margen pasivo sobre un margen oceánico

Tectonosecuencias de Antefosas

Las cuencas de antefosa son el tipo de cuencas más común asociadas a compresión y se forman debido a flexura en la litósfera causada por el peso del apilamiento de cabalgaduras en el frente compresivo (Figura A14). Las cuencas de antefosa son por lo general de forma elongada y paralelas al frente de cabalgadura, con dimensiones que varían entre 100 y 300 km de ancho. Es común la geometría asimétrica del relleno sedimentario asociado a una cuenca de antefosa, engrosándose por lo general hacia el eje de máxima carga (es decir, hacia el frente montañoso).

La mayoría de las cuencas de antefosa tienen tres etapas principales de evolución (Figura A14):

- 1.- Una etapa de rápida subsidencia debido a la carga inicial.
- 2.- Una etapa de relleno de la cuenca con subsidencia menor, a medida que el frente montañoso es erosionado.
- 3.- Una etapa de levantamiento isostático cuando el cabalgamiento cesa.

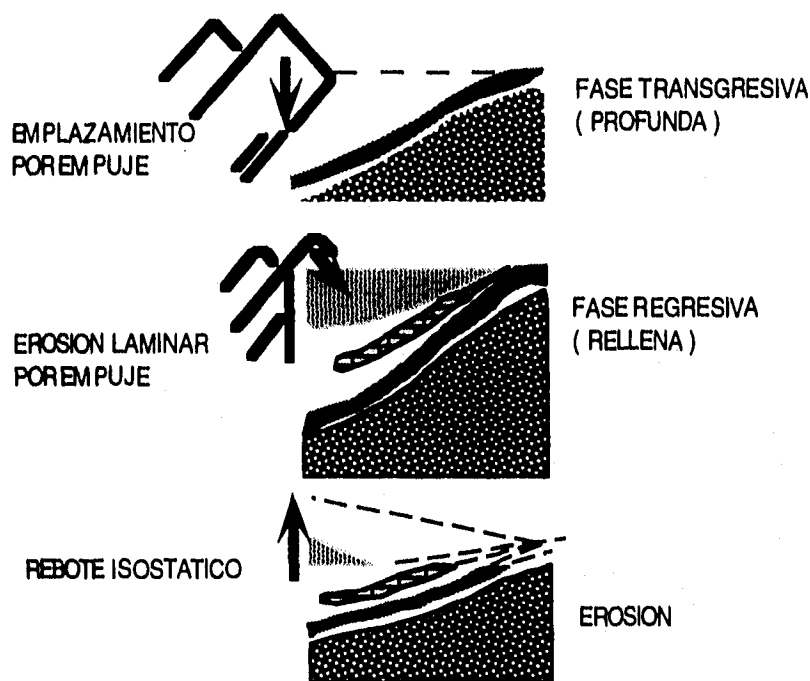


Figura A14. Ciclo de evolución de las cuencas de antefosa

El aporte de sedimentos a la cuenca puede provenir predominantemente del frente montañoso y ser suplido axialmente; aunque cantidades importantes de sedimentos pueden ser aportados transversalmente también del lado contrario, es decir, del antepaís. Es común que algunas cuencas de antefosa reflejen esta historia de relleno axial y transversal a través de patrones de dispersión de sedimentos complejos y alternados. La geometría final del relleno de la cuenca dependerá del grado y dirección relativa del aporte de sedimentos. Si el aporte es bajo relativo a la subsidencia, se pueden generar condiciones marinas profundas (*foredeep*) y se tendrá el depósito de los clásicos "flysh" de aguas profundas; lo cual es común durante la fase inicial del desarrollo de la cuenca de antefosa. En el caso de que el aporte sea alto en relación a la subsidencia, la cuenca se llenará rápidamente y se formarán depósitos "molásicos" no marinos; lo cual es típico en la fase tardía del desarrollo de la cuenca.

Tectonosecuencias asociadas a Cinturones Plegados

Estas tectonosecuencias se desarrollan adyacentes e incluso dentro de las cuencas de antefosa, particularmente cuando la compresión está expresada como una deformación de cobertura sedimentaria (*thin-skin deformation*). Estas tectonosecuencias incluyen el relleno sedimentario de las cuencas *piggy-back*, las cuales se forman sobre o dentro de una faja de pliegues y cabalgaduras (Figura A15). También representan aquellos sedimentos depositados contemporáneamente en las partes bajas de los sinclinales que se forman

asociados al levantamiento por las cabalgaduras. Estos rellenos son elongados, por lo general paralelos al frente de las cabalgaduras y exhiben patrones de onlap en los anticlinales adyacentes y truncaciones en la cresta de los mismos, evidenciando contemporaneidad con la deformación.

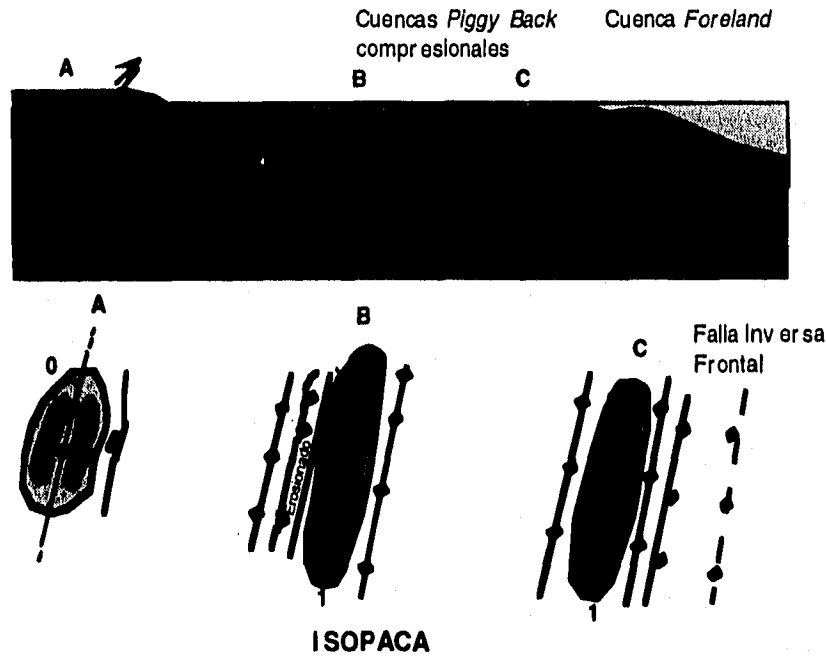


Figura A15. Estilo de las tectonosecuencias asociadas a cinturones plegados

Tectonosecuencias asociadas a transcurrancia

Las cuencas asociadas a transcurrancia son desarrolladas por extensión a lo largo de los límites de fallas transformantes, aunque la transpresión puede ser contemporánea a lo largo del mismo límite. Estas cuencas por lo general son pequeñas, aunque pueden desarrollarse en gran número a lo largo de la falla. Internamente las tectonosecuencias asociadas a transcurrancia pueden ser similares a las tectonosecuencias del sin-rift y sólo pueden ser diferenciadas de éstas por su relación con fallas transformantes y rasgos transpresivos.

APENDICE B

CONCEPTOS DE TECTONICA SALINA

Introducción

Grandes avances en la Tectónica Salina se realizaron principalmente en la década de los 80 debido a un significativo mejoramiento en la adquisición y proceso de la información sísmica en la exploración del norte del Golfo de México, lo cual permitió una mejor imagen del subsuelo. De esta manera, pudieron reconocerse nuevos modelos relacionados con la sal, tales como el emplazamiento y segmentación de las Sábanas Salinas Alóctonas (Allochoutonus Salt Sheets) y la formación de Soldaduras de Sal (Salt Weld) por efectos de remoción salina. También se descubrieron fajas de pliegues y cabalgaduras inducidos por gravedad, localizados principalmente en la base del talud continental del Golfo de México, los cuales ocasionalmente eran cabalgados por el frente de las Sábanas Salinas.

Estas ideas motivaron el modelaje experimental en laboratorio para probar las propuestas y entender los mecanismos para los nuevos modelos de deformación salina. Así, se observó que la sal conteniendo sólo 0.01 % de agua se comportaba virtualmente como un fluido viscoso Newtoniano cuando era deformada. Esto fue comprobado en Irán por los estudios de cuerpos salinos aflorantes (Talbot y Jarvis, 1984), donde se comprobó que la sal húmeda fluía sobre la superficie a manera de glaciación, a una velocidad incluso hasta 100,000 veces más rápido que la precedida por los experimentos (en Jackson y Talbot, 1991).

A continuación revisaremos definiciones básicas (Jackson y Talbot, 1991) y las propiedades físicas de la sal, los mecanismos de deformación y las principales formas de las estructuras salinas (Jackson y Talbot, 1991; Jackson y Talbot, 1989); enfatizando el concepto del emplazamiento a manera de glaciación (McGuinness y Hossack, 1993), la formación de Cuencas de Evacuación y Soldaduras de Sal (Jackson y Cramez, 1989), así como la influencia de las Fallas Contra-Regionales en la formación de estas estructuras (Seni y Jackson, 1989 y Peel, 1994).

Sobrecarga (Overburden), se refiere a los sedimentos depositados encima de la sal. Es un término usado con connotación estratigráfica y no estructural. Por ejemplo: Sal alóctona que sobreyace a su sobrecarga.

Sal madre (Source layer o Mother salt), es la capa que aporta la sal para el crecimiento de las estructuras salinas. La sal madre es un tipo particular de sustrato.

Sustrato (Substratum), en tectónica salina este término se refiere a la capa dúctil abajo de la sobrecarga frágil y encima del estrato subsalino o basamento. Sustrato es un término más general que Sal madre, el sustrato puede dar o no origen a estructuras ascendentes.

Cubierta (Cover), es la pila sedimentaria completa encima del basamento, incluye tanto al sustrato (sal) como a la sobrecarga.

Capa precinématica (Prekinematic layer), capas depositadas antes del inicio del flujo de la sal; mantienen por lo general espesores constantes.

Capa sincinématica (Synkinematic layer), aquellas capas depositadas cuando la sal está fluyendo, normalmente depositadas sobre la capa precinématica; exhibe engrosamiento local asociado a la remoción salina (cuencas de evacuación) o adelgazamiento hacia la parte frontal de la sábana salina.

Capa postcinématica (Postkinematic layer), aquellas capas depositadas cuando ha cesado el flujo de la sal, normalmente depositadas sobre la capa sincinématica. Si no existe ningún proceso

de deformación posterior al flujo total de la sal, exhiben estratificación horizontal y espesores constantes.

Propiedades Físicas de la Sal

La sal está constituida en un 99% de halita. Las propiedades físicas de la sal determinan su comportamiento geológico. La capacidad de la sal para fluir bajo suficiente presión diferencial es muy importante para entender la dinámica de su movimiento y la formación y geometría de las estructuras salinas.

Desde el punto de vista geológico las propiedades mas importantes de la sal son:

- **Densidad**, la sal varía en densidad entre 2.12 y 2.60 g/cc. La sal sufre un insignificante incremento en su densidad por efectos de compactación, así como un mínimo descenso por efectos de incremento en la temperatura. Estas condiciones hacen a la sal prácticamente incompresible.

La densidad de la sal es importante porque:

1.- La densidad de la sal es mayor que la de los sedimentos asociados al tiempo de su depósito, pero menor que la de las rocas sedimentarias después de su compactación; de esta manera la sal, con el tiempo, tiende a equilibrarse y fluye hacia arriba.

2.- La sal puede ser idealizada como un fluido incompresible, de esta manera, al balancear una sección que involucre sal, se puede asumir de una manera general, que un volumen de sal será reemplazado por un volumen similar de sedimentos cuando la sal se mueva.

- **Conductividad Térmica**, la sal tiene una conductividad térmica de 4.5 W/m°C entre 50 y 100°C de temperatura. En las mismas condiciones, la conductividad térmica de las rocas clásticas varía entre 1.5 a 2.5 W/m°C. Esto hace importante a la sal en la transmisión de calor en una cuenca sedimentaria y juega un papel importante en la maduración de las rocas generadoras. Por otra parte, toda vez que la sal es un buen conductor, los domos salinos enraizados ubicados a profundidades considerables, deberían ser mas calientes que los cuerpos alóctonos salinos desprendidos de la capa madre de sal; sin embargo este criterio no es muy definitivo para diferenciar el origen de dichos cuerpos.

- **Susceptibilidad Magnética**, la sal tiene susceptibilidad magnética cero, en tanto que la mayoría de las rocas sedimentarias exhiben un rango entre 25-100 cgs. A pesar de esto, la diferenciación de cuerpos salinos de masas arcillosas empleando datos de susceptibilidad magnética no es de uso común y está en etapa evaluatoria.

- **Velocidad**, la velocidad de la sal es en promedio de 5000 m/seg. Dado que cambios en la densidad de la sal por efectos de temperatura y profundidad son casi insignificantes, la velocidad de la sal es considerada constante para cualquier profundidad.

Mecanismos Básicos en la Deformación de la Sal (Jackson y Talbot, 1991)

El mecanismo elemental por el cual la sal fluye es el efecto puro de la gravedad o cuando el esfuerzo principal (σ_1) es vertical y todos los esfuerzos laterales son iguales a la presión litostática.

El término **Tectónica Salina (Halotectónica)** se refiere a cualquier deformación tectónica cuando el sustrato involucre sal u otras evaporitas; el concepto incluye la Halokinesis. (Trusheim, 1957; Jackson y Talbot, 1986; en Jackson y Talbot, 1991).

La Halotectónica considera dos mecanismos importantes :

- **Halotectónica extensional**, cuando σ_1 es vertical y σ_3 es horizontal (o paralelo al talud) y menor que el esfuerzo litostático. Este tipo de tectónica salina está invariablemente asociado con el desarrollo regional de fallas normales tanto en la sobrecarga como en la cubierta.

- **Halotectónica compresional**, cuando σ_1 es horizontal, ya sea que σ_3 sea vertical y genere acortamiento o que σ_2 sea vertical y genera transpresión. Este estado de esfuerzos afectando la sal puede dar origen a acortamiento regional afectando sólo a la cubierta sedimentaria o puede involucrar al basamento.

La **Halokinesis** es una forma de Tectónica Salina en la cual la sal fluye por efectos puramente asociados a la gravedad, es decir, por la liberación de la energía potencial de la gravedad y ausencia de fuerzas tectónicas laterales importantes. La Halokinesis incluye los siguientes mecanismos:

- **Flotación (Buoyancy)**, asociado a la inestabilidad causada por la tendencia de la sobrecarga a hundirse en una capa de sal menos densa. La flotación es gobernada por los gradientes laterales de presión causados por el relieve estructural en la parte superior de la Sal madre. Existe un punto a profundidad en el cual la densidad de la sobrecarga es igual a la de la sal (nivel neutral de flotabilidad); este es el punto en el cual la sal empieza a flotar y los diapiros se expanden más rápidamente. Esta profundidad varía de cuenca a cuenca pero por lo general se ubica entre 450 a 900 m bajo condiciones normales de compactación, y a 1500 m donde se tienen cuerpos arcillosos sin compactar (presión de poro alta).
- **Carga Diferencial (Differential Loading)**, asociado a la formación de gradientes laterales de presión causados por la variación lateral en espesor (tanto de la sal como de la sobrecarga), densidad o peso de la sobrecarga. Estas variaciones pueden estar asociadas a aspectos sedimentológicos (especialmente en el límite plataforma-talud, donde la diferencia en el espesor de depósitos ya sea de abanicos, deltas o lóbulos, da lugar a diferentes densidades en la sobrecarga y en el peso que esta ejerce sobre la sal) o estructurales (adelgazamiento por efectos de rift o engrosamiento por efectos de fallas de crecimiento). A diferencia del mecanismo de Flotación, este mecanismo no requiere de inversión de densidades o sepultamiento de la sal por debajo del nivel de flotación para funcionar (Jackson y Talbot, 1991), dado que la sal se mueve de las zonas de mayor carga hacia las zonas de menor carga y presión y el flujo depende de la relación de viscosidades entre la sobrecarga y la sal (en Basurto, 1992).
- **Expansión por gravedad (Gravity Spreading)**, asociado al colapso vertical y expansión lateral de la sal y la sobrecarga por el efecto de su propio peso, en presencia de una superficie inclinada que permite que la fuerza de gravedad se resuelva en un esfuerzo de cizalla pendiente abajo del talud provocando la expansión. En este caso la base de la sal puede ser horizontal o incluso inclinarse levemente en sentido opuesto a la superficie de deslizamiento. A este mecanismo se asocia el origen y expansión de los glaciares de sal (Talbot y Jarvis, 1984) y la inyección lateral de las sábanas salinas.
- **Convección termal (Thermal Convection)**, asociado al ascenso en estado subsólido de la sal caliente y al hundimiento de la sal fría debido al gradiente termal entre la cima y la base de la sal por efectos de la alta conductividad térmica de la sal, lo que genera corrientes de convección. La convección es promovida por el incremento del espesor de la capa de sal, la densidad, el gradiente de temperatura y la expansividad termal así como por la disminución de la viscosidad y la difusividad termal. La convección termal es teóricamente posible en capas de sal con espesor mayor de 2.9 km, viscosidad menor de 10^{16} Pascales y gradientes geotérmicos de $30^\circ\text{C}/\text{km}$.

Jackson y Talbot, 1991, también definen dos términos específicos relacionados con la pérdida progresiva de sal:

Reducción de Sal (Salt reduction), que se refiere a la transferencia de masa salina a través del tiempo, dando por resultado un cambio evidente, visto en sección, en el área de la sal, debido a:

- 1-Pérdida de volumen por disolución.
- 2-Flujo de volumen constante hacia afuera del plano de sección, incluyendo esparcimiento a lo largo de un décollement.
- 3-Flujo de volumen constante dentro del plano de sección pero mas allá aún del plano mismo de sección.

El proceso de reducción culmina con la formación de soldaduras de sal (Salt welds), (Jackson y Cramez, 1989).

Evacuación de sal (Salt withdrawal), que se refiere a la transferencia de masa salina a través del tiempo, sin grandes cambios, visto en sección, en el área de la sal. Ejemplos de este proceso son la migración de la sal desde los flancos de una almohadilla salina (salt pillow) hasta su núcleo en un diapiro o el flujo de sal a lo largo de una pared de sal (sal wall) hasta culminaciones locales que evolucionan a troncos de sal (salt stocks). La evacuación de sal es un proceso bien conocido para explicar la inversión estructural (anticlinales tipo tortuga) asociada con diapirismo.

Evolución y formas de las estructuras salinas (Jackson y Talbot, 1991)

En las *Figuras B1 y B2* se muestran las formas de las principales estructuras salinas; los términos que describen la geometría del contacto entre la sobrecarga y la sal madre o sustrato están ordenados de acuerdo al incremento estructural de su madurez y se cita entre parentésis el origen del término, según Jackson y Talbot, 1991. En la *Figura B1(a)* se muestran estructuras elongadas que se forman por ascenso de sal a partir de una capa salina y en la *Figura B1(b)* se muestran las estructuras que se forman por ascenso de sal a partir de puntos salinos.

Anticlinal de sal (Salt anticline o salt welt), forma elongada de un cuerpo ascendente de sal que tiene una sobrecarga concordante (DeGolyer, 1925; Harrison y Bally, 1988).

Almohada de sal (Salt pillow), forma subcircular de un cuerpo ascendente de sal que tiene una sobrecarga concordante (Trusheim, 1960).

Domo de sal (Salt dome), término genérico impreciso para un cuerpo ascendente de sal de forma cómica y que incluye un núcleo salino y la sobrecarga normalmente deformada que le rodea. La sal puede o no ser discordante (Harris y Veatch, 1899).

Rodillos de sal (Salt roller), estructura salina de baja amplitud de onda, asimétrica, formada por un flanco con echado suave concordante con la sobrecarga y un flanco más inclinado que normalmente exhibe contacto por falla normal con la sobrecarga. Estas estructuras son evidencia clara de extensión regional de la cubierta sedimentaria en dirección perpendicular al rumbo de ellas (Bally, 1981).

Diapiro de sal (Salt diapir), masa de sal que ha fluido dúctilmente y que parece haber ascendido o intrusionado la sobrecarga, teniendo una relación discordante. En un sentido amplio (según la idea de Jackson y Talbot, 1991), el término diapiro incluye: intrusión lateral o vertical de cualquier forma; ascenso por flotación de cualquier tipo de roca y emplazamiento por ascenso pasivo (passive piercement o upbuilding) o por fallamiento de la sobrecarga depositada antes del inicio del movimiento de la sal (prekinematic overburden) (Mrazec, 1907).

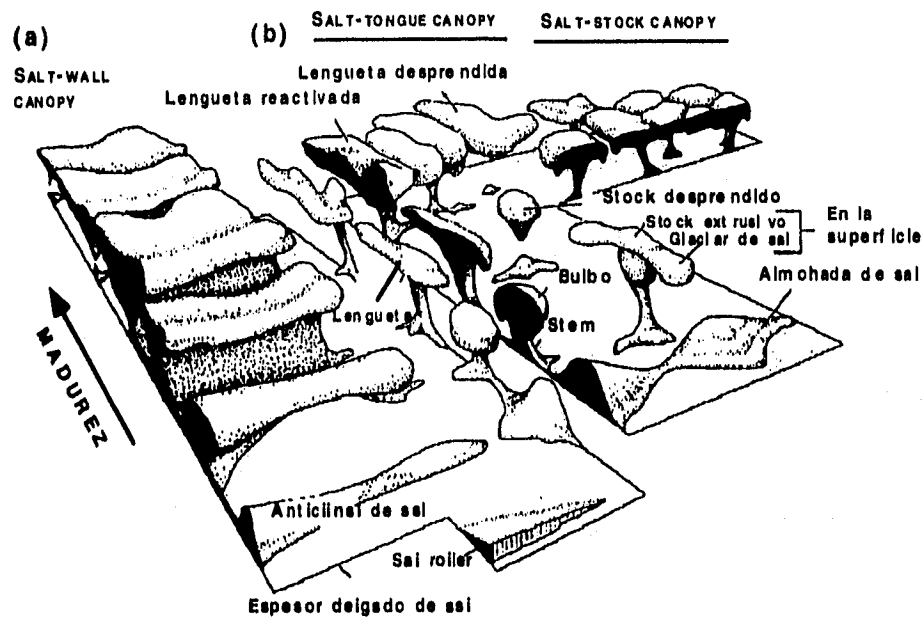


Figura B1. Bloque diagramático que muestra esquemáticamente la forma de las principales estructuras salinas conocidas. La madurez estructural y el tamaño se incrementa hacia el fondo del dibujo hasta las estructuras complejas y coalescentes.

Pared de sal (Salt wall), forma elongada de un cuerpo diapírico salino ascendente que comúnmente forma hileras sinuosas y paralelas (Trusheim, 1960).

Tronco de sal (Salt stock o Salt plug), diapiro salino en forma de enchufe que visto en mapa tiene forma subcircular (Trusheim, 1960). Está compuesto por tres partes: **tallo** (stem), que es la parte más delgada, abajo del bulbo, del diapiro; **raíz** (root), que es la base del tallo y el **bulbo** (bulb), que es la porción crestal hinchada del diapiro. La forma del bulbo está controlada por el contraste de viscosidad y por la madurez estructural. Los bulbos extremadamente extensos evolucionan hacia las sábanas salinas (Jackson y Talbot, 1986).

Sal autóctona (Autochthonous salt), cuerpo de sal en la posición original en la cual fue depositado por evaporación.

Sal alóctona (Allochthonous salt), cuerpo de sal en forma de sábana emplazado en niveles estratigráficos encima de la sal madre o autóctona (Van der Fliert, 1953; Bally, 1981). Jackson y Talbot, 1991, sugieren que este término debe ser aplicado aún si la sábana salina permanece ligada a la sal madre.

Los términos empleados y conceptos del origen de las estructuras salinas alóctonas son nuevos y todavía no están ampliamente difundidos, a la vez que frecuentemente son acuñados nuevos términos en función de las observaciones que se logran con cada vez mejor información sísmica.

En la *Figura B2* se ilustran algunos de los términos actualmente en uso. El grado de coalescencia o fusión incrementa hacia el frente de cada grupo. Las suturas entre las estructuras salinas coalescentes pueden ser identificadas por lentes de rocas locales alojados entre la sal y por

sinclinales y pares de anticlinales apretados localizados en la sobrecarga hacia los márgenes de las sábanas salinas que se juntan. Las suturas en las canopies que se forman por coalescencia de paredes de sal son perpendiculares a la dirección principal de expansión (indicada por las flechas), mientras que las suturas en las canopies de sal formadas por coalescencia de lengüetas de sal son paralelas a la dirección principal de expansión y al límite frontal en forma de lóbulo de la intrusión salina.

Sábana salina (Salt sheet), sal alóctona cuya longitud es varias veces mayor que su máximo espesor (O'Brien y Lerche, 1988).

Manto salino (Salt sill), sábana salina intrusiva que tiene una relación ancho máximo/espesor máximo mayor de 20. Se considera intrusiva a profundidades menores de unos cuantos cientos de metros; su contacto superior es por lo general concordante mientras que su contacto inferior es ligeramente discordante. (Watkins et. al., 1978; Nelson y Fairchild, 1989).

Lengüeta de sal (Salt tongue), especie de sábana salina altamente asimétrica alimentada por un tallo individual y que se expanden en una dirección preferencial. Las sábanas salinas individuales son a lo más de 80 km de longitud y 7 km de espesor y por lo general exhiben forma de cuña (Watkins et. al., 1978; Jackson y Talbot, 1989; D'Onofro, 1988; Wang, 1988).

Canopy de sal (Salt canopy), estructura diapírica compleja formada por fusión parcial o total de los bulbos de los diapiros o de sábanas salinas. Estos cuerpos se juntan a lo largo de suturas de sal y pueden o no estar conectados a la sal madre a través de tallos. Las canopies pueden ser diferenciadas en función de sus componentes (Jackson y Talbot, 1987) en :

Salt-stock canopy, aquellas formadas por coalescencia de stocks.

Salt-wall canopy, aquellas formadas por la coalescencia de paredes de sal.

Sal-tongue canopy, aquellas formadas por coalescencia de lengüetas salinas.

Una **sutura** (salt suture o collision zone) representa la unión entre estructuras salinas individuales que han coalescido lateralmente para formar canopies de sal (Lee et. al., 1989; Fairchild y Nelson, 1992).

Glaciar de sal (Salt glacier o namakier), extrusión de sal en forma de sábana que fluye desde un diapiro expuesto y se expande en condiciones subaéreas o subacuosas (De Böckh et. al., 1929; Talbot y Jarvis, 1984).

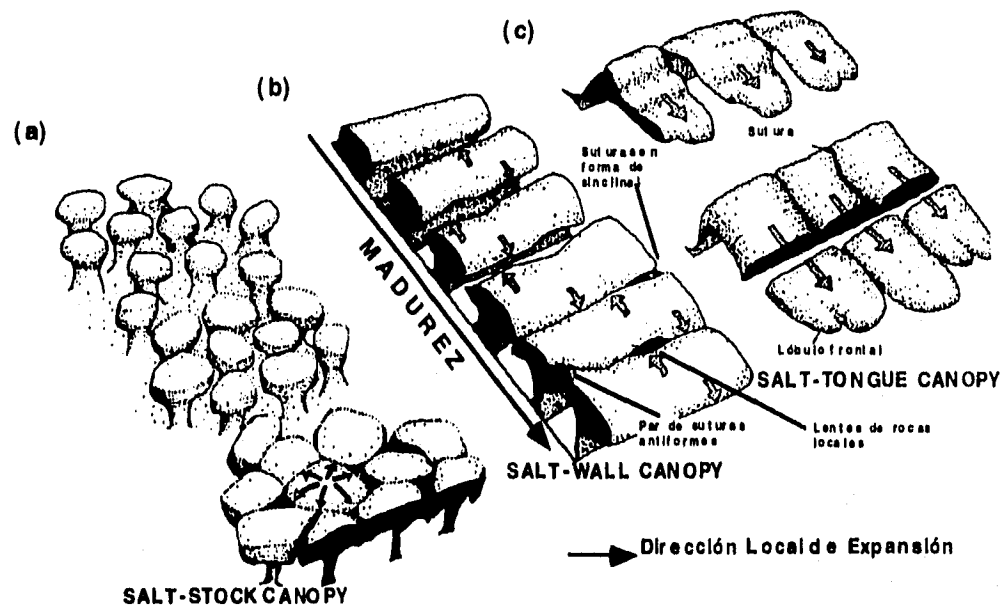


Figura B2. Bloque diagramático que muestra los tres tipos principales de canopies de sal formados por la coalescencia de (a) Stocks de sal, (b) Paredes de sal y (c) Lenguetas de sal

Nuevos Conceptos sobre Sábanas Salinas Alóctonas

La evolución y el desarrollo de las masas salinas ha sido documentada por numerosos autores (Evans, 1985; Worrall y Snelson, 1989; Wu et. al., 1989; en Jackson y Talbot, 1991). En general puede concebirse en dos etapas: una temprana autóctona y una etapa alóctona. Durante la primera etapa, se desarrollan en la cima de la sal los salt rollers, almohadas salinas, anticlinales de sal y domos (Jackson y Talbot, 1986), y a medida que la carga sedimentaria aumenta las almohadas y los swells evolucionan a stocks y paredes de sal.

En la etapa alóctona, las sábanas salinas empiezan a formarse cuando un stock o una pared de sal se expanden pendiente abajo de una superficie inclinada (normalmente el talud).

Durante la evolución de una sábana salina alóctona se distinguen principalmente tres fases: (Figuras B3 y B4)

- **Inyección de la sábana** (Sheet Injection o Sheet Spreading, Jackson y Talbot, 1991), proceso en el cual un sill salino es emplazado a manera de sábana entre la sobrecarga, unos cuantos metros por debajo de la superficie de los sedimentos. La inyección es gobernada por el proceso de Expansión por gravedad en ambientes de baja presión confinante, en una capa débil, inconsolidada, rica en arcilla, menos densa que la sobrecarga. Según McGuinness y Hossack, 1993, cuando la tasa de agradación de la cobertura es baja, la sal se puede expandir rápidamente, de tal manera que puede ser casi paralela a la estratificación.
- **Inflación** (Inflation period, McGuinness y Hossack, 1993), dado que la sal alóctona no es típicamente inyectada, sino que se puede distribuir casi paralela a la estratificación, se expande sobre el fondo marino (o muy cerca de él) por efecto de los sedimentos depositados sobre ella; cuando una gran cantidad de sedimentos es depositada en un corto período de tiempo, la sal

desarrollará flancos inclinados y empieza a expandirse; esto es denominado el período de inflación, que corresponde a una alta tasa de agradación de la sobrecarga.

- **Dispersión o Expansión** (Spreading, Jackson y Talbot, 1991), proceso por el cual la sal empieza a expandirse o desplazarse lateralmente, interrelacionando con los sedimentos depositados sobre ella y en el frente de la expansión de la sábana salina.

Para entender la evolución de las masas salinas alóctonas McGuinness y Hossack, 1993, introdujeron 2 conceptos básicos: (*Figuras B3 y B4*)

Truncamiento Basal (Basal cutoff), que representa la truncación oblicua de los estratos contra la base de la sal. Cada truncación indica la posición de la parte frontal de la sábana salina en un tiempo dado.

Rampas salinas y Planicies salinas (Salt ramp y Salt flat), términos con connotación estructural que se refieren a segmentos altamente (rampas) o suavemente (flats) inclinados en la geometría escalonada de la parte basal de una sábana salina alóctona.

Las rampas en la sal cortan sección estratigráfica arriba en la dirección del emplazamiento e indican rápida sedimentación y carga sobre la sal, en tanto que las planicies indican tiempo cuando la sedimentación era baja y la sal estaba preponderantemente dispersándose.

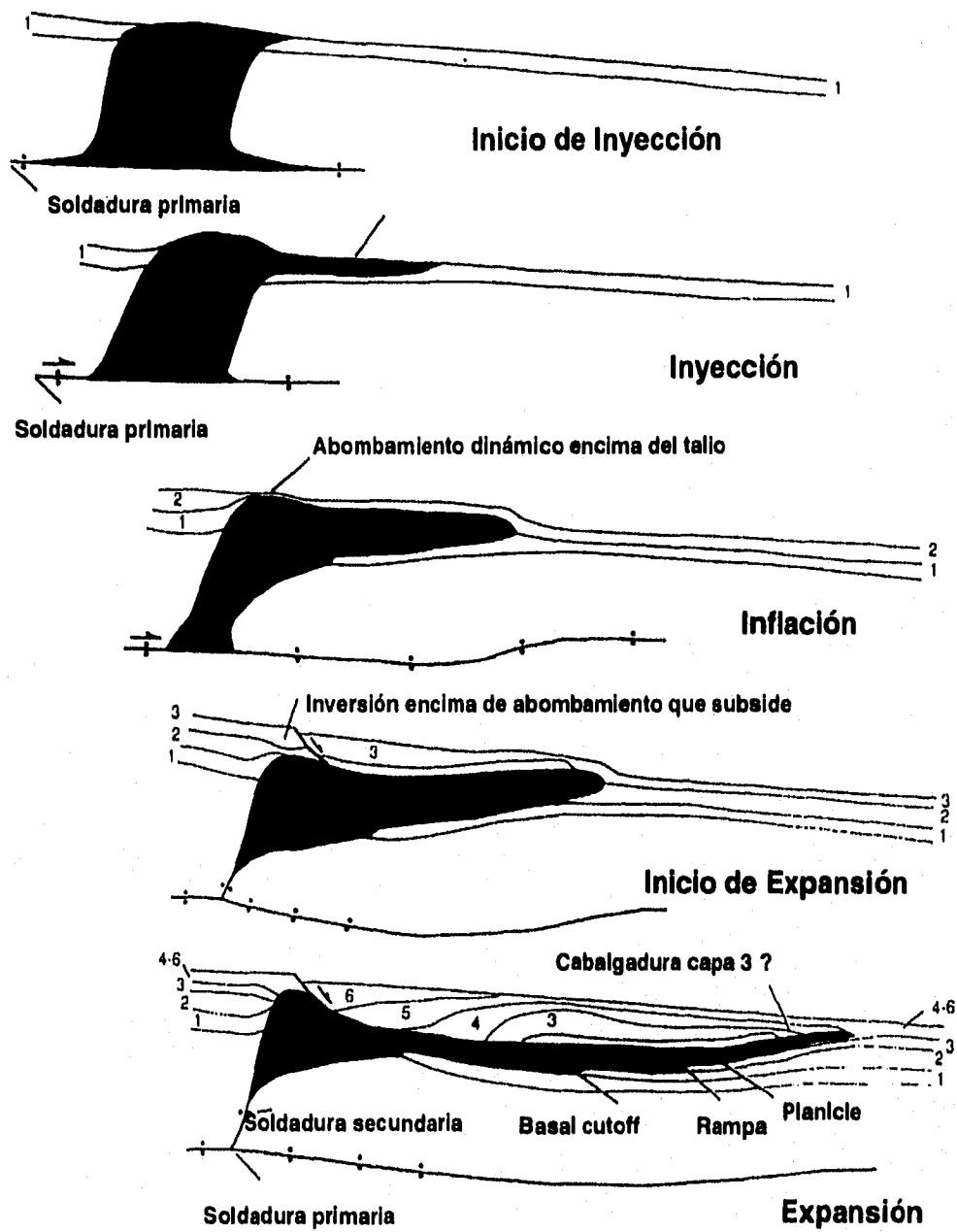
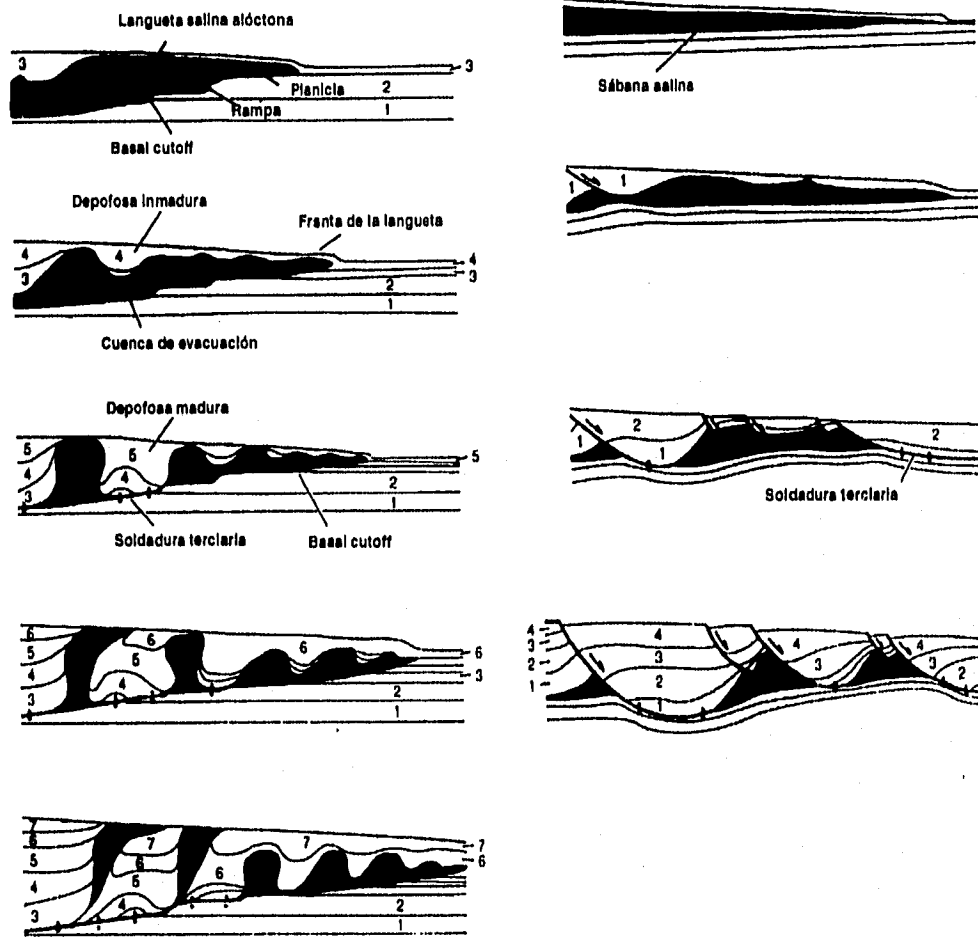


Figura B3. Inyección, Inflación, Engrosamiento y Expansión de una Lengüeta Salina en el talud continental (en Jackson y Talbot,1991, modificado de Nelson y Fairchild,1989 y Wu,1989)



Figuar B4. Reactivación y segmentación de una sábana salina alóctona por (a) Carga Diferencial y (b) Fallas de Crecimiento (en Jackson y Talbot,1991; basado en Humphris,1978; West,1989; y Worrall y Snelson,1989)

El modelo mas comunmente aceptado para el emplazamiento de cuerpos salinos alóctonos (languetas y canopies) establece que la sal intrusione horizontalmente en forma de manto cerca del fondo marino o debajo de una cubierta previa de sedimentos (Cao et. al.,1989; Hardin,1989; Jackson y Talbot,1989; Nelson y Fairchild,1989; Seni y Jackson,1989; West,1989; Wu et. al.,1989 y 1990). Adicionalmente se piensa, de acuerdo con este modelo, que la intrusión ocurre cerca de la capa arcillosa inconsolidada en el fondo marino y que una delgada caparazón de este lodo protege a la sal de la disolución.

Recientes perforaciones en el norte del Golfo de México (McGuinness y Hossack,1993) que han encontrado sección repetida por debajo de la sal sugieren que para explicar la evolución de estos

cuerpos alóctonos de sal es necesario pensar en otros modelos puesto que la intrusión no puede generar secciones repetidas.

Para reexaminar el origen de estos cuerpos estos autores piensan que es necesario estudiar la geometría y las relaciones con los sedimentos circundantes en la base de la sal, debido a que la geometría de la cima de estos cuerpos salinos refleja la historia de la carga sedimentaria y la segmentación posterior a su emplazamiento. La geometría de la base de la sal documenta el emplazamiento progresivo de la misma.

Las sábanas salinas tienen forma de cuña y la base por lo general se prolonga sección arriba alejándose de la raíz. De esta manera la geometría de la base de la sal puede asociarse al bloque pasivo (footwall) de una falla inversa. Algunas secciones sísmicas en el norte del Golfo de México (McGuinness y Hossack, 1993) muestra que la base de la sal tiene una geometría típica "rampaplanicie", lo cual asemeja aún más la comparación con las fallas inversas (Jackson y Talbot, 1991).

Para generar sección repetida, los sedimentos encima de la sábana salina deben ser trasladados con ella y ascender por encima del nivel estructural regional. De tal forma que algunas sábanas salinas deben desarrollarse como glaciar, fluyendo a lo largo del fondo marino; así los sedimentos encima son trasladados con ellas a medida que se extienden o alargan en su expansión, de tal manera que estos sedimentos forman una coraza protectora que impide la disolución de la sábana salina.

Solamente la parte más frontal de la sábana salina donde la coraza protectora es muy delgada o incluso ausente, está expuesta a la influencia del agua de mar. De esta manera, la cubierta sedimentaria a la que hacen mención Fairchild y Nelson, 1989, también puede ser explicada.

Wu et al., 1989, sugieren que los sedimentos encima de las sábanas salinas pueden ser trasladados pendiente abajo del talud junto con la sal. Mencionan que las condiciones mecánicas cambian de expansión talud abajo a cabalgamiento. Por consiguiente, la porción frontal de la sábana salina puede montarse sobre los sedimentos en el frente de avance de la masa salina.

McGuinness y Hossack, 1993, (p.130-132), al restaurar una sección estructural entre los pozos que cortaron sección repetida abajo de la sal, determinan que la cantidad de extensión es equivalente al espesor de la sección repetida (regresando la truncación en el bloque activo de la falla "hangingwall cutoff" encima de la sal hasta la truncación en el bloque pasivo de la falla "footwall cutoff" en la base de la sábana salina). De esta forma, las sábanas salinas internamente balancean como un glaciar de sal.

Una vez que la sábana salina ha sido emplazada como glaciar, las relaciones entre el aporte de sedimentos, la cantidad de expansión y la sal aportada controlan el crecimiento de la sábana y determinan la geometría de la relación sal-cobertura.

Altas inclinaciones en la base de la sal indican rápida sedimentación y bajas inclinaciones o donde la sal es casi paralela a la estratificación indican períodos cuando el aporte de sal fue mucho mayor que los sedimentos depositados. Jackson y Talbot, 1991 y McGuinness y Hossack, 1993, han denominado rampas a las porciones inclinadas y planicies a las porciones planas; también sugieren que las rampas en la base de la sal representan fases de inflación o expansión y las planicies fases de inyección (extrusión a manera de glaciar de acuerdo con estas ideas) en la formación de las sábanas salinas. De esta forma, períodos alternantes de inflación e inyección originan una geometría escalonada en la base de la sal, similar a la geometría observada en las fallas inversas.

El desarrollo de las sábanas salinas también se asocian como ya se mencionó al grado de expansión o extensión de la sal cuando fluye sobre el fondo marino. Los sedimentos encima de la sal son trasladados con ella y por consiguiente deben ser extendidos en proporción al alargamiento o expansión de la sábana salina. Las planicies en la base de la sal representan períodos cuando la sal fluye a lo largo del fondo marino y por lo tanto la extensión es mucho mayor que la sedimentación. Si la sal fluye más aprisa que la transportación de los sedimentos, se disuelve.

Dado que los sedimentos depositados encima de la sal son delgados, se piensa que la capa de sal tiene una importante componente de cizalla simple (flujo estilo Couette) cuando se mueve en relación a los sedimentos (Last, 1988, en McGuinness y Hossack, 1993, p. 130-132) y cuando esto sucede en presencia del talud de la plataforma, la parte superior de la sal es cizallada pendiente abajo en relación a la parte inferior, transmitiendo y transformando la extensión generada echado arriba en compresión basal en el frente de la sábana salina, provocando que la parte frontal de la sábana cabalgue a los sedimentos, explicando así las secciones repetidas observadas por estos autores en el Golfo de México.

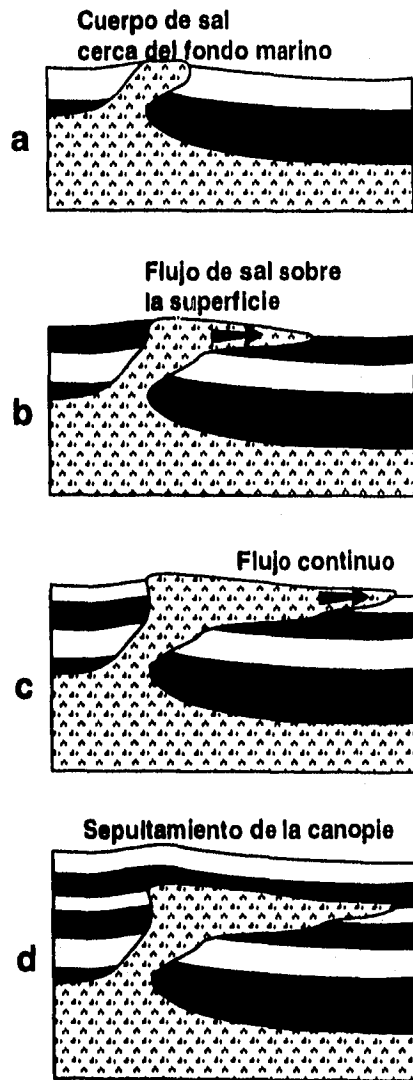
La reactivación y segmentación (*Figura B4*) de las sábanas salinas ya sea por carga diferencial o por fallas de crecimiento es muy importante en la exploración petrolera porque puede dar origen a numerosos tipos de trampas tanto estructurales como estratigráficas, localizadas ya sea en el bloque activo de las fallas como en el bloque pasivo de las mismas, en el frente de cabalgamiento de las sábanas salinas o incluso por debajo de las superficies de Soldaduras de sal (todas éstas últimas por lo general se constituyen el objetivo subsalinos). Obviamente a la presencia de posible roca almacenadora en estos casos, se deben analizar los factores de generación y carga de petróleo, así como la presencia de roca sello (la sal en posiciones superiores suele ser un sello efectivo, pero al mismo tiempo un impedimento para cargar rocas almacenadoras por encima de ella, si el proceso de evacuación y la posterior soldadura de sal no ha sido completado).

Un ejemplo de esto puede ser visto en la línea 22W75 de la LR2 (Anexo 3). La presencia de una extensa soldadura de sal facilita el acceso de hidrocarburos generados por rocas mesozoicas. La cuenca de evacuación asimétrica y contraregional del Plioceno encima de esta soldadura, con echado regional hacia el norte, provoca que los hidrocarburos que atraviesen la soldadura se muevan echado arriba, hasta cargar trampas potenciales en el margen de la cuenca. En este caso el Pozo Anade 1 es improductivo debido a efectividad de la roca sello en la estructura. Este mecanismo explica la migración y enfoque de hidrocarburos a través de las soldaduras de sal y las cuencas de evacuación.

Canopies de Sal

El entendimiento del mecanismo de emplazamiento de la sal ha avanzado notablemente en años recientes, debido principalmente a la disponibilidad de datos sísmicos 3D y a la información aportada por pozos perforados en la margen estadounidense del Golfo de México. Anteriormente se creía que las canopies de sal se formaban por intrusión, en condición análoga a la formación de sills en las rocas ígneas (*Figura B5B*).

A. Modelo glacial de sal



B. Modelo de intrusión de sal

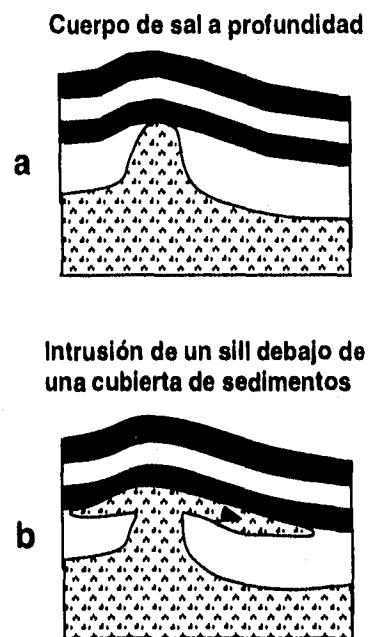


Figura B5. Modelos para la formación de canopies de sal

Cuencas de Evacuación de Sal

El contraste de densidad entre sedimentos y sal provoca que éstos, cuando son depositados encima de la sal, tiendan a hundirse generando depresiones que son denominadas "Cuencas de Evacuación de Sal". La evolución de una cuenca de evacuación simple y simétrica es ilustrada en la *Figura B6*. En la primera etapa, la cuenca subside en la sal, como se muestra en *B6(i)*. Este proceso continúa hasta que el fondo de la cuenca toca el fondo de la sal, creando una soldadura de sal (*salt weld*), como se muestra en *B6(ii)*. Una soldadura es en esencia una discordancia y representa la naturaleza del contacto (después de que toda la sal ha sido evacuada) entre dos cuerpos de sedimentos que originalmente estaban separados por sal. En la porción media de la cuenca ya no

hay posibilidad de mayor subsidencia debido a que no hay más sal por evacuar. Sin embargo, cantidades remanentes de sal permanecen bajo los márgenes de la cuenca y, en una etapa posterior, la evacuación de esta sal remanente provoca que los márgenes de la cuenca se inclinen hacia abajo para generar estructuras anticlinales tipo "tortuga", como se muestra en B6(iii). En una etapa final, la sal aún remanente es eliminada ya sea por una completa evacuación o por disolución y se generan cuencas sobre aquellas áreas que previamente habían estado relativamente elevadas, B6(iv).

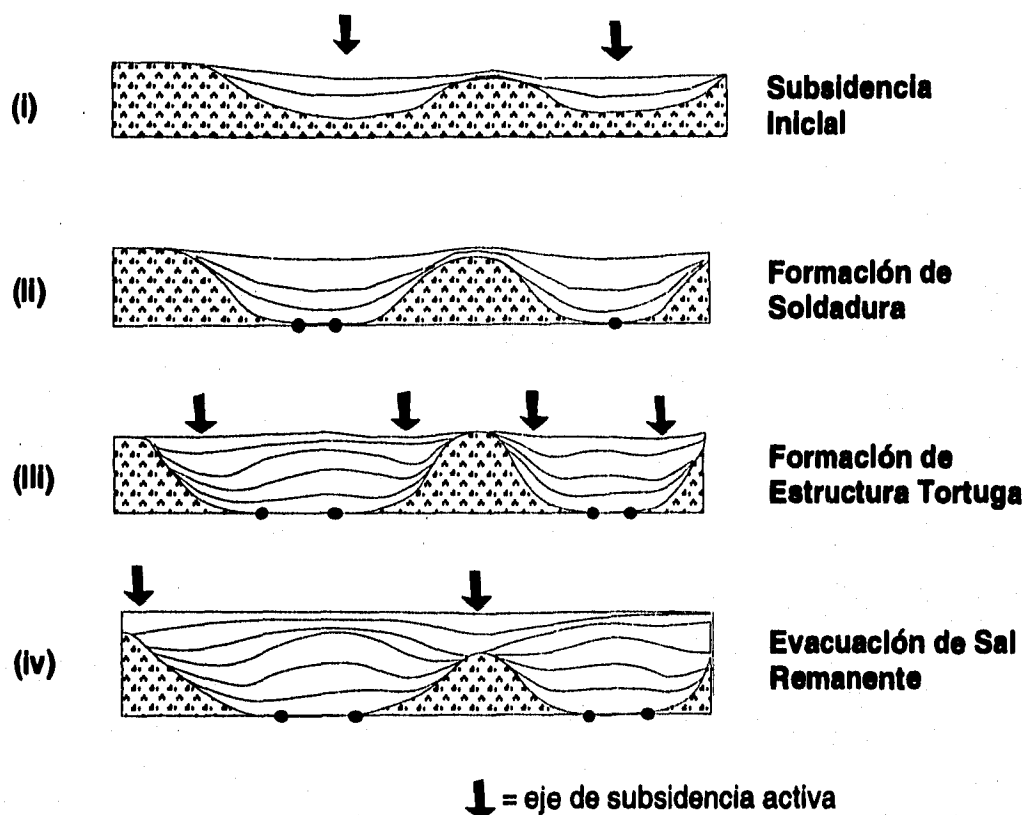


Figura B6. Evolución de una cuenca de evacuación de sal

En la nueva terminología de Tectónica Salina es posible distinguir tres diferentes tipos de soldaduras de sal, así como algunas cuencas asociadas a la evolución de las masas salinas alóctonas (Figuras B3 y B4).

Soldadura primaria (Primary weld), aquella que une estratos originalmente separados por sal autóctona.

Soldadura secundaria (Secondary weld), aquella que une estratos originalmente separados por los flancos inclinados de diapiros, paredes o stocks de sal.

Soldadura terciaria (Tertiary weld), aquella que une estratos originalmente separados por sábanas salinas alóctonas (Jackson y Cramez, 1989).

Cuenca intrasalina (Intrasalt basin o monibasin), una cuenca en la capa sincinemática que subsidie en un cuerpo grueso de sal ya sea autóctono o alóctono.

Depofosa (Depotrough), cuenca intrasalina subsidiendo en o entre gruesas masas salinas en aguas profundas, típicamente contiene depósitos turbidíticos, la mayor parte localizados en el centro de la depofosa.

Depopod, cuenca intrasalina que subsidie en masas salinas en aguas someras, contiene por lo general sedimentos deltaicos, con la mayor porción arenosa atrapada sobre o en los flancos de estructuras salinas.

Cuenca primaria (Primary basin), aquella que subsidie en un cuerpo de sal autóctono.

Cuenca secundaria (Secondary basin), aquella que subsidie en un cuerpo de sal alóctona. Esto significa que estas cuencas están separadas de rocas generadoras mas antiguas ya sea por la capa de sal alóctona o por una soldadura de sal.

Tortuga (Turtle), es una cuenca cuya estructura ha sido modificada por colisión de la cuenca con el peso de la sal. Esto a menudo da origen a inversión estructural.

Este mecanismo de evolución de una cuenca de evacuación como se ha descrito, es a menudo complicado por otros factores. Por ejemplo, la línea sísmica 10917 que pasa a través de los pozos Kinil-1 y Yaxche-1, ilustra el movimiento progresivo hacia el norte de la cuenca de evacuación principal (*Figura B7*). En este caso, se han formado sucesivamente tres cuencas de evacuación, cada una desfasada hacia el sur de la anterior; controlado esto tal vez por la variación de la ubicación de la principal fuente de aporte de sedimentos hacia la cuenca.

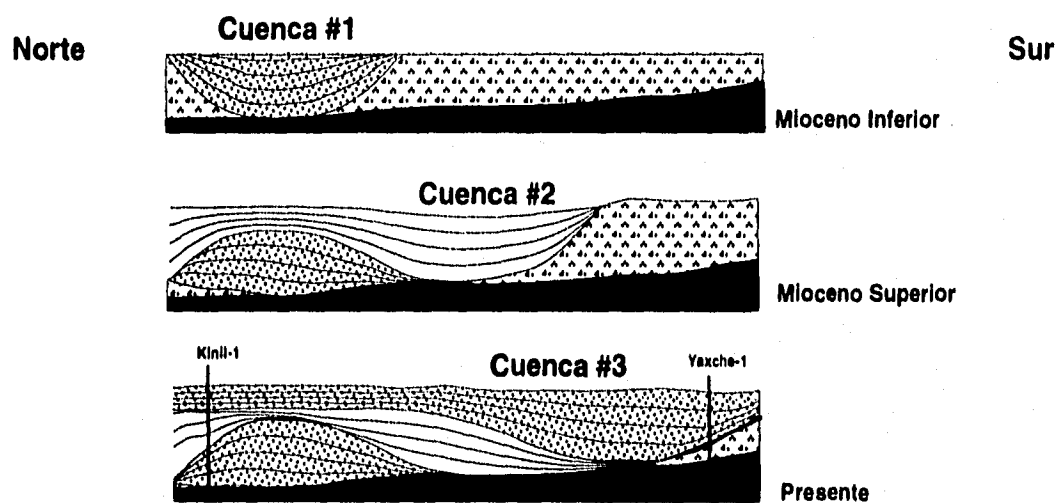


Figura B7. Secuencia de Cuencas de Evacuación (dibujo basado en la línea 10917)

Cuencas de Evacuación Contra-Regionales y Asimétricas

Cuando un margen de plataforma clástico prograda sobre un extenso cuerpo de sal, se desarrollan cuencas de evacuación fuertemente asimétricas en lugar de las simétricas descritas con anterioridad. Existen buenos ejemplos de este caso en el área de estudio y de hecho, todo el relleno sedimentario en las cuencas de Comalcalco y Pescadores se ha llevado a cabo bajo este mecanismo.

La formación de estas cuencas asimétricas es mostrada en la *Figura B8*. La sal bajo los márgenes de la cuenca ha sido evacuada, basculando la cuenca hacia abajo. A medida que el margen se hunde, los sedimentos avanzan sobre la sal. La subsidencia vertical de los sedimentos continua hasta que estos alcanzan la base de la sal, formándose una soldadura. El proceso continua hasta que toda la sal es desplazada o hasta que cesa el aporte de sedimentos.

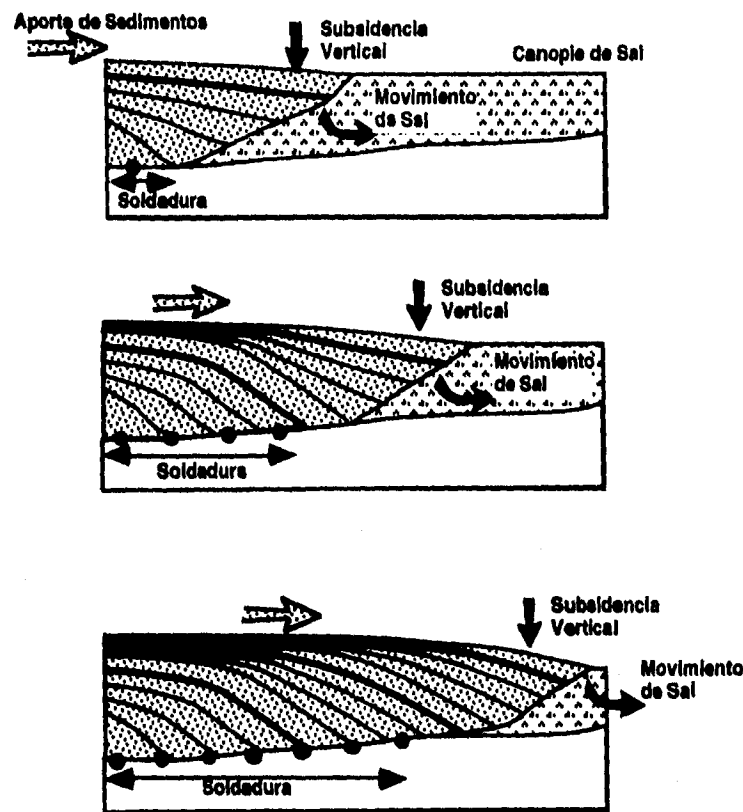


Figura B8. Desarrollo de una cuenca de evacuación asimétrica y contra-regional

El producto final de este proceso es el desarrollo de una extensa cuenca en la cual todas las capas de los sedimentos depositados son fuertemente rotadas hacia abajo, en dirección a la cuenca (mar abierto). Estas cuencas tienen algunas semejanzas con aquellas producidas por fallas de crecimiento, pero existen dos diferencias fundamentales:

- En primer lugar, el movimiento de los sedimentos dentro de la cuenca es predominantemente vertical. Una vez que la cuenca es "soldada" no ocurre ningún movimiento posterior.
- En segundo lugar, todas las grandes fallas de crecimiento conocidas tienen echados en sentido contrario, dando lugar a cuencas en las cuales las capas son rotadas hacia abajo pero en dirección a la costa.

Es importante reconocer las diferencias entre fallas de crecimiento y cuencas de evacuación, debido a que la distribución de arenas y facies potencialmente sellado es diferente en cada caso. Mas aún, el gran echado hacia la cuenca de las capas, provoca que la migración de los hidrocarburos sea hacia arriba, es decir hacia el margen costero.

La rotación hacia abajo de los sedimentos dentro de la cuenca es comúnmente acompañada por fallamiento, como se muestra en la Figura B9. Esto puede dar origen a trampas estructurales, que dependen de la capacidad de sello echado arriba de la falla. En las cuencas de Comalcalco y Pescadores estas estructuras por lo general no atrapan hidrocarburos debido a que la capacidad de sello a través de la falla raramente es efectiva.

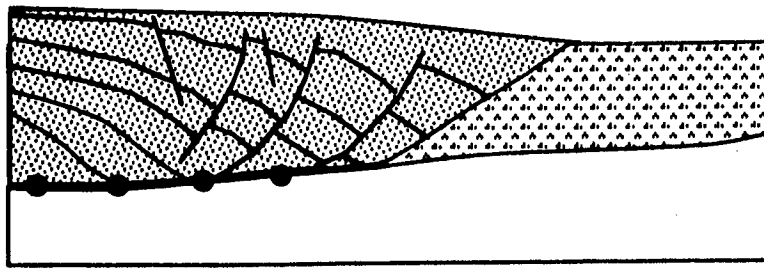


Figura B9. Desarrollo de fallas en una cuenca de evacuación asimétrica

La estructura que se forma dentro de la base y la parte de la cuenca de evacuación que ve hacia mar abierto, depende de la cantidad de sedimentación que ocurra sobre el cuerpo de sal (*Figura B10*). Si no hay depósito en la cima de la sal, las capas terminan abruptamente echado abajo, como se muestra en *B10(a)*. Si hay cierto depósito sobre la cima de la sal, las capas en el borde de la cuenca deberían curvarse hacia arriba como se muestra en *B10(b)* y *B10(c)*. En el caso de gran depósito en la cima de la sal, el margen y la parte basal de la cuenca de evacuación se estructurarán en una serie de bloques fallados los cuales contienen sedimentos que son depositados en el frente de avance de la cuenca, como se muestra en *B10(d)*. Un ejemplo puede ser visto en la línea 10095, que forma parte de la Línea Regional 2.

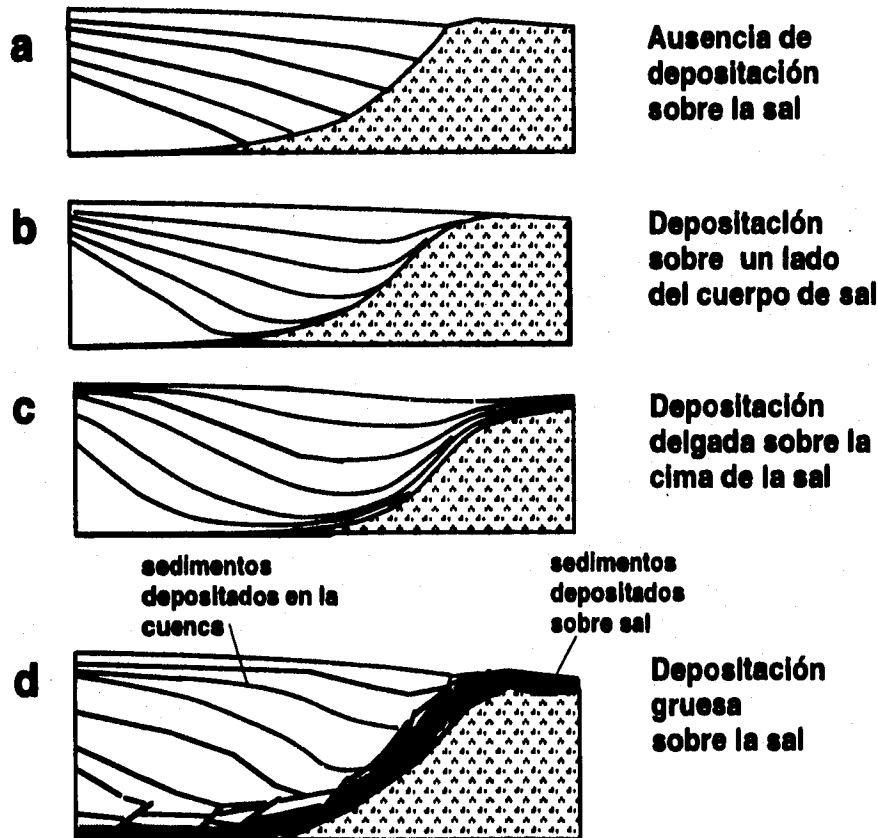


Figura B10. Estructuración en una cuenca de evacuación relacionada al espesor de los sedimentos sobreyacentes

NOROESTE

CINTURON PLEGADO SEPULTADO
MARBELLA NORTE CON CANOPIE DE SAL

LINEA SISMICA REGIONAL 3

GRUPO
Dada (m)

-1.000

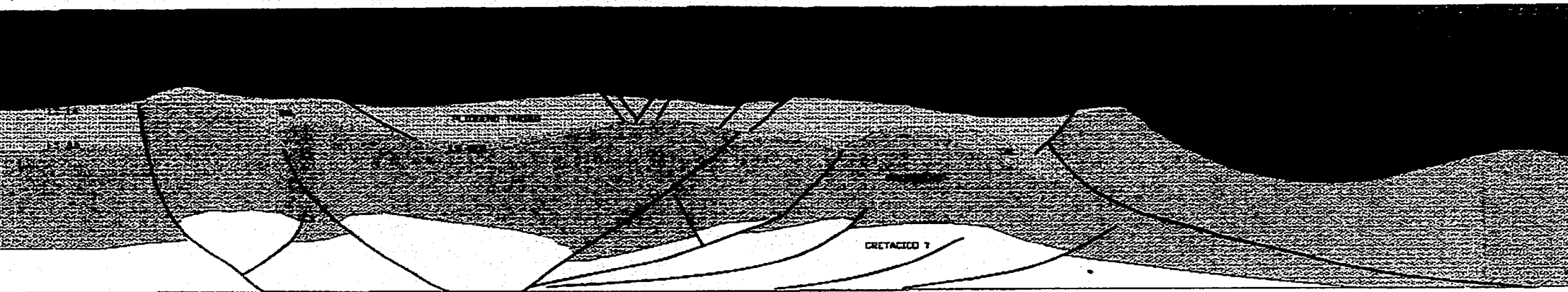
-2.000

-3.000

-4.000

-5.000

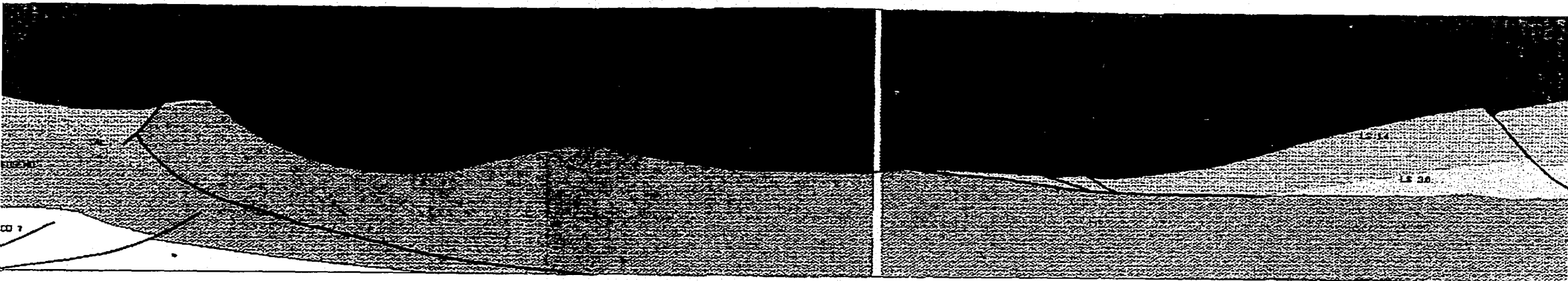
CRETACICO 1



Anexo 1 .- Interpretacion Geologica de la Linea Regional 2

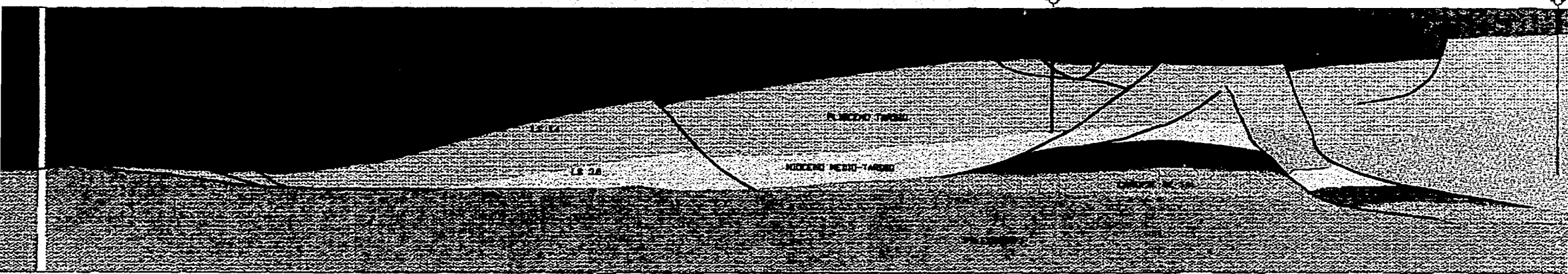
LINEA SISMICA REGIONAL 3

CUENCA DE EVACUACION DE SAL
DE LOS PESCADORES



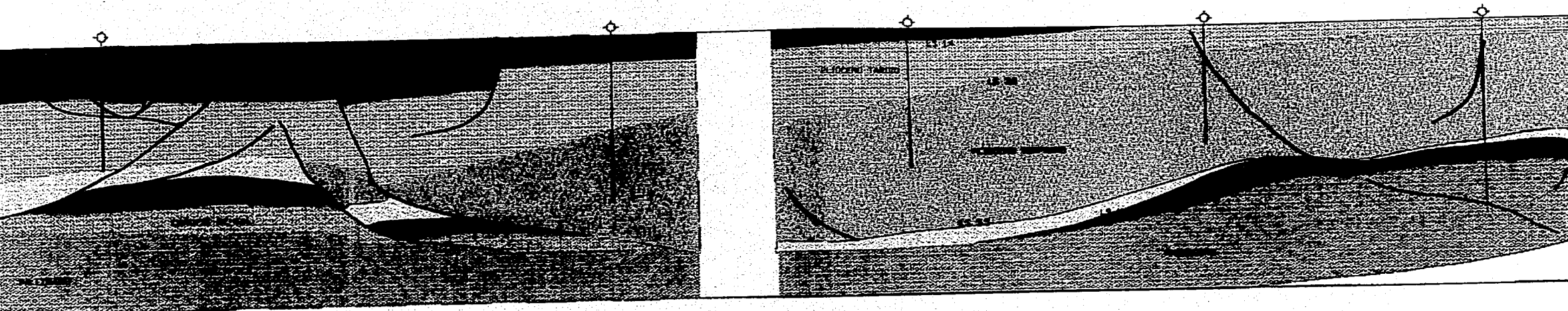
10095

CUENCA DE EVACUACION DE SAL
DE LOS PESCADORES



20 W/75

CUENCA DE EVALUACION DE SAL DE COMALCALCO

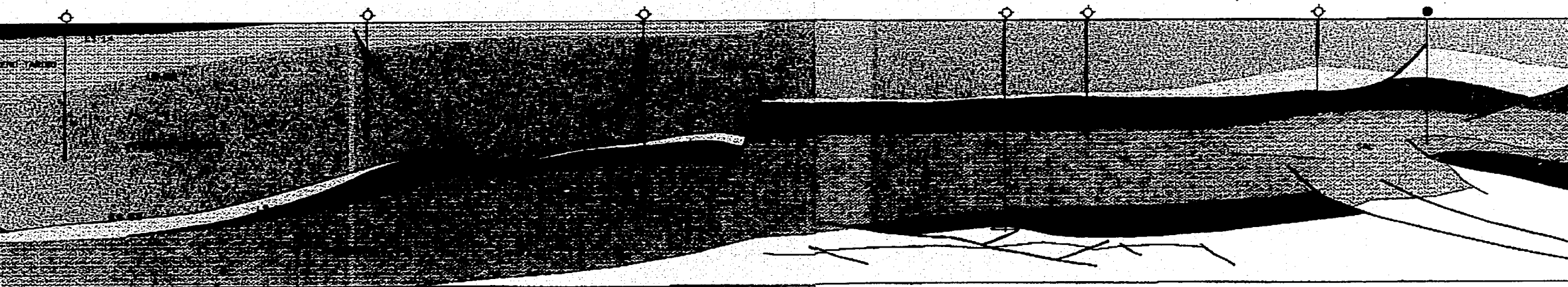


20 W/75

7 A/6

CO

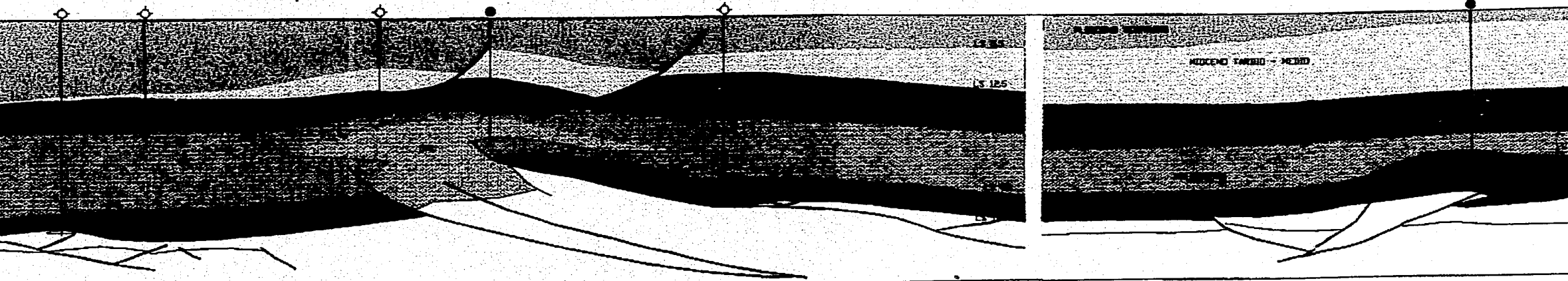
LINEA SISMICA REGIONAL 4



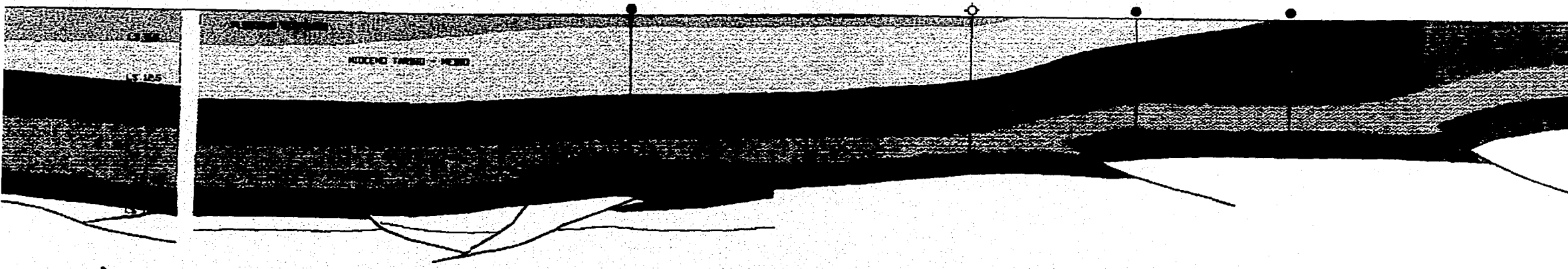
7/6

LINEA SISMICA REGIONAL 4

MARGEN DE PLATAFORMA CRETACICO MEDIO



MARGEN DE PLATAFORMA CRETACICO MEDIO

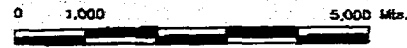
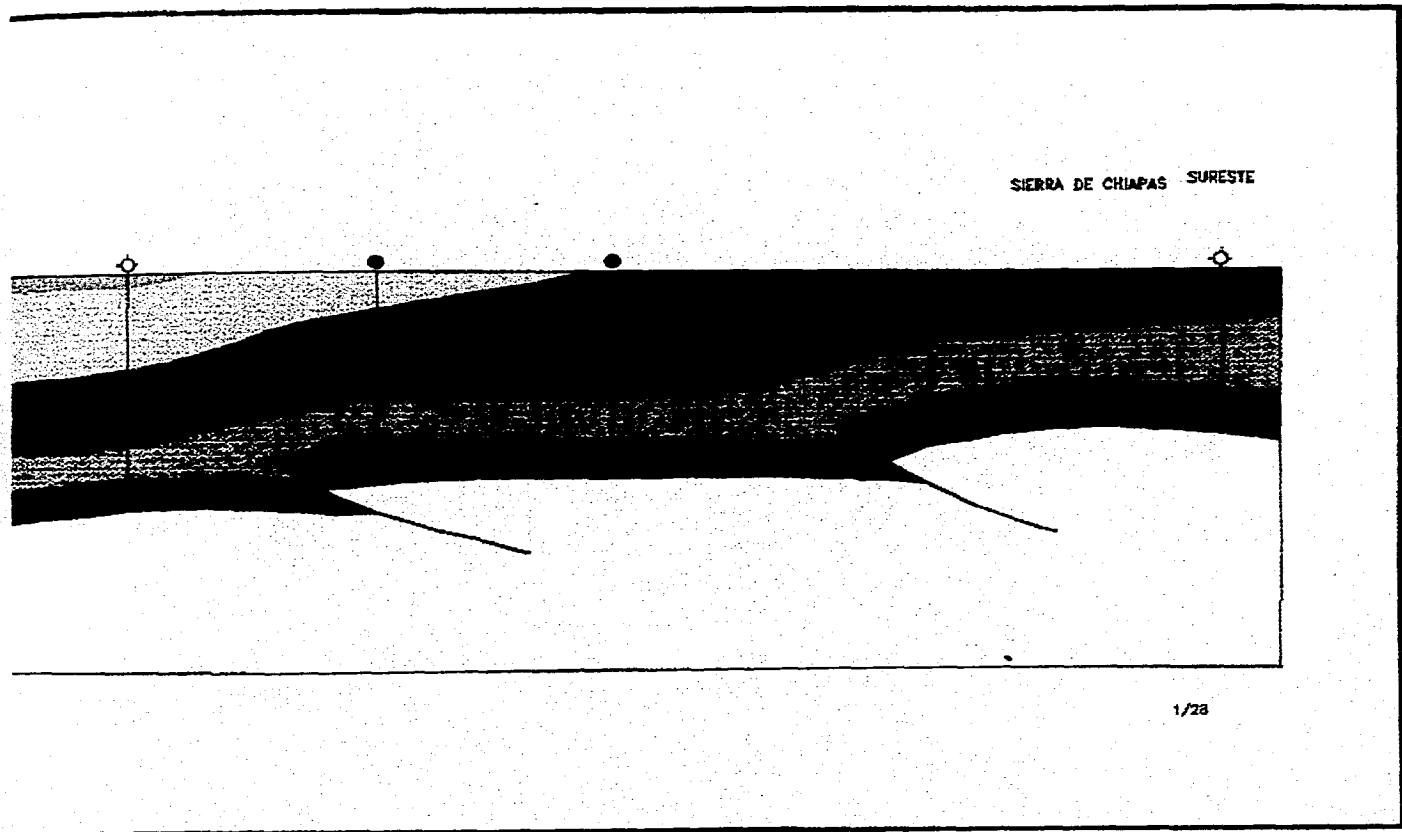


3/25

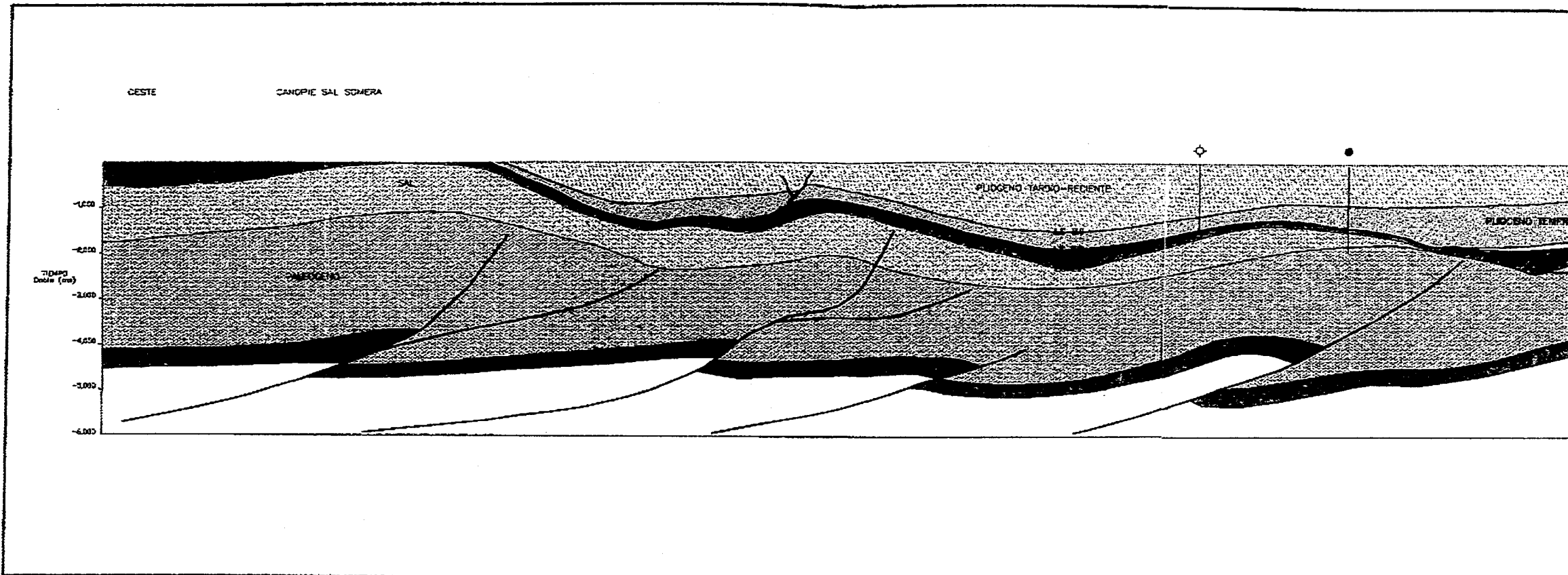
7/25

0 1.000

Evolucion Neogena de las Cuencas Terciarias del S
DEPFI UNAM Adan Oviedo , 1996



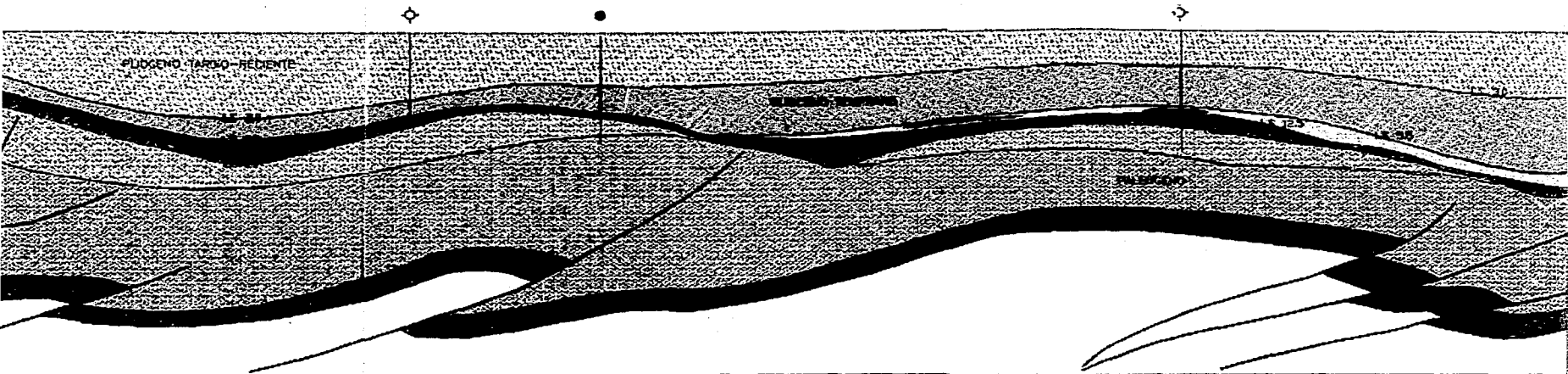
Evolucion Neogena de las Cuencas Terciarias del Sureste
DEPFI UNAM Adan Oviedo , 1996



Anexo 2.— Interpretacion Geologica de la Linea Regional 4

ESTE

LINZA REC

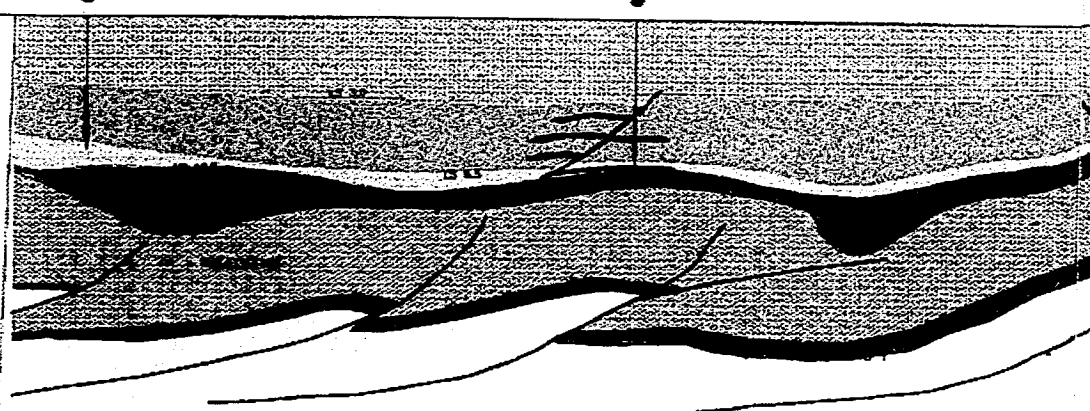
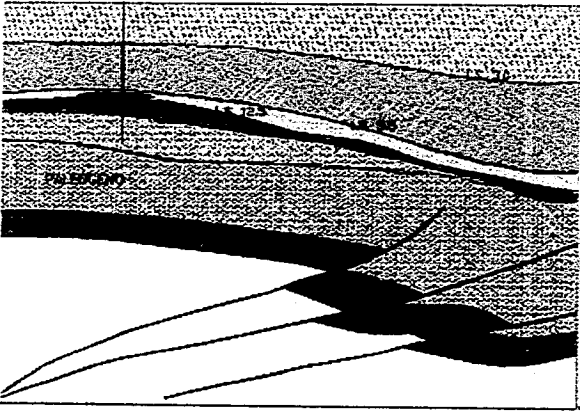


330 B/25

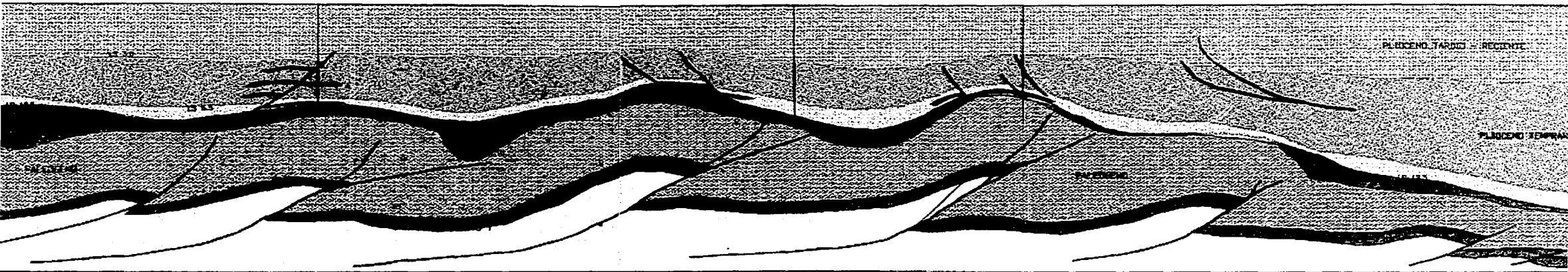
ESTE

LÍNEA REGIONAL 1

SUROESTE

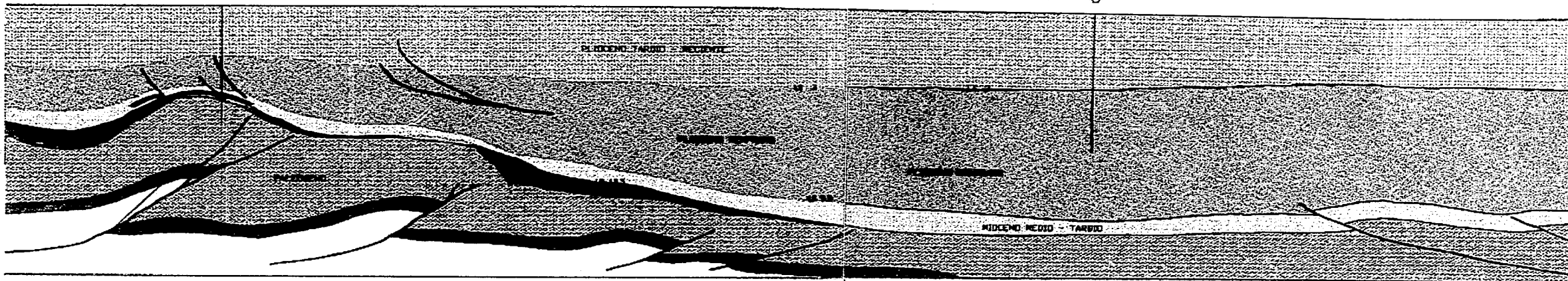


300 8/25



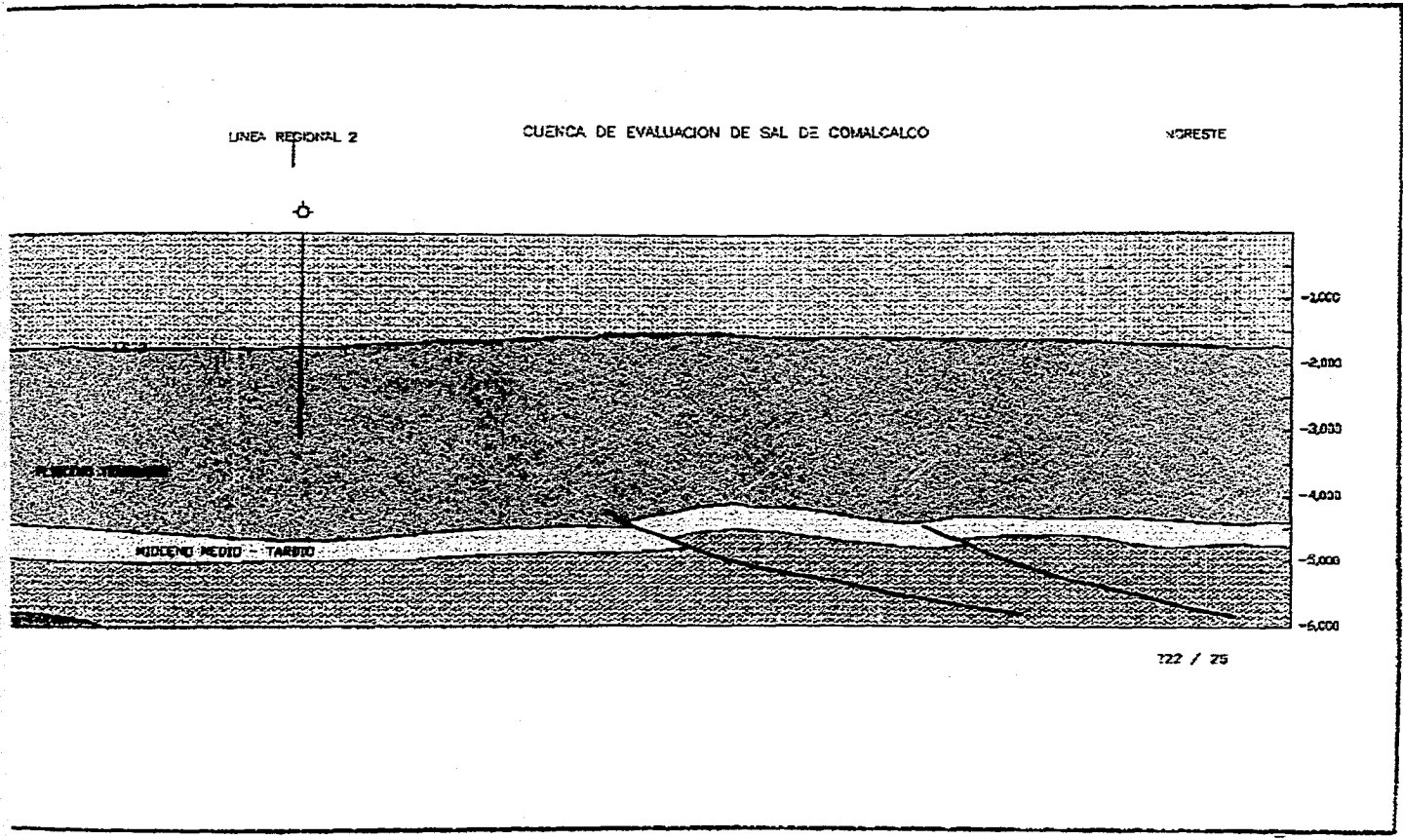
LÍNEA REGIONAL 2

CUENCA DE EVALUACION DE SAL DE COMALCALCO



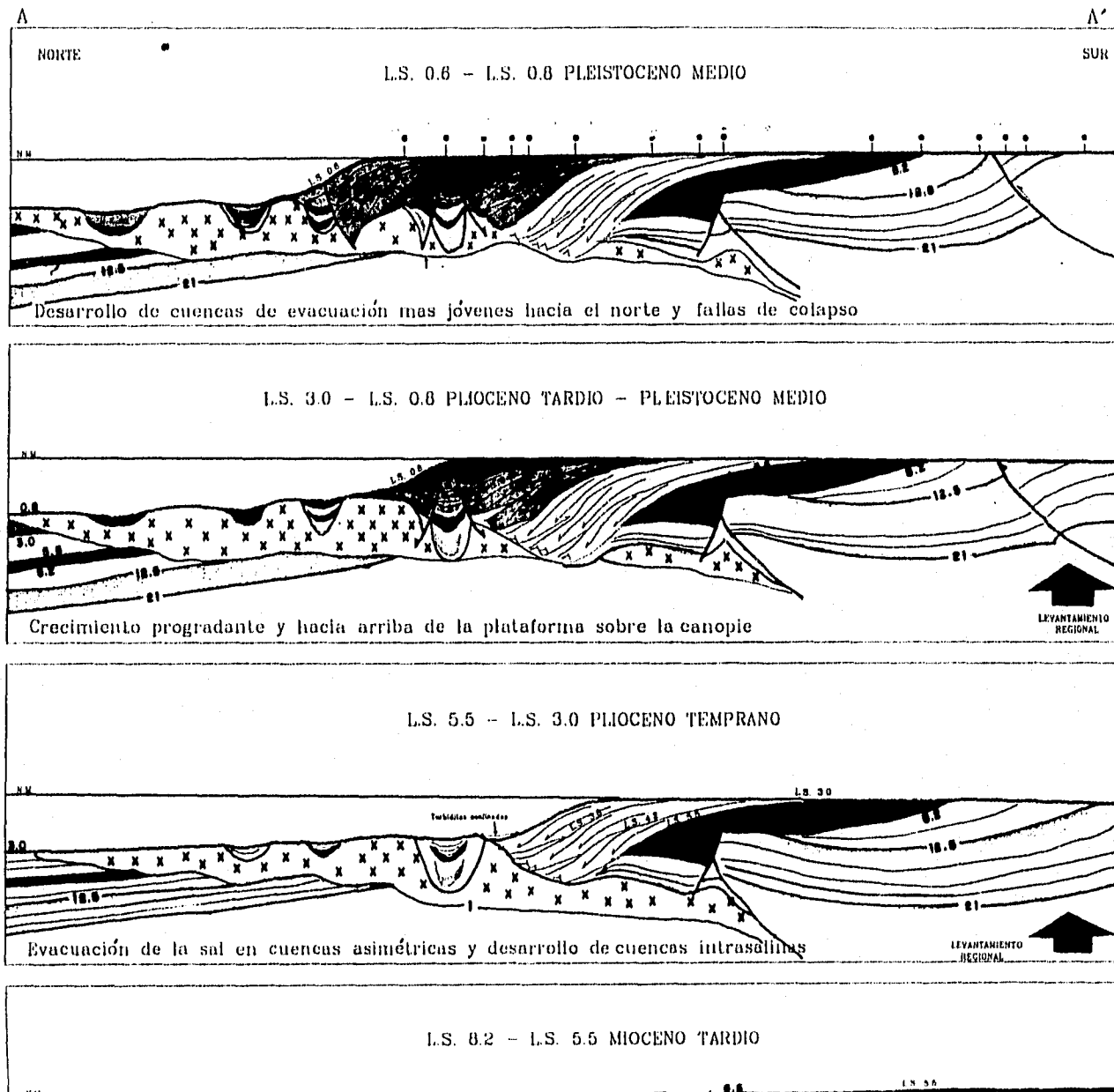
1,000

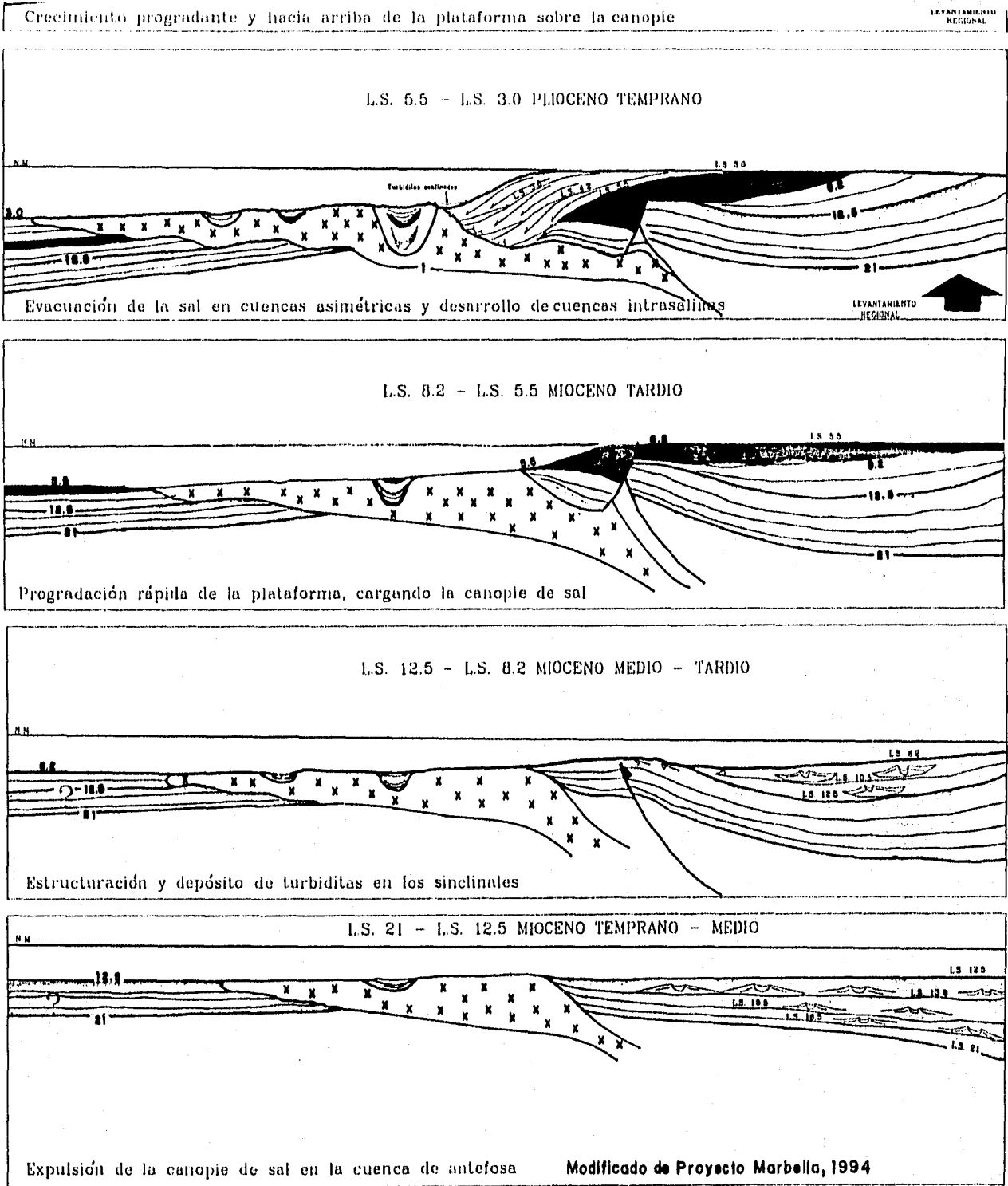
Evolución Neogena de las C
DEPFI UNAM



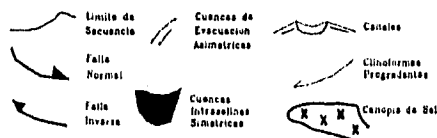
Evolución Neogena de las Cuencas Terciarias del Sureste
 DEPTI UNAM Adán Oviedo . 1996

Evolución de la Cuenca del Neógeno

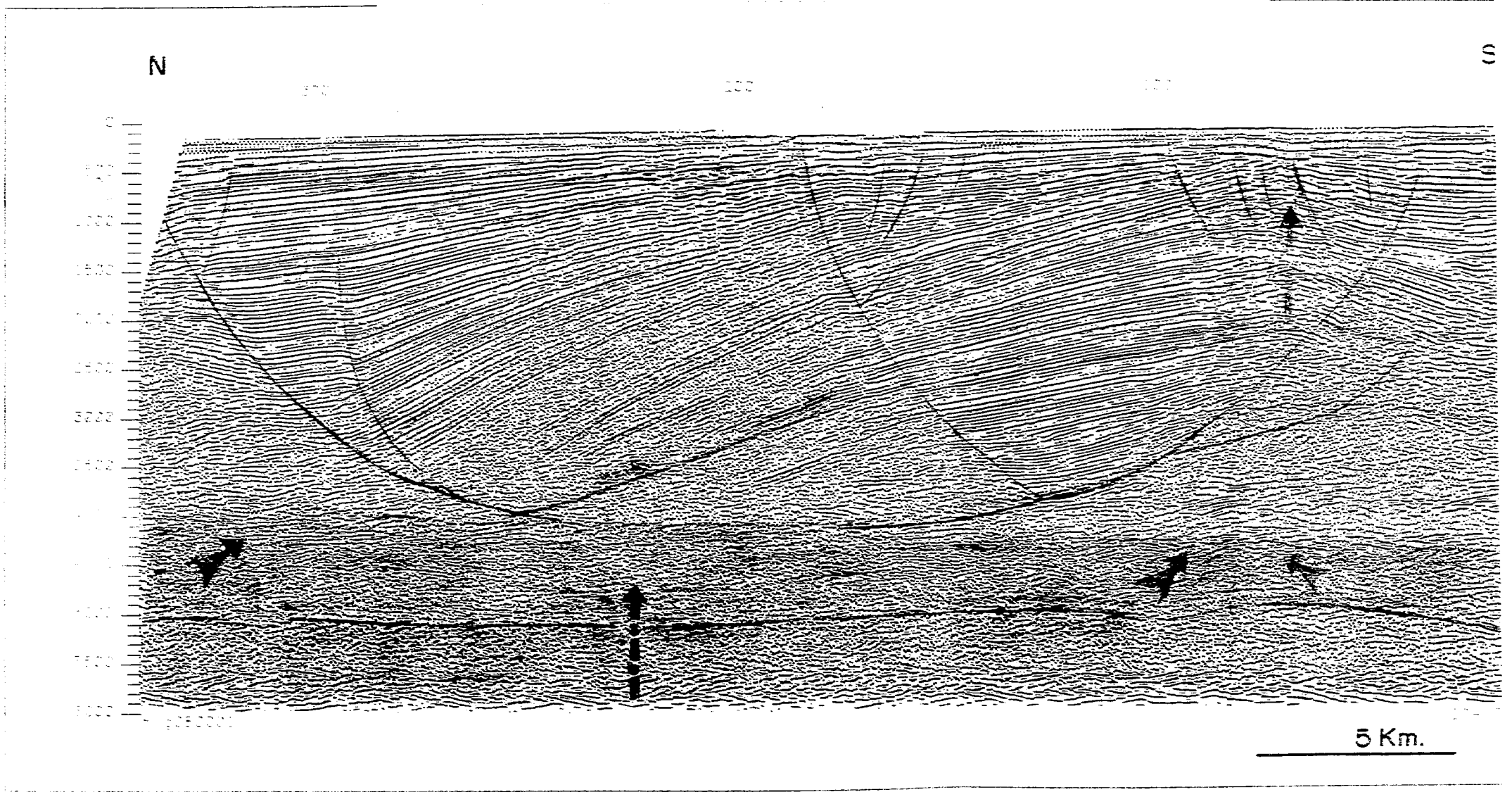


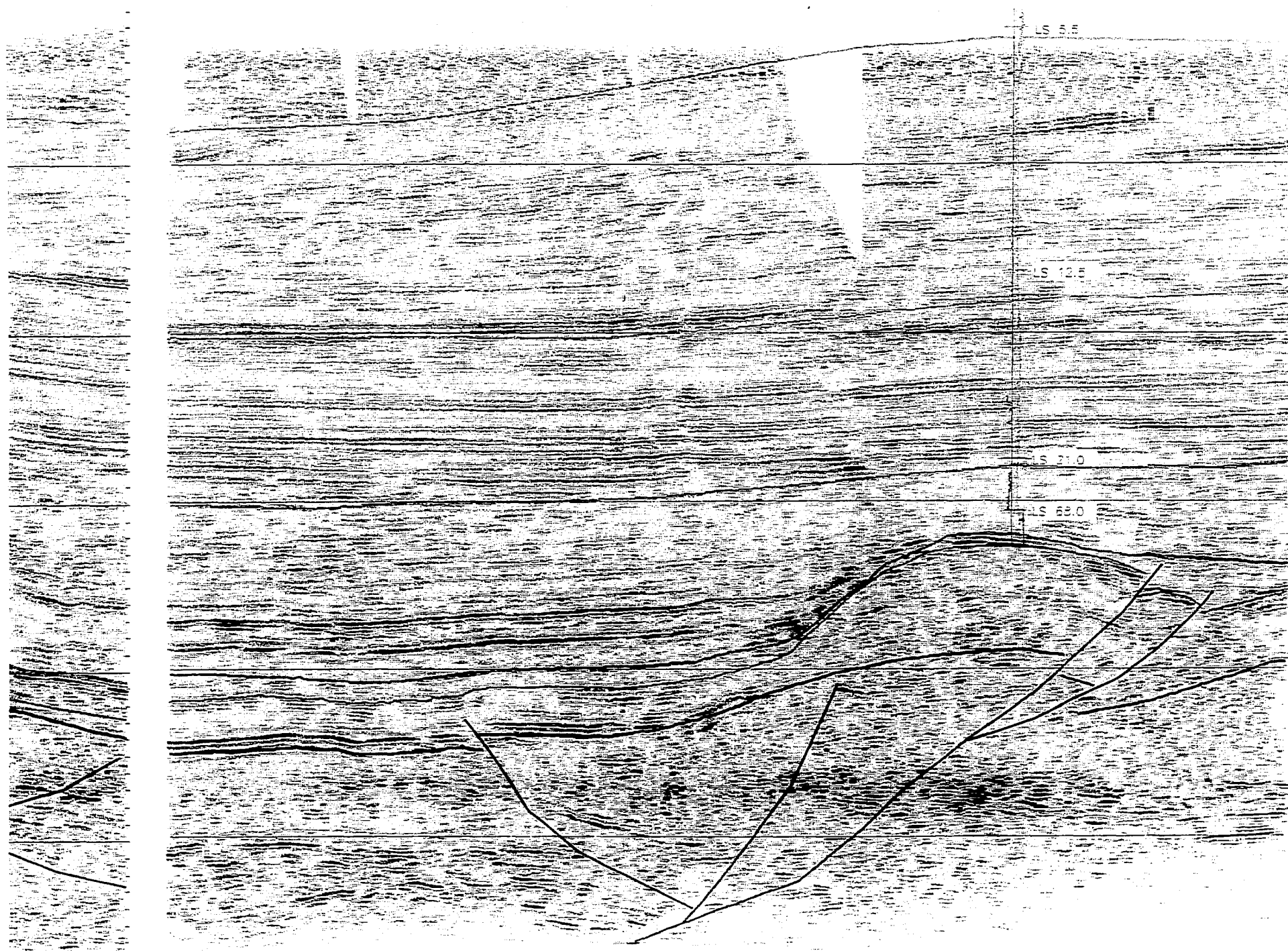


Ubicación



DEPFI - UNAM	
Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste	
Modelo de Evolución del Neógeno (Sección Esquemática basada en la LR 2)	
A. Oviedo 1996	Anexo 3





MARGEN DE PLATAFORMA CRETACICO MEDIO

DEPFI - UNAM

Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste

LINEA SISMICA 7/25

A. Oviedo 1996

Anexo 5