



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN
INGENIERÍA**

**“ ESTUDIO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS Y
PALEOSEDIMENTARIO DEL NEÓGENO AL RECIENTE EN LA
PROVINCIA DE PLIEGUES CATEMACO, SUR DEL GOLFO DE
MÉXICO ”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRA EN INGENIERÍA
INGENIERÍA PETROLERA Y GAS NATURAL
EXPLORACIÓN**

P R E S E N T A:

DOMÍNGUEZ TREJO ISABEL



TUTOR: DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

CIUDAD UNIVERSITARIA

2012



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.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez

Secretario: Dr. Guillermo Pérez Cruz

Vocal: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

1 Suplente: Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi

2 Suplente: M. C. Emiliano Campos Madrigal

Ciudad Universitaria,

Tutor de Tesis

Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

Subdirección de Exploración

PEP-SE-AT-783-2012

Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo
*Investigador Titular de Carrera Titular, T.C.
Facultad de Ingeniería, Ciudad Universitaria
Universidad Nacional Autónoma de México*

Asunto: Autorización para publicar tesis de Maestría.

Con referencia a su oficio del 28 de junio de 2012, en el cual se solicita la anuencia de esta Subdirección para publicar el trabajo de tesis que se describe a continuación:

Título: "Estudio de estratigrafía de secuencias y paleosedimentario del Neógeno al Reciente en la provincia de Pliegues de Catemaco, Sur del Golfo de México".

Autor: Isabel Domínguez Trejo.

Publicación: Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería. Programa de Maestría en Ingeniería Petrolera y Gas Natural de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Me permito hacer de su conocimiento que se autoriza la publicación, sin embargo se reitera de la manera más atenta, se omita información que identifique el nombre y ubicación real de los pozos, datos de producción, imágenes del subsuelo que identifiquen estructuras geológicas importantes en aguas profundas del Golfo de México y cualquier otra información que pueda considerarse de carácter estratégico.

Aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente.

J. Antonio Escalera Alcocer
Subdirector

Elaboró: ACO/magl.

PETRÓLEOS MEXICANOS

www.pemex.com

Agradecimientos

A mí muy querida Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme la oportunidad de desarrollarme profesionalmente y personalmente. En especial a la Facultad de Ingeniería por el apoyo y las herramientas técnicas brindadas para la realización de este trabajo de tesis.

Agradezco a PEMEX Exploración y Producción por las facilidades y la disposición para proporcionarme la información solicitada.

A mi familia; mis padres, mis hermanos, y mis sobrinos, por su apoyo, cariño y palabras de aliento para realizar todas las metas propuestas, cumplidas y por cumplir, en este proyecto de vida.

A José por su apoyo incondicional y su amor.

Al Dr. Joaquín Eduardo Aguayo y al Dr. Guillermo Pérez Cruz, por el tiempo dedicado a la asesoría, las ideas y sugerencias que me brindaron para obtener un óptimo resultado.

A los miembros del jurado, Dr. Ricardo Padilla, M. en C. Emiliano Campos y Dr. Jaime Urrutia, por la revisión y los comentarios hechos a este estudio.

Al Ing. José Luis Hernández e Ing. Samantha Sobodka, por el tiempo dedicado al apoyo técnico y las asesorías en el uso del software.

A CONACYT, por el apoyo económico que me permitió sustentar los gastos durante el periodo de estudio de la Maestría, y solventar los gastos utilizados en la solicitud y adquisición de los datos que se utilizaron.

A mis amigos y compañeros de generación, que aun estando lejos, me demuestran su cariño y apoyo en esta etapa profesional.

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	2
CAPÍTULO 1. Generalidades	3
1.1 Localización	3
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos particulares	4
1.3 Justificación	4
1.4 Material	5
1.5 Metodología	5
1.6 Antecedentes	6
CAPÍTULO 2. Marco Geológico	7
2.1 Marco Geológico Regional	7
2.1.1 Evolución Tectónico Regional	7
2.2 Marco Geológico Local	12
2.3 Entorno Tectónico- Estructural	17
CAPÍTULO 3. Estratigrafía	20
3.1 Localización de los pozos de correlación	20
3.2 Descripción Estratigráfica	21
3.3 Marco Cronoestratigráfico	30
CAPÍTULO 4. Geología Estructural	36
4.1 Estilo Estructural	37
4.2 Evolución estructural y tectonosedimentaria	43
CAPÍTULO 5. Estratigrafía de Secuencias	48
5.1 Conceptos básicos	48
5.2 Análisis sismoestratigráfico	56
5.2.1 Secuencias Estratigráficas	62
5.2.2 Análisis de atributos sísmicos	73
CAPÍTULO 6. Potencial Petrolero	81
6.1 Sistemas de depósito y potencial petrolero	81
6.1.1 Sistema de depósito de nivel bajo	81
6.1.1 Sistema de depósito de nivel transgresivo	81
6.1.1 Sistema de depósito de nivel alto	81

6.2 Sistema Petrolero	81
6.2.1 Roca generadora	81
6.2.2 Roca almacenadora	82
6.2.3 Trampa y sello	82
6.2.4 Calidad de los hidrocarburos	82
6.3 Sistema petrolero en la zona de estudio	84
CAPÍTULO 7. Conclusiones y recomendaciones	86
Bibliografía	88

TABLA DE ANEXOS

Anexo 1. Carta de Análisis de secuencias estratigráficas (Micro-Strat INC)

Anexo 2. Carta Bioestratigráfica y de ciclos Plioceno- Pleistoceno (Texaco)

Anexo 3. Carta Bioestratigráfica y de ciclos Oligoceno-Mioceno (Texaco)

Anexo 4. Parte de la Carta de Haq Ciclos del Mesozoico-Cenozoico de 1987

Anexo 5. Sección sísmica regional con Límites de Secuencia y Superficies de Máxima Inundación

Anexo 6. Sección sísmica compuesta con Límites de Secuencia y Superficies de Máxima Inundación

RESUMEN

La Estratigrafía de Secuencias es una metodología fundamental en la prospección de hidrocarburos, ya que permite entender la distribución de las facies sedimentarias, en tiempo y en espacio; asociadas éstas con las variaciones del nivel del mar y con otros factores tectono-estratigráficos, que se suceden durante el depósito de los sedimentos.

Entre otros objetivos el presente trabajo, comprende el análisis geológico basado en las secuencias estratigráficas, en aguas profundas del suroccidente del Golfo de México, en la Provincia de Pliegues Catemaco.

El método de trabajo desarrollado comprende, con base en una interpretación general regional, el detalle de un cubo sísmico de 10 x 15 km².

Regionalmente se establecieron las cimas cronoestratigráficas del Mioceno Inferior al Reciente, considerando también como apoyo estratigráfico, los horizontes del Oligoceno.

En el área se identificaron tres fases de evolución estructural, previas y posteriores, a la incidencia entre la placa Norteamericana y la de Cocos durante el Mioceno; cuyo régimen compresivo produjo un sistema de rasgos estructurales en la zona, como, pliegues y fallas inversas.

El levantamiento de los bloques estructurales, dio lugar a que las secuencias del Mioceno Superior y parte del Plioceno Inferior, estén erosionadas.

Se propusieron en el volumen sísmico, las superficies representativas relacionadas con las secuencias estratigráficas: 15 límites de secuencias y 16 superficies de máxima inundación. Además, se caracterizaron las facies sísmicas; y mediante el análisis de superficies de atributos sísmicos, se interpretaron paleo-ambientes de depósito, característicos de sistemas canalizados de aguas profundas.

La interacción entre los procesos sedimentológico-estratigráficos y estructurales, presentan en conjunto: roca sello, roca almacén y vías de migración; que sugieren que la zona de estudio sea atractiva como potencial de yacimientos de hidrocarburos.

ABSTRACT

Sequence stratigraphy is a methodology, which is, fundamental in hydrocarbon exploration, as it allows to understand the distribution of facies in time and space, in relation to changes in sea level with other tectonic-stratigraphic factors affecting sediment deposition.

Among other objectives, work was made to propose an analysis based on stratigraphic sequences in the Province of Folds Catemaco, an area of deep water located in the Southwest of the Gulf of Mexico.

The working method developed is based on a general regional interpretation and detailed seismic cube interpretation, in a 10 x 15 km².

Regionally, stratigraphic tops were established for Lower Miocene to Recent, also considering Oligocene horizons as a stratigraphic support.

Three phases of structural development were identified in the study area, before and after, of the incidence between the North American and Cocos plates, during the Miocene, which produced structural features of a compressive regime in the area, as folds and thrust faults.

The lifting of the structural blocks resulted in sequences of the Upper Miocene and Lower Pliocene eroded.

Representative surfaces, related to sequence stratigraphy, were proposed in the seismic volume: 15 sequences limits and 16 maximum flooding surfaces. Furthermore, seismic facies were characterized, and by analyzing seismic attributes, there were interpreted paleo-depositional environments, typical of deep water channeled systems.

The interaction between sedimentological-stratigraphic and structural processes present: a seal rock, reservoir rock and migration ways; suggesting that the study area is attractive as potential hydrocarbon reservoirs.

CAPÍTULO 1. Generalidades

1.1 Localización

El área de estudio está ubicada en la porción marina Suroccidental del Golfo de México, al norte de las costas de los Tuxtlas, en el estado de Veracruz, y al oeste a más de 300 km de Ciudad del Carmen, Campeche (Figura 1). La zona se encuentra en la transición entre tres provincias geológicas: Cordilleras Mexicanas, Cuenca de Veracruz y Cuenca Salina del Istmo.

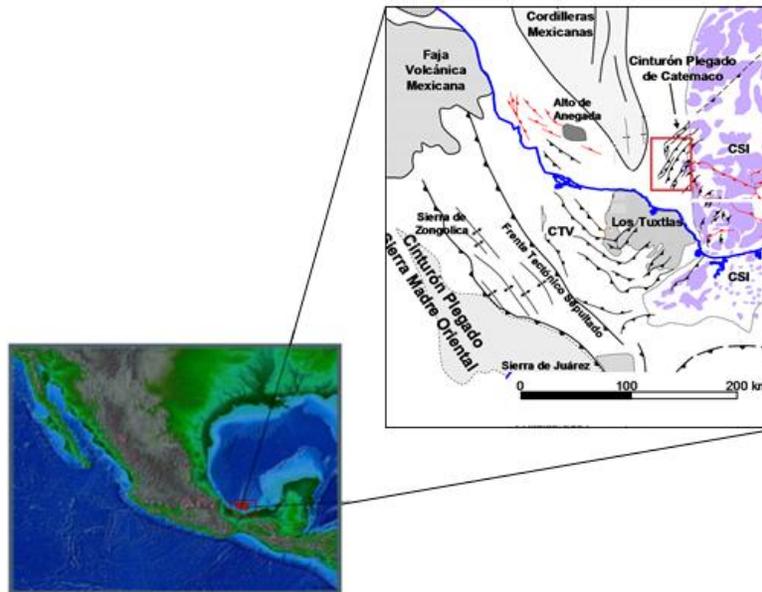


Figura 1. Ubicación del área de estudio

1.2 Objetivo

1.2.1 Objetivo General

El objetivo general de este trabajo de tesis es, identificar las unidades sismoestratigráficas y proponer un modelo geológico, sedimentario, estructural y tectónico, dentro del marco de estratigrafía de secuencias; con el fin de que sea información útil en la interpretación geológica evolutiva de la secuencia estratigráfica del Neógeno al Reciente y en la prospección de hidrocarburos del área marina.

1.2.2 Objetivos particulares

Con la identificación, integración e interpretación de los datos obtenidos de registros geofísicos, bioestratigrafía, descripción litológica, sísmica 2D y 3D, se pretende obtener las siguientes informaciones fundamentales durante el estudio de la zona:

- Identificación de las superficies cronoestratigráficas.
- Reconocimiento de las principales estructuras geológicas relacionadas con plegamiento y fallamiento.
- Determinar la paleobatimetría que permita entender la variación de los ciclos del nivel del mar.
- Establecer las superficies principales asociadas a la estratigrafía de secuencias: límites de secuencia, lowstand system tract, highstand system tract y transgressive system tract.
- Análisis de facies sísmicas, y su continuidad lateral y vertical.
- Análisis de los atributos sísmicos y su significado geológico.

1.3 Justificación

El estudio del subsuelo para la exploración geológica y la prospección de hidrocarburos es sumamente complejo y costoso, y conlleva un reto mayor cuando la zona de interés se ubica en la parte profunda de la cuenca y los tirantes de agua son considerables.

La estratigrafía de secuencias es una herramienta que se ha venido utilizando desde hace unas décadas, porque ayuda a resolver los problemas que se presentan en la exploración cuando no se puede hacer un análisis directo en el subsuelo de los atributos estratigráficos y estructurales del área; así este criterio integra información sísmica, litológica, paleontológica y de registros de pozos, que permiten establecer un panorama de los procesos depositacionales, la extensión y continuidad de facies sedimentarias, y de la correlación de los estratos de acuerdo a su génesis.

Sin embargo, deben considerarse todos los factores que afectan el depósito de los sedimentos: fuentes de aporte, clima, geometría de la cuenca, subsidencia y ciclos de variación del mar; aplicando los conceptos geológicos establecidos: sedimentológicos, estratigráficos, estructurales y tectónicos.

1.4 Material

Petróleos Mexicanos proporcionó la información geológica y geofísica necesaria, mediante un convenio con la UNAM, en calidad de confidencialidad en cuanto a nombres y localización de 4 pozos exploratorios y de material sísmico, proporcionando lo siguiente:

- Registros geofísicos de pozo: rayos gama, resistividad, densidad, neutrón, sónico, y diámetro de pozo.
- Informes litológicos de pozos.
- Apéndices paleontológicos de pozos e informes paleontológicos de alta resolución.
- Volumen sísmico, con un área de 10x15 km².
- Secciones sísmicas en dos dimensiones de carácter regional, y que pasen por uno o dos de los pozos exploratorios.

1.5 Metodología

El estudio se desarrolló, con base en los conceptos de estratigrafía de secuencias y de la integración de toda la información disponible en un proyecto del software Petrel, enfocado a interpretación sísmica. El flujo de trabajo se realizó de la siguiente manera:

- Análisis estratigráfico en el cual se definen las unidades cronoestratigráficas a partir de la información de registros, bioestratigrafía y litología. Correlación de la información entre pozos.
- Utilizar la información de registros de pozo para sobreponer las cimas de unidades cronoestratigráficas en la información sísmica, realizando conversiones profundidad-tiempo y correlacionarlas a lo largo del área, a partir del carácter de los reflectores sísmicos.
- Interpretación e integración de los rasgos estructurales locales para determinar el estilo estructural del área.

- Interpretación del volumen sísmico para definir las secuencias, a partir del análisis de paquetes de reflectores sísmicos y discordancias, utilizando los conceptos de estratigrafía de secuencias. Identificando las superficies de máxima inundación y superficies transgresivas.
- Construir superficies en tiempo y mapas de atributos sísmicos para identificar depósitos arenosos atractivos en la acumulación de hidrocarburos.
- Con base en los incisos anteriores, proponer para la zona de estudio el modelo geológico conceptual, donde se definan las diferentes facies sedimentarias, determinar la forma y espesor de cada una de ellas, establecer sus ambientes de depósito e interpretar su comportamiento tectono-estratigráfico, definiendo los límites de secuencias y su asociación con los cambios de nivel del mar, para proponer zonas de interés para la prospección petrolera.

1.6 Antecedentes

La exploración marina de la porción suroccidental comenzó con un levantamiento sísmico 2D en 1979, y en 1986 se hizo un estudio gravimétrico y magnetométrico.

Para 1991 se realizó el levantamiento geofísico “Golfo de México”, donde se adquirieron líneas sísmicas regionales, y en 1995 se obtuvo la sísmica 2D de los estudios Catemaco y Marbella Subsal.

En 1994, PEMEX y British Petroleum identificaron el Cinturón Plegado Catemaco.

En 1997, se perforó el primer pozo exploratorio atravesando toda la columna del Terciario, y que logró llegar a la cima del Cretácico Superior.

Para 2004 se adquirió nueva información gravimétrica, magnetométrica y sísmica 3D, que al ser estudiada permitió tener un panorama más amplio sobre las estructuras favorables por explorar.

Otros pozos de interés en el trabajo de tesis, se perforaron en 2005, 2006 y 2009.

CAPÍTULO 2. Marco Geológico

2.1 Marco Geológico Regional

2.1.1 Evolución Tectónico Regional

La evolución tectónica de la porción suroeste de México, desde el Mesozoico hasta el Reciente, ha sido estudiada por A. Salvador (1987), R. Padilla (2007), J. Pindell, et al (2001), entre otros; y que A. Oviedo (1996) y R. Chandomí (2007) resumen en sus trabajos en tres fases tectónicas principales:

- A. Rifting durante el Triásico-Jurásico Medio
- B. Periodo tectónicamente pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío
- C. Compresión desde finales del Cretácico hasta el Reciente

A. Rifting del Triásico-Jurásico Medio (240-145 Ma)

El rifting en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en diversas fases relacionadas a la apertura del Tethys en el Triásico, y la apertura del Atlántico y el Golfo de México en el Jurásico.

Existen cuencas de rift de edad triásica en partes de México y EUA. El rift triásico fue completamente intracontinental, no hubo expansión del Golfo de México (Figura 2).

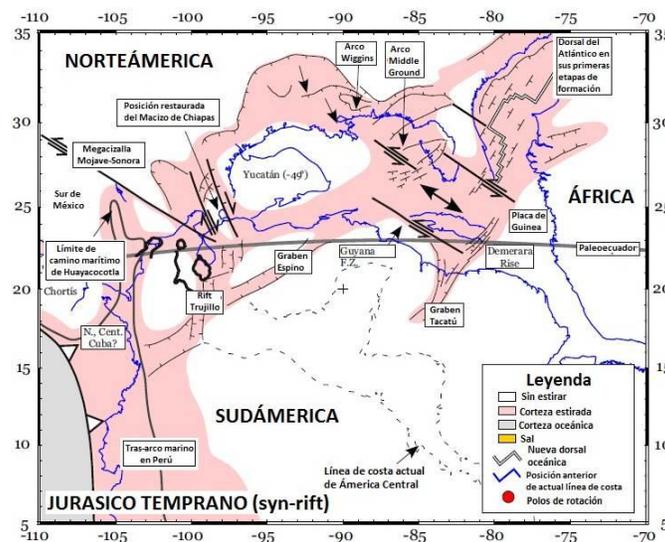


Figura 2. Paleogeografía y elementos estructurales del actual Golfo de México durante el Jurásico Temprano. (Adaptada de Pindell, J.L., et al., 2001)

A.1 Rifting del Jurásico Medio

Durante este tiempo ocurrió el principal evento de rifting del Golfo de México. El mecanismo de apertura fue el desprendimiento de la microplaca de Yucatán, desde la margen noroccidental de la costa del Golfo hacia el sur, con expansión y creación de corteza oceánica en la parte central del Golfo.

La mayoría de los modelos propuestos para explicar la ruta del movimiento de la microplaca de Yucatán, consideran que ésta se desprendió de la porción suroriental de los Estados Unidos; sin embargo, A. Oviedo (1996) señala que trabajos previos hechos por personal de Pemex, en los cuales se analizan los datos de 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. El mecanismo de desprendimiento y la rotación hacia el sureste del bloque dio origen al aulacógeno de Huayacocotla en el Triásico-Jurásico Temprano y al de Sabinas-Coahuila en el Jurásico Tardío.

Se considera que la rotación del bloque de Yucatán fue en sentido contrario a las manecillas del reloj, que es concordante con la curvatura de las fallas transformantes del margen costero de los EUA.

A lo largo de las márgenes del sistema el movimiento transcurrente fue dominante, con una componente transtensional significativa; mientras que alejados de las márgenes, las cuencas Terciarias del Sureste y la costa este de EUA, la extensión fue dominante sin efectos transcurrentes de importancia.

El evento de rifting dio lugar a la formación de una topografía regional de grabens y horsts, estos últimos algunas veces están representados por reactivaciones magmáticas batolíticas, como es el caso de Tuxpan. Esta topografía no fue sepultada completamente por lechos rojos de la secuencia sin-rift, cabe señalar que la topografía remanente fue un control de importancia para la sedimentación post-rift.

B. Margen Pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío (144-68 Ma)

Durante el inicio del Jurásico Tardío ocurrió la expansión del piso oceánico en la parte central del Golfo de México, simultáneamente, en la margen lateral del sistema (Tampico-Misantla y sur de Florida), ocurría un movimiento transcurrente; alejándose de este borde la margen era pasiva. El rifting y la expansión cesaron en el Jurásico Tardío.

En la parte norte del Golfo hay evidencias de la depositación evaporítica de la sal Louann-Campeche, durante el inicio del periodo post-rift; se interpreta que también ocurrió para la porción sur, aunque no se tienen evidencias directas.

Los horsts y grabens de la etapa temprana de rifting controlaron el espesor y depósito de la sal. En algunas áreas, esta topografía del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico, controlando el desarrollo de plataformas carbonatadas. Finalmente el relieve de topográfico fue destruido o cubierto por el aporte de grandes volúmenes de clásticos durante el Terciario.

Al inicio del Cretácico, el bloque de Yucatán alcanzó su posición actual (Figura 3).

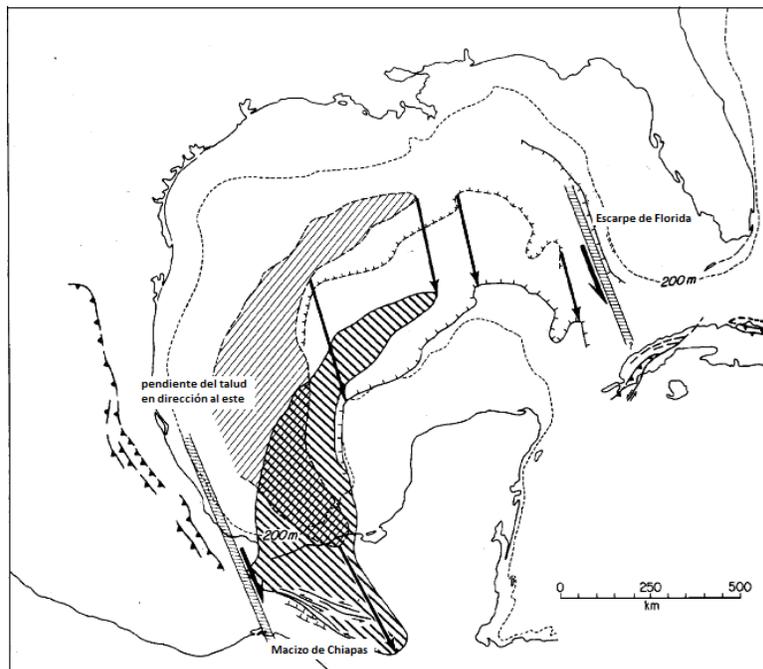


Figura 3. Localización de las zonas de falla mediante las cuales se desplazó hacia el sureste la microplaca de Yucatán. (Adaptada de Salvador, A., 1987)

C. Compresión del fin del Cretácico al Reciente

A finales del Cretácico hubo un cambio en la geometría de las placas tectónicas y en la dirección del movimiento en el margen Pacífico, lo que dio como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área.

El margen Pacífico estaba bordeado por microplacas móviles e independientes tales como el Bloque de Chortis, durante su desplazamiento hacia el sureste fue la que controló la evolución en el área.

La evolución de esta etapa ocurre en tres fases: una colisión inicial débil (Cretácico Tardío), una colisión más fuerte con efecto isostático (Mioceno), y erosión y rebote isostático (Plio-Pleistoceno).

C.1 Cretácico Tardío-Paleógeno

Durante el Cretácico Tardío ocurrió la primera colisión entre el bloque de Chortis y Chiapas, que provocó el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas. La colisión fue relativamente suave y episódica durante el Paleógeno.

Los efectos iniciales de la compresión incipiente y el peso litostático de la columna sedimentaria provocaron el primer emplazamiento importante de masas salinas alóctonas. Las masas de sal ya se habían desplazado en una etapa autóctona durante el Oxfordiano, originando almohadillas y rodillos; esto fue lo que aparentemente influyó la distribución de las facies oolíticas del Kimmeridgiano, combinado con la geometría del rift y los altos de basamento asociados.

A finales del Eoceno el arco submarino que se instaló entre Norteamérica y Sudamérica, formando las Antillas Mayores, cambió su polaridad chocando contra Florida; esa colisión marca el fin de la Orogenia Laramide y además da origen a la placa del Caribe que al interactuar con la placa de Norteamérica imprime una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj de sureste a noreste al Bloque de Chortis, controlando la evolución geológica del sureste de México (Figura 3).

C.2 Mioceno

En este tiempo, el Bloque de Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas, lo que dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento de la Sierra de Chiapas, evento denominado Ciclo Chiapaneco.

Chortis formaba parte del margen Pacífico; el efecto isostático de su peso inclinó hacia abajo y al suroeste el margen continental. En la parte marina norte, este basculamiento provocó un levantamiento ligero.

La subducción Pacífica, y la colisión entre Chortis y el sureste de México fue oblicua, este movimiento generó el cabalgamiento que dio origen a la Sierra de Chiapas y al fallamiento transcurrente, a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas, lo que originó una reactivación magmática y el desarrollo de zonas miloníticas dentro del Macizo (Figura 4).

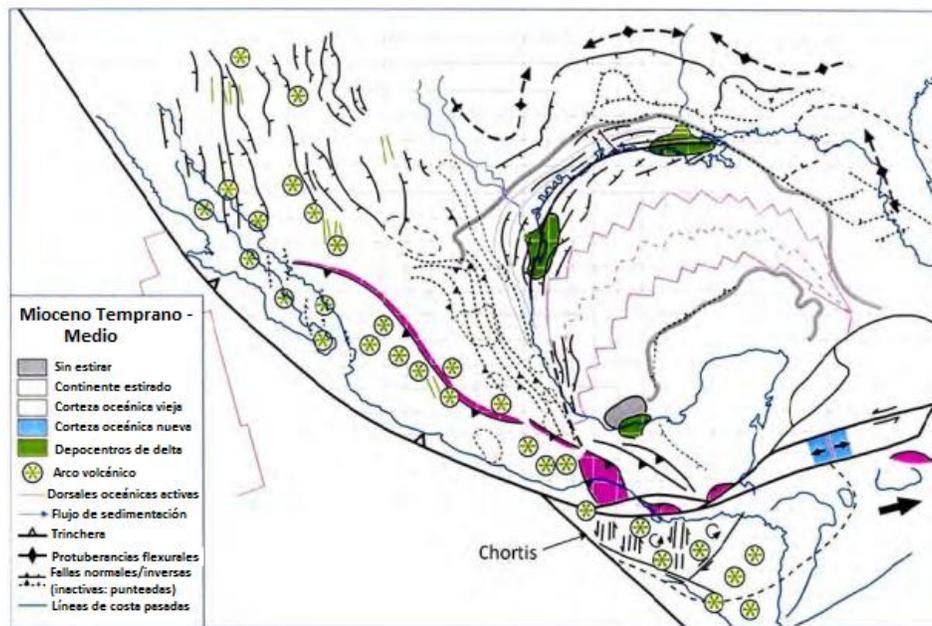


Figura 4. Colisión oblicua del Bloque de Chortis contra el margen del Pacífico durante el Mioceno Temprano-Medio. (Adaptada de Pérez Drago, G., 2010)

C.3 Plio-Pleistoceno

El Bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este. La carga isostática que flexionaba el margen Pacífico se liberó y provocó un rebote hacia arriba de margen. El resultado de esto fue un gran levantamiento y erosión en la parte sur de las cuencas Terciarias, combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia la parte norte, dando lugar a la fase principal de la evacuación salina de los canopies desarrollados en el Paleógeno (Figura 5).

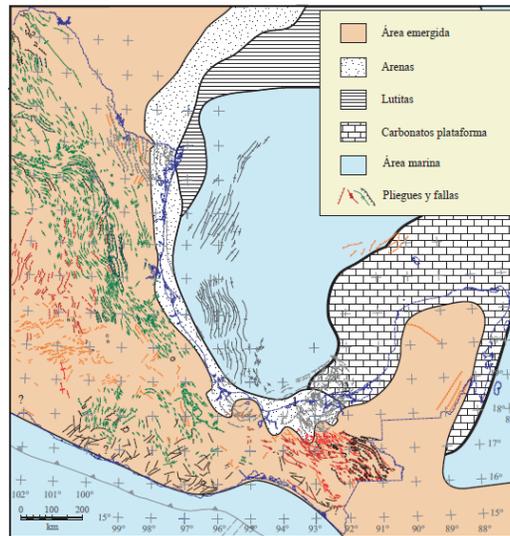


Figura 5. Paleogeografía del Pleistoceno Tardío; se presentan las Cordilleras Mexicanas, y los pliegues y fallas de la Cuenca de Veracruz. La Sierra de Chiapas se basculó por el desalojo de sal, y se formaron la Cuenca de Comalcalco-Salina del Istmo y Macuspana. (Tomada de Padilla y Sánchez, R.J., 2007)

2.2 Marco Geológico Local

El área de estudio está localizada en la transición entre tres provincias geológicas: Cordilleras Mexicanas, Cuenca de Veracruz y Cuenca Salina del Istmo; a continuación se describen las características generales de cada provincia.

Cuenca Salina del Istmo

La cuenca Salina del Istmo está compuesta por una columna estratigráfica de rocas clásticas de extensión de 15 300 km². Las rocas desde el Jurásico Superior hasta el Terciario se encuentran intrusionadas por sal del Jurásico Medio, que al desplazarse ésta, provocó deformación y rompimiento de la columna. La dinámica diapírica de la sal originó minicuenas donde se depositaron sedimentos del Plioceno.

Las unidades del Cretácico Temprano son calizas arcillosas y dolomías arcillosas de mar abierto; para el Cretácico Medio son calizas y calizas dolomíticas de borde de plataforma, y en el Cretácico Tardío se depositaron lutitas y calizas arcillosas de mar abierto (Figura 6).

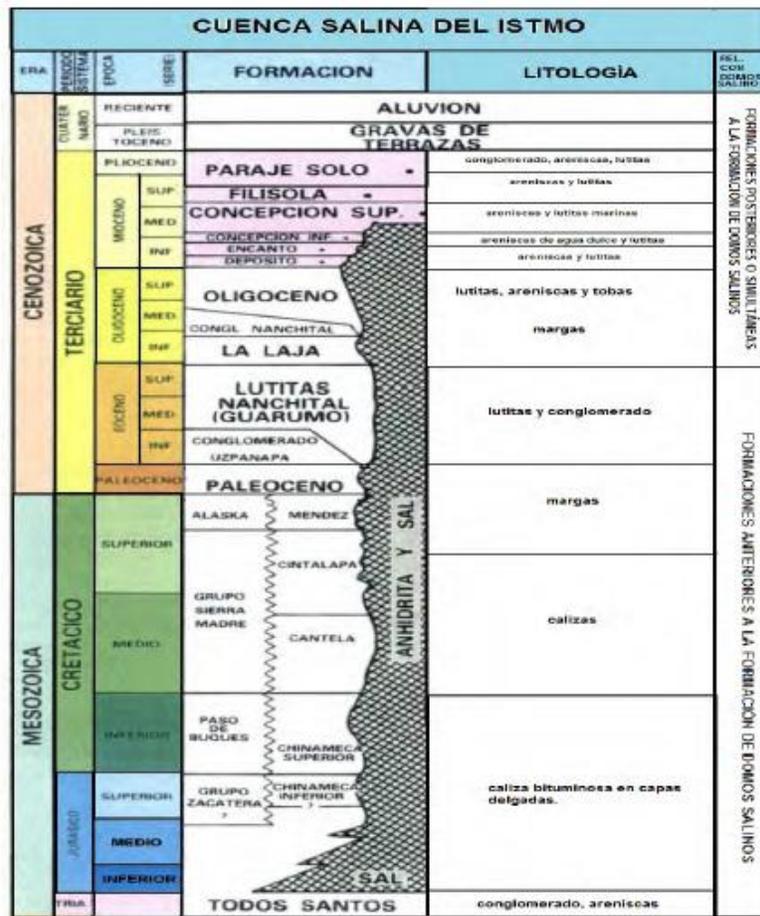


Figura 6. Columna estratigráfica general de la Cuenca Salina del Istmo. (Tomada de Venegas Mora, R. M., 2010)

Las rocas paleógenas están compuestas de conglomerados, areniscas y lutitas; a finales del Oligoceno hay evidencia de actividad volcánica mediante cenizas derivadas del complejo volcánico de San Andrés. Las facies sedimentarias se consideran de ambientes profundos en el Paleógeno y ambientes más someros, desde lagunas marginales y depósitos de litoral, hasta depósito de sedimentos de carácter continental para finales del Neógeno y el Cuaternario.

La evolución tectónica de la cuenca se debió principalmente a dos mecanismos: la Orogenía Laramide y el movimiento de la sal.

Cuenca de Veracruz

La cuenca de Veracruz se extiende en 24 000 km², y está constituida de dos provincias geológicas: la Plataforma de Córdoba y la Cuenca Terciaria.

La Plataforma de Córdoba, de 8 100 km², está compuesta de rocas calcáreas mesozoicas con algunas facies arrecifales y depósitos lagunares. Descansa sobre un basamento metamórfico paleozoico de composición granítica; durante el Triásico-Jurásico, se depositaron sedimentos continentales; las secuencias del Jurásico Superior constan de evaporitas y carbonatos depositadas discordantemente, y durante el Cretácico se depositaron calizas y margas.

La Cuenca Terciaria de Veracruz se compone de rocas siliciclásticas del Terciario y de un basamento cristalino paleozoico. Las evidencias paleontológicas indican que, hasta el Mioceno Medio algunas formaciones son de ambiente de plataforma externa y de talud con fuertes pendientes, por lo que, los clastos transportados por paleocanales submarinos forman grandes volúmenes de complejos de abanicos y canales en el piso de cuenca cuyos sedimentos fueron derivados de la plataforma y del talud.

Existen rocas volcánicas previas al Mioceno, que cubren algunas zonas, y consisten de lavas de andesita o basalto, brechas y tobas, provenientes de aparatos volcánicos como el Pico de Orizaba, Cofre de Perote y Volcán de San Martín (Figura 7).

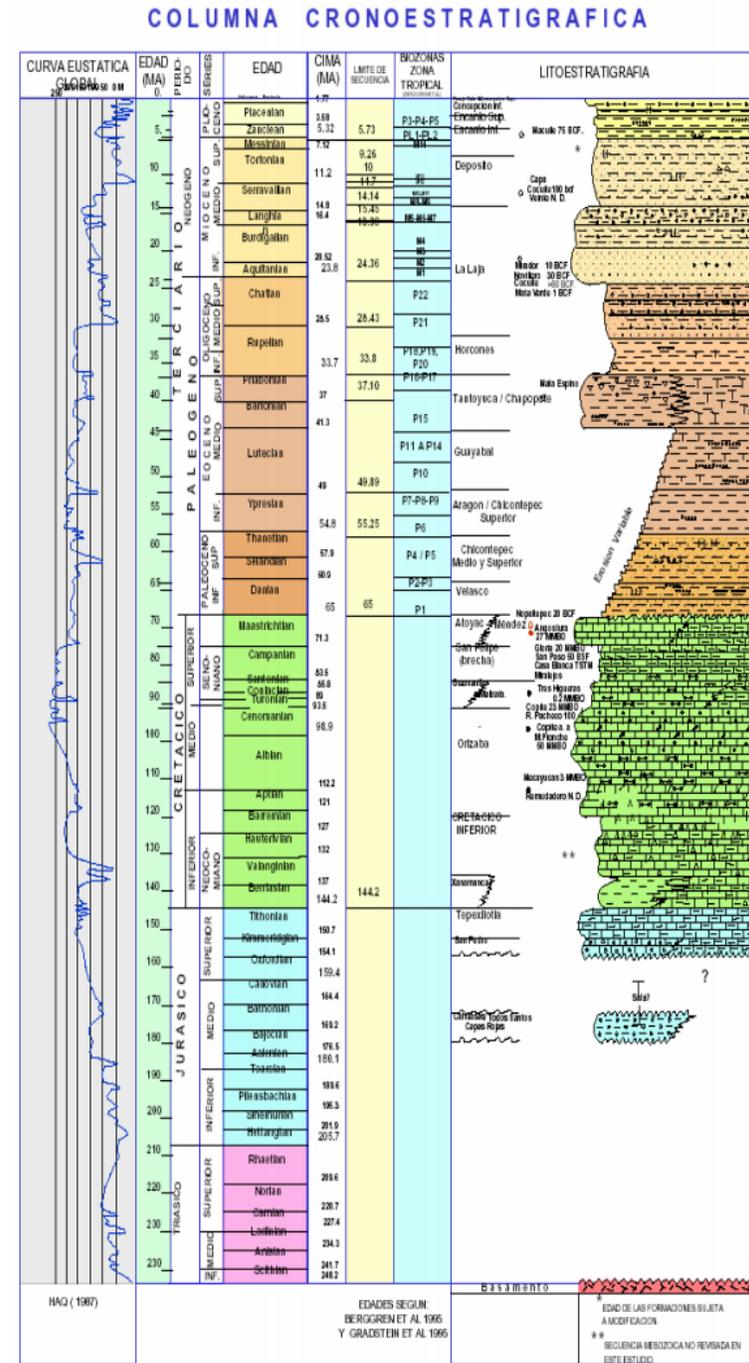


Figura 7. Columna estratigráfica general de la Cuenca de Veracruz. (Tomada de Hidalgo Caraveo, F. M., 2006)

Cordilleras Mexicanas

La provincia de Cordilleras Mexicanas está localizada en el talud continental occidental de la Cuenca del Golfo de México y contiene una serie de plegamientos de los depósitos terciarios de la plataforma continental, tales como areniscas y lutitas turbidíticas del Eoceno-Plioceno (Figura 8).

Las estructuras plegadas son muy alargadas, y sus ejes están orientados N-S. Las estructuras son generalmente simétricas, a excepción de algunas con vergencia hacia el Este, o sea, centro del Golfo. Sus dimensiones promedio alcanzan de 30 hasta 120 km de longitud y 8 km de amplitud.

El origen de estos pliegues está relacionado con deslizamientos de la cubierta sedimentaria por gravedad. Regionalmente se asocian a un despegue localizado en la secuencia arcillosa del Eoceno. La edad de la deformación varía del Mioceno Superior al Reciente. Los modelos estructurales los consideran pliegues de despegue y pliegues de despegue con fallas inversas.

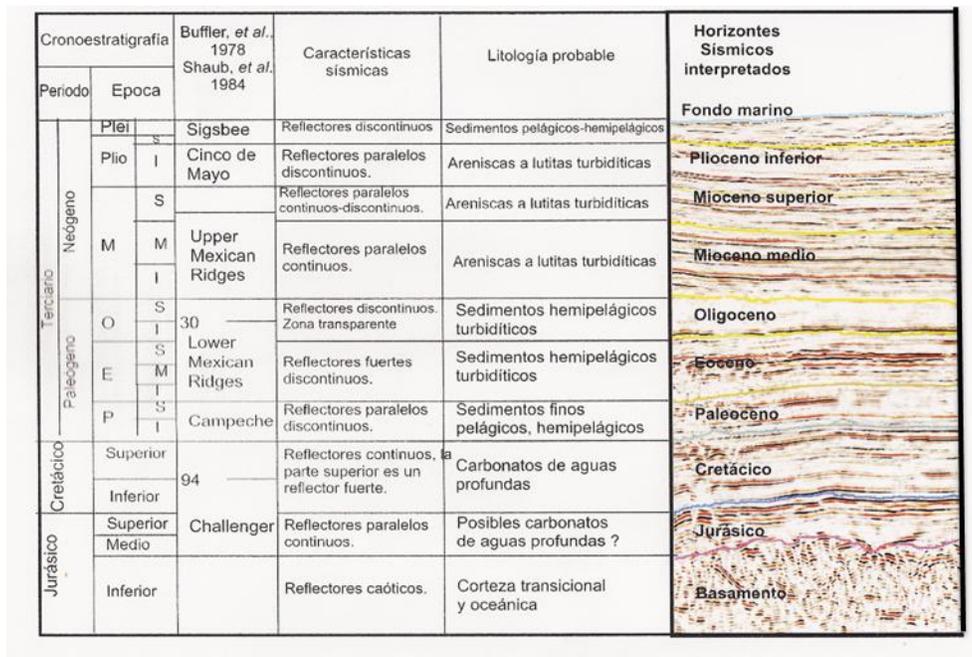


Figura 8. Sección sísmica donde se observan los horizontes correlacionados en el talud occidental y centro del Golfo de México correspondientes a las Cordilleras Mexicanas Superiores e Inferiores y muestran su probable composición litológica. (Tomada de Salomón Mora, L. E., et al., 2004)

2.3 Entorno tectónico-estructural

Según Valladares, J. R. (2010) el Sureste de México está controlado por tres elementos tectono-sedimentarios principales: la Plataforma de Yucatán, la Sierra de Chiapas y las Cuencas Terciarias del Sureste; producto de diferentes eventos tectónicos, sedimentológicos, estratigráficos y estructurales que ocurrieron durante la evolución del Golfo de México (Figura 9).

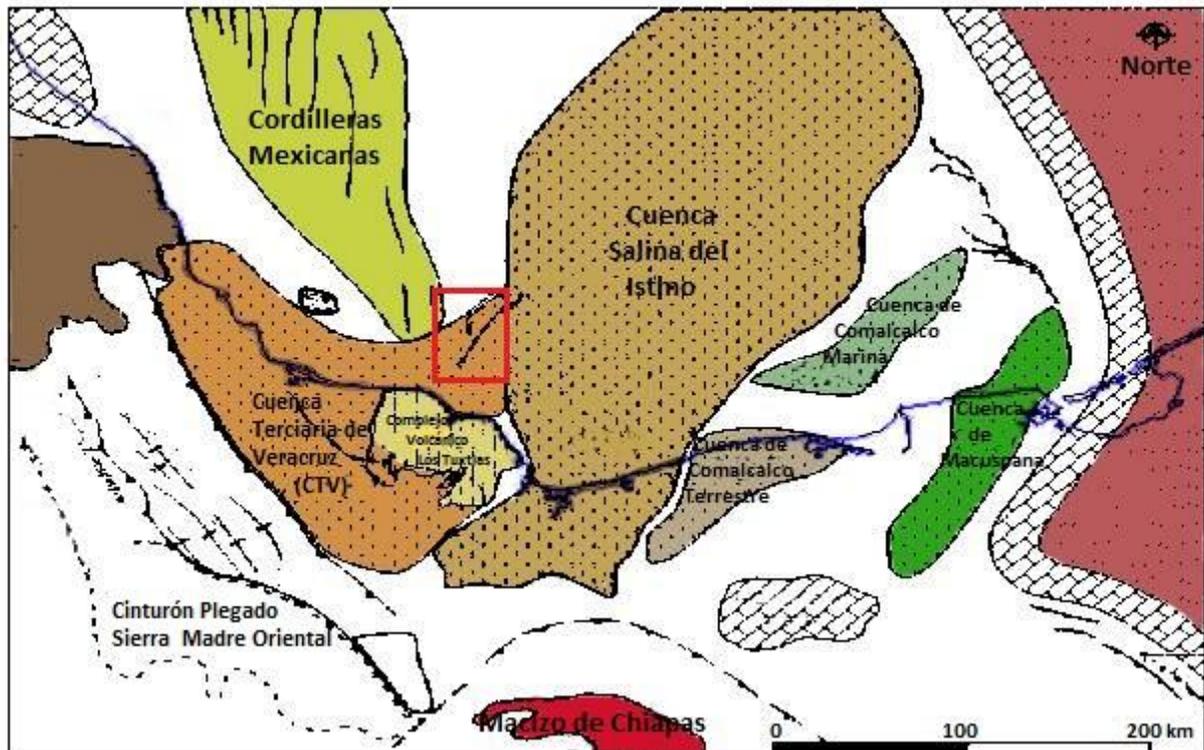


Figura 9. Principales provincias geológicas ubicadas al sureste de la República Mexicana y ubicación del área de estudio. (Adaptada de Valladares Manuel, J. R., 2010)

La Plataforma de Yucatán es un banco carbonatado, con extensión máxima hacia el norte de 240 km y se reduce hacia el este. Sirvió para delimitar los depósitos de sal en el Calloviano-Oxfordiano y actuó como contrafuerte durante la etapa de deformación durante el Cretácico al Reciente.

La Sierra de Chiapas, consiste de cadenas montañosas con una extensión lineal de 280 km en el sur de los estados de Chiapas y Oaxaca. Este elemento tectónico se formó durante el Neógeno, como resultado del plegamiento y fallamiento de rocas sedimentarias de edad jurásica y cretácica, relacionados con la subducción de la placa de Cocos en el Pacífico, y del desplazamiento hacia el nor-noreste de la de Chortis a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic.

El macizo de Chiapas también es un elemento de importancia tectónica y consiste de rocas metaplutónicas, metasedimentarias y plutónicas, proterozoicas a paleozoicas tardías.

Las Cuencas Terciarias del Sureste, son depresiones como resultado de la subsidencia y evacuación de la sal, y que se rellenaron de sedimentos terrígenos durante el Neógeno. La dinámica de estas cuencas dio lugar a fallamiento normal regional y contra-regional, con despegue en rocas arcillosas del Oligoceno y Mioceno Medio.

La evolución tectónica de las cuencas terciarias esta relacionada con la dinámica de los márgenes convergentes, entre la placa Norteamericana y la placa de Cocos, y el desprendimiento y movimiento del bloque de Chortis.

La interacción de las placas Norteamericana y de Cocos tuvo un régimen compresional en el oriente de México durante el Eoceno, dando lugar a la formación de la Sierra de Zongolica; un cinturón plegado y cabalgado, que era la margen occidental de la Cuenca de Veracruz y que fue una fuente de aporte de sedimentos de importancia durante el Oligoceno y el Mioceno.

En el Mioceno Medio, la placa de Cocos interactúa con el Macizo de Chiapas, que provoca que éste cabalque hacia el noreste formando la Sierra de Chiapas, los trenes estructurales Reforma-Akal y Chuktah-Tamil, en la Sonda de Campeche y el Cinturón Plegado Catemaco, en la zona de Papaloapan y Tabasco.

Cinturón Plegado Catemaco: Se caracteriza por un cinturón plegado y cabalgado que afecta las secuencias siliciclásticas pre-cinemáticas que contienen los plays del Oligoceno y Mioceno temprano. Está formado por pliegues asimétricos alargados, con vergencia principalmente al noroeste y fallas inversas en los flancos; el despegue principal profundo, está localizado a nivel de la sal autóctona en el porción sureste del área, de ahí parten en forma imbricada un conjunto de fallas que alcanzan mediante rampas de bajo ángulo, un despegue somero localizado en los estratos del Eoceno (Figura 10).

El estudio de la información sísmica indica que el régimen tectónico compresivo comprende de 16.5 Ma a 3.7 Ma. Se interpreta que el cinturón tectónico, es la continuación hacia el noreste del cinturón plegado que está ubicado en la zona de Papaloapan y se le asigna una edad de Mioceno Medio a Tardío o más reciente.

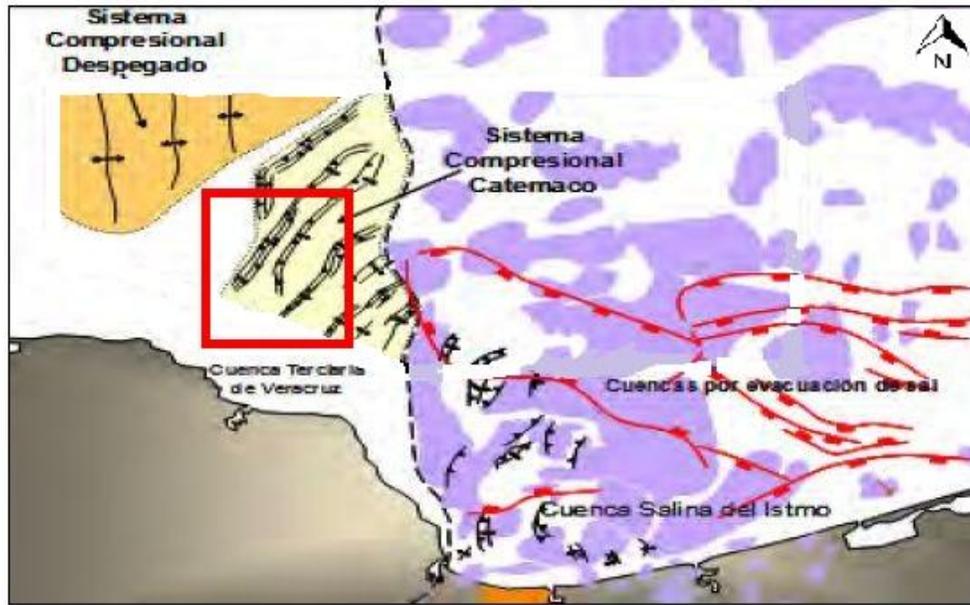


Figura 10. Dominios estructurales presentes en el área de estudio. (Adaptada de Valladares Manuel, J. R., 2010)

CAPÍTULO 3. Estratigrafía

En este capítulo se describen la composición litológica, los paleoambientes y los tipos de límites entre las unidades cronoestratigráficas, desde el Neógeno al Reciente, de los pozos que se encuentran en el área de estudio, en la parte marina sur del Golfo de México, en la provincia del Cinturón Plegado Catemaco. Se construyeron columnas estratigráficas en base a los reportes litológicos, reportes bioestratigráficos y registros geofísicos de pozos.

3.1 Localización de los pozos de correlación

Para correlacionar las unidades estratigráficas se utilizó la información de cuatro pozos exploratorios, a los cuales se les asignó informalmente el nombre de: **Pozo 1**, **Pozo 2**, **Pozo 3** y **Pozo 4**, por confidencialidad de Pemex. La Figura 11 muestra la distribución de los pozos en el área marina de la porción sur del Golfo de México, en los límites entre las provincias geológicas de la Cuenca de Veracruz, la Cuenca Salina del Istmo y las Cordilleras Mexicanas.

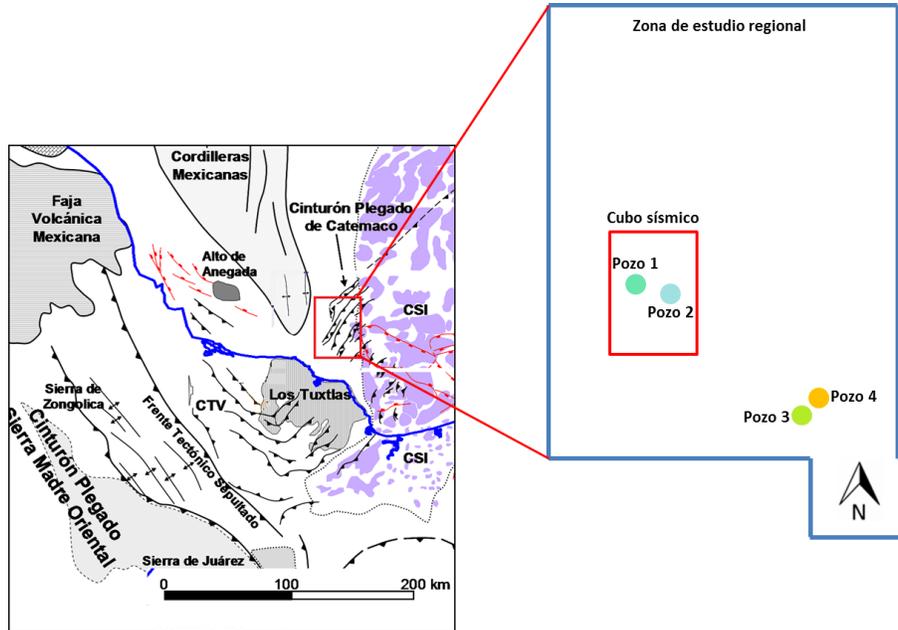


Figura 11. Límites del área de estudio a nivel regional y ubicación de los pozos de correlación usados en el trabajo interpretativo.

3.2 Descripción Estratigráfica

Mioceno

Mioceno Inferior (MI)

En el **Pozo 1**, el espesor correspondiente es de 1340 m, y está compuesto de lutita gris a gris claro suave a semidura, con algunas partes ligeramente arenosa y calcárea; también lutitas arenosas gris oscuro que presentan pirita diseminada y presencia ocasional de biotita; arenas de cuarzo gris claro a blanco de grano fino a medio, subredondeados, regular a bien clasificados y con porosidad primaria intergranular. El contenido fosilífero es escaso para este tiempo pero se reporta que la cima se desarrolló en un ambiente batial medio.

En el **Pozo 2** se tiene un espesor de 1145 m; está constituido por arenisca de cuarzo y fragmentos líticos color gris y café claro, subangulosos, mal clasificados, con cementante calcáreo regular a malo, matriz arcillosa, aparecen algunas micas y esporádica materia carbonosa, porosidad primaria intergranular regular; también hay intercalaciones de lutita gris claro, gris verdoso y café claro, ligeramente calcárea, partes arenosa y bentonítica. Se asocia un ambiente batial medio mediante el análisis de los foraminíferos bentónicos. El contacto con las rocas del Oligoceno Superior no se encontró durante la perforación, mientras que el contacto con el Mioceno Medio es concordante.

En el **Pozo 3** el espesor para este tiempo es de 2120 m, se presenta una alternancia de lutita de color gris claro y gris verdoso, suave y plástica; arenisca blanca y gris clara de grano fino a medio, mal cementada con material calcáreo, porosidad primaria intergranular, y algunos paquetes de arena blanca translúcida de grano fino a medio. Predominan las lutitas desde la parte media a la inferior con un paquete muy marcado de arenisca. El ambiente de depósito es batial superior.

La columna del **Pozo 4**, de 955m de espesor, está compuesta en la cima de lutita gris claro a gris verdoso, de aspecto bentonítico, suave a semidura, ligeramente calcárea y con pirita diseminada; alterna con arenisca feldespática gris claro, de grano medio a grueso, subanguloso a subredondeado, mal clasificada, mal consolidada, con cementante calcáreo, y matriz de arcilla y fragmentos de roca. En la parte media hay intercalaciones de la lutita gris claro a gris verdoso con arenisca de cuarzo gris claro, con las mismas características que la arenisca feldespática a excepción de una menor cantidad de arcilla en la matriz, presenta una porosidad primaria

intergranular, además se llegan a describir fragmentos ocasionales de mudstone color crema claro de aspecto cretoso contenidos en la arenisca de cuarzo. Finalmente la base presenta intercalaciones de la lutita con arcosa lítica gris claro de grano medio a grueso, subredondeado a subanguloso, regular a mal clasificado, medianamente consolidada en material calcáreo. Se determinó un ambiente nerítico externo a batial superior en la parte media, mientras que la cima es un cambio de batial superior a batial medio.

Mioceno Medio (MM)

La composición litológica en el **Pozo 1** corresponde a 65 m de lutita gris a gris claro, suave a semidura, ligeramente calcárea en algunos lugares; lutita arenosa gris a gris claro, suave, calcárea, con laminaciones de arenisca fina de color gris claro, granos subangulosos, medianamente clasificado, cementante calcáreo, presencia de pirita diseminada. El ambiente de depósito se asocia a batial medio.

En el **Pozo 2** se tiene un espesor de 35 m, predomina lutita gris claro, ligeramente calcárea, intercalada con arenisca arcillosa de cuarzo de grano fino y medio, subanguloso a subredondeado, regularmente clasificado, mal cementada de composición calcárea, muy poca arcilla, porosidad primaria intergranular regular, ocasionalmente se encuentran fragmentos de bentonita gris claro, mudstone color crema y pirita diseminada. El ambiente en el que se depositó es batial medio. Limita concordantemente las rocas del Mioceno Inferior y el Mioceno Superior.

El **Pozo 3** contiene 30 m de lutita gris a gris claro, suave a plástica, ligeramente calcárea, con apariencia bentonítica con intercalaciones de arenisca de grano fino a medio, mal cementada con material calcáreo y fragmentos esporádicos de bentonita color verde olivo. El ambiente de depósito relacionado es batial superior.

En el **Pozo 4** el espesor es de 30 m de lutita de color gris claro a gris verdoso, tiene aspecto bentonítico, es suave a semidura, ligeramente calcárea, se encuentra pirita diseminada. El ambiente de depósito es batial superior a batial medio-inferior en la cima.

Mioceno Superior (MS)

En el **Pozo 1, Pozo 3 y Pozo 4** el Mioceno Superior se erosionó como consecuencia de la dinámica que plegó las secuencias del Mioceno Medio e Inferior, y el Oligoceno.

El **Pozo 2** cortó 200 m de lutita gris claro a gris verdoso, bentonítica en algunos lugares, calcárea ligeramente, con láminas de arenisca gris claro de grano fino a medio, subangulosos, mal cementada de composición calcárea y arcilla en muy poca cantidad, la porosidad primaria es intergranular regular y presenta pirita finamente diseminada. El ambiente de depósito es batial medio. Los límites con el Mioceno Medio y el Plioceno Inferior son concordantes para ambos.

Plioceno

Plioceno Inferior (PI)

Para este tiempo el **Pozo 1**, con un espesor de 90 m, reporta la una litología constituida por lutita gris claro a gris verdoso, suave y ligeramente calcárea; lutita gris a gris claro suave a semidura y calcárea; arenisca fina color gris a gris verdoso, con granos subredondeados, medianamente clasificado, cementante calcáreo, matriz arcillosa, porosidad primaria intergranular y pirita diseminada. El ambiente de depósito es batial medio.

El **Pozo 2** se constituye de 135 m de lutita color gris claro a gris verdoso, ligeramente calcárea, presenta ocasionales intercalaciones de arenisca gris claro de grano medio, subangulosos, mal cementado con material calcáreo, escasa arcilla, porosidad primaria intergranular regular y pirita diseminada. Se determinó un ambiente batial medio. El contacto con el Mioceno Superior y el Plioceno Medio es concordante.

El espesor del PI en el **Pozo 3** es de 270 m y está compuesto de lutita gris claro y gris verdoso, arenosa en algunas partes, ligeramente calcárea, presenta trazas de arenisca gris claro y de grano fino a medio, ligeramente calcárea, con mal cementante arcillo calcáreo; se encuentran algunos fragmentos de pirita y calcita color blanca y crema. El ambiente de depósito asociado es batial superior.

Para el **Pozo 4** el espesor es de 185 m y el contenido litológico es lutita gris claro a gris verdoso, suave a semidura, ligeramente calcárea, pirita diseminada; lutita gris verdoso suave, plástica ligeramente calcárea, aspecto bentonítico, pirita diseminada; fragmentos de bentonita gris verdoso y blanca y presencia de biotita. El ambiente de depósito varía en la base de batial superior a nerítico externo en la cima.

Plioceno Medio (PM)

La litología del **Pozo 1** para este periodo de tiempo son 245 m de lutita arenosa de color gris a gris claro, suave a semidura; lutita gris a gris verdoso, suave, ligeramente calcárea y diseminaciones de pirita. Estos sedimentos se depositaron en un ambiente nerítico externo en la base y batial superior en la cima.

El **Pozo 2** comprende 380 m de lutita gris claro, arenosa en algunas partes, ligeramente calcárea, presenta ocasionales intercalaciones de arenisca de cuarzo color gris claro, de grano fino, subredondeado, mal clasificado, mal cementada en material calcáreo y arcilloso, la porosidad primaria intergranular es pobre. Se asocia a un ambiente de depósito batial superior. Los límites con las rocas del Plioceno Inferior y el Plioceno Superior son concordantes.

En el **Pozo 3** el espesor es de 425 m de lutita gris claro y gris verdoso, suave, plástica, calcárea y arenosa en partes, intercalada con areniscas gris claro de grano fino a medio, regular a mal cementada con material calcáreo; en la parte media y superior se reportan cuerpos de arenas gris claro y blanco de grano fino a medio. El ambiente de depósito es batial superior.

En este periodo el **Pozo 4** contiene 425 m de lutita gris verdoso, ligeramente calcárea, en partes arenosa, esporádicos fragmentos de arenisca gris claro y gris verdoso de grano fino a medio, subangulosos, regularmente clasificados, cementante calcáreo y escasa arcilla, porosidad primaria intergranular buena; esporádicos fragmentos de mudstone arcilloso gris claro y crema claro de aspecto cretoso sin porosidad observable; fragmentos de mudstone dolomítico café claro duro y compacto, pirita finamente diseminada en la parte media a superior. El ambiente es nerítico externo.

Plioceno Superior (PS)

El **Pozo 1** tiene 145 m de lutita gris a gris verdoso, suave y calcárea; lutita arenosa de color gris a gris oscuro, semidura a dura, ligeramente calcárea, pirita diseminada. Se depositó en un ambiente nerítico externo.

En el **Pozo 2** el espesor es de 201 m de lutita gris claro, arenosa en partes, ligeramente bentonítica y calcárea, presenta intercalaciones de arenisca de cuarzo gris claro, de grano fino, subredondeados, mal clasificada, con cementante arcillo calcáreo, porosidad primaria intergranular pobre. El ambiente de depósito es batial medio.

Para el **Pozo 3**, con 515 m de espesor, se reporta lutita gris claro a gris verdoso, plástica, calcárea, en partes arenosa con abundantes restos de moluscos e intercalaciones de arenisca color gris claro, de grano fino a medio, regular a mal cementada con elemento calcáreo. Se reporta que con el análisis paleontológico se determinó un ambiente batial superior.

El **Pozo 4**, no se tiene una cifra del espesor del paquete ya que no se marca el límite entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno, se puede suponer por los reportes litológicos que es de aproximadamente 500 m. La litología reportada es lutita gris claro y gris verdoso, suave, plástica, ligeramente calcárea; lutita gris clara suave a semidura, arenosa, ligeramente calcárea. El ambiente de depósito es nerítico externo.

Reciente- Pleistoceno

El **Pozo 1** está constituido por 674.2 m de lutita gris verdoso, suave, ligeramente calcárea; intercalaciones de lutita arenosa con muchos restos de moluscos color gris a gris oscuro, semidura a dura, ligeramente calcárea, con pirita diseminada.

El **Pozo 2**, con 724 m de espesor, se compone de lutita gris claro ligeramente bentonítica, calcárea, con algunas intercalaciones ocasionales de areniscas de cuarzo color gris claro de grano fino, subredondeados a subangulosos, mal cementada en material arcillo calcáreo, con porosidad intergranular pobre.

En el **Pozo 3** se tienen 798 m de roca que corresponden a lutita gris claro a gris verdoso, plástica y calcárea, en partes arenosa, presencia de abundantes restos de moluscos e intercalaciones de areniscas color gris claro, de grano fino a medio, regular a mal cementada en material calcáreo.

Para el **Pozo 4** la litología es lutita gris claro y gris verdosa, suave, ligeramente calcárea, plástica, arenosa en algunas partes, con restos de moluscos y pirita diseminada.

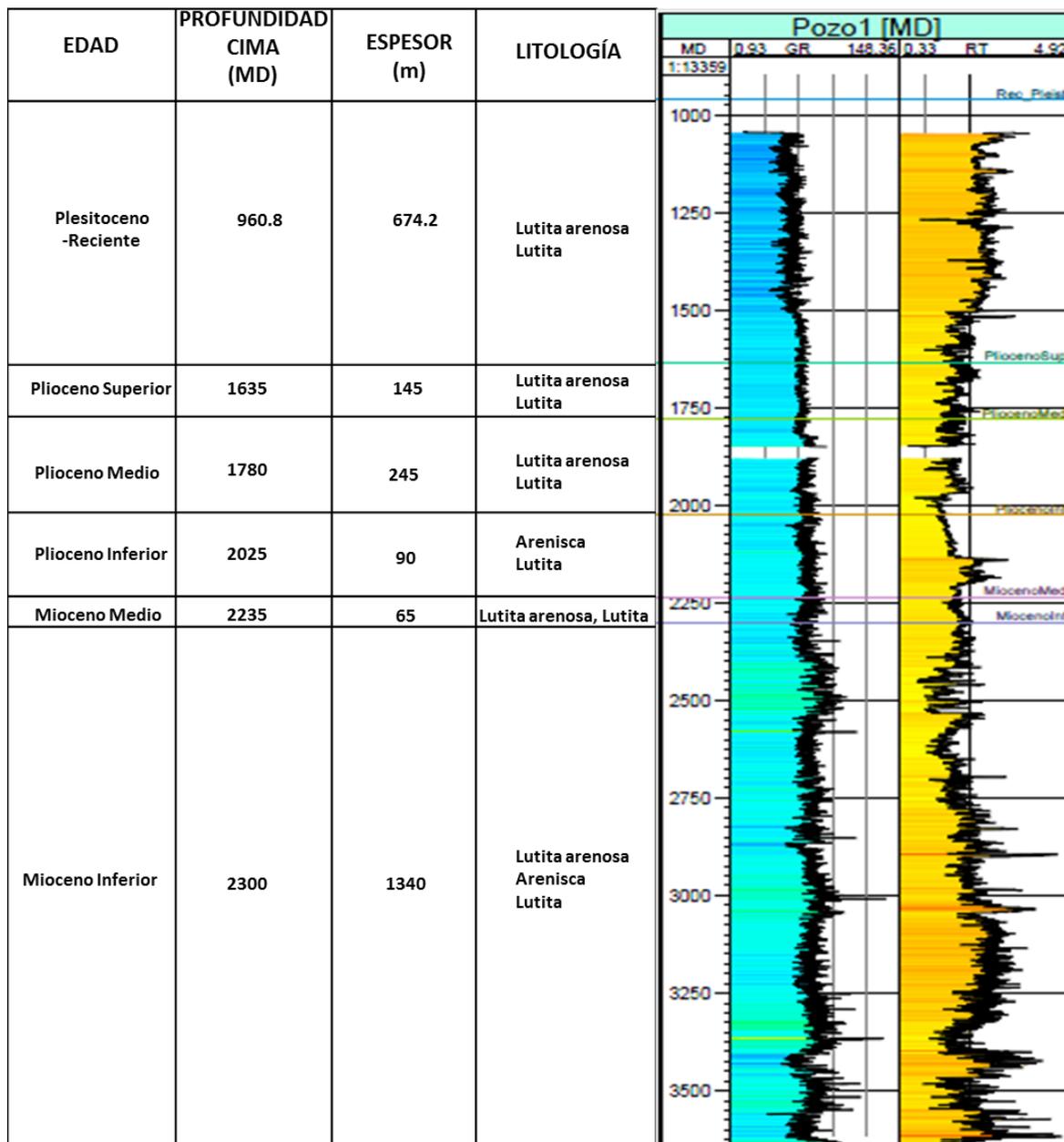


Figura 12. Columna geológica general del Pozo 1.

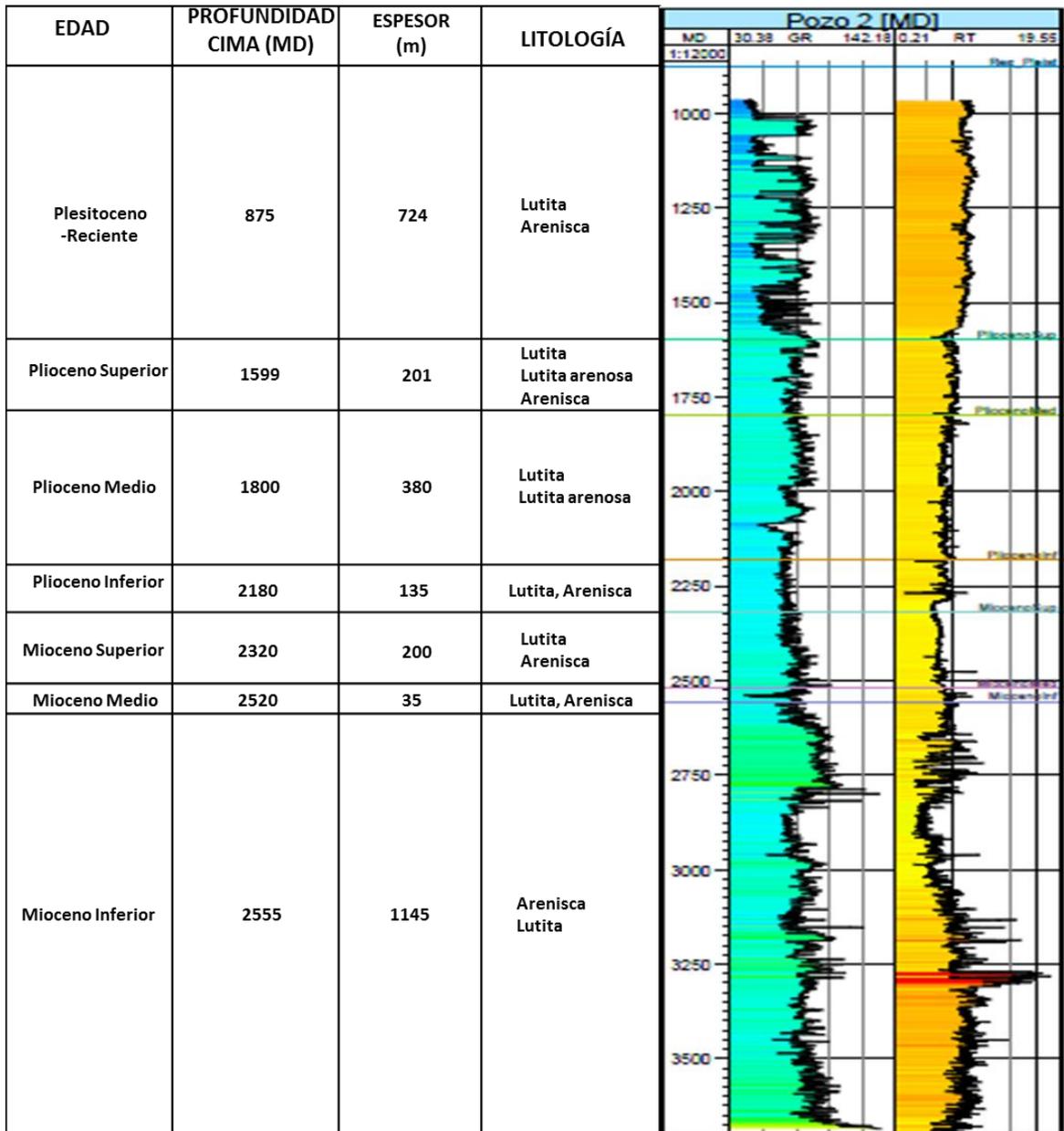


Figura 13. Columna geológica general del Pozo 2.

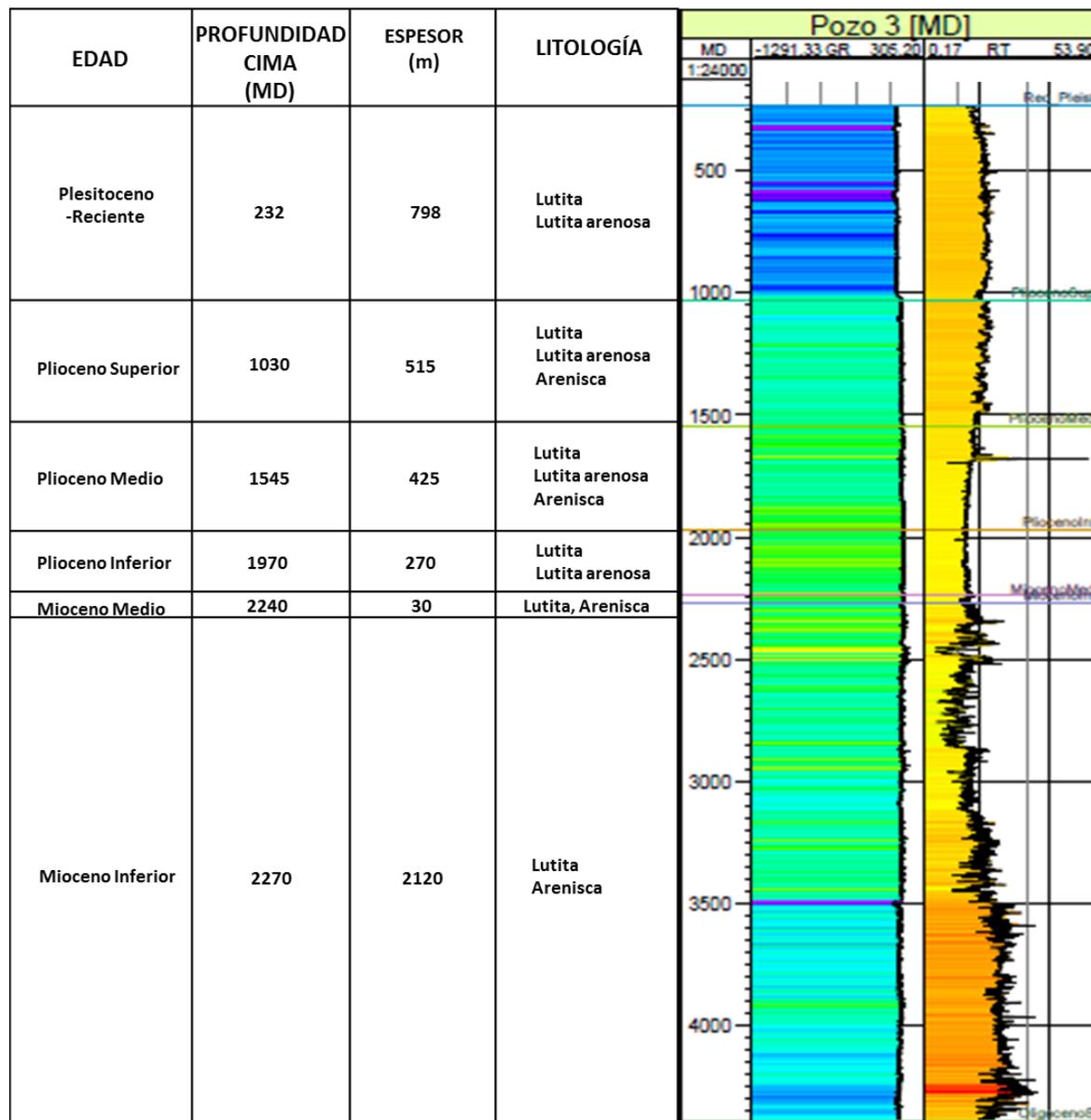


Figura 14. Columna geológica general del Pozo 3.

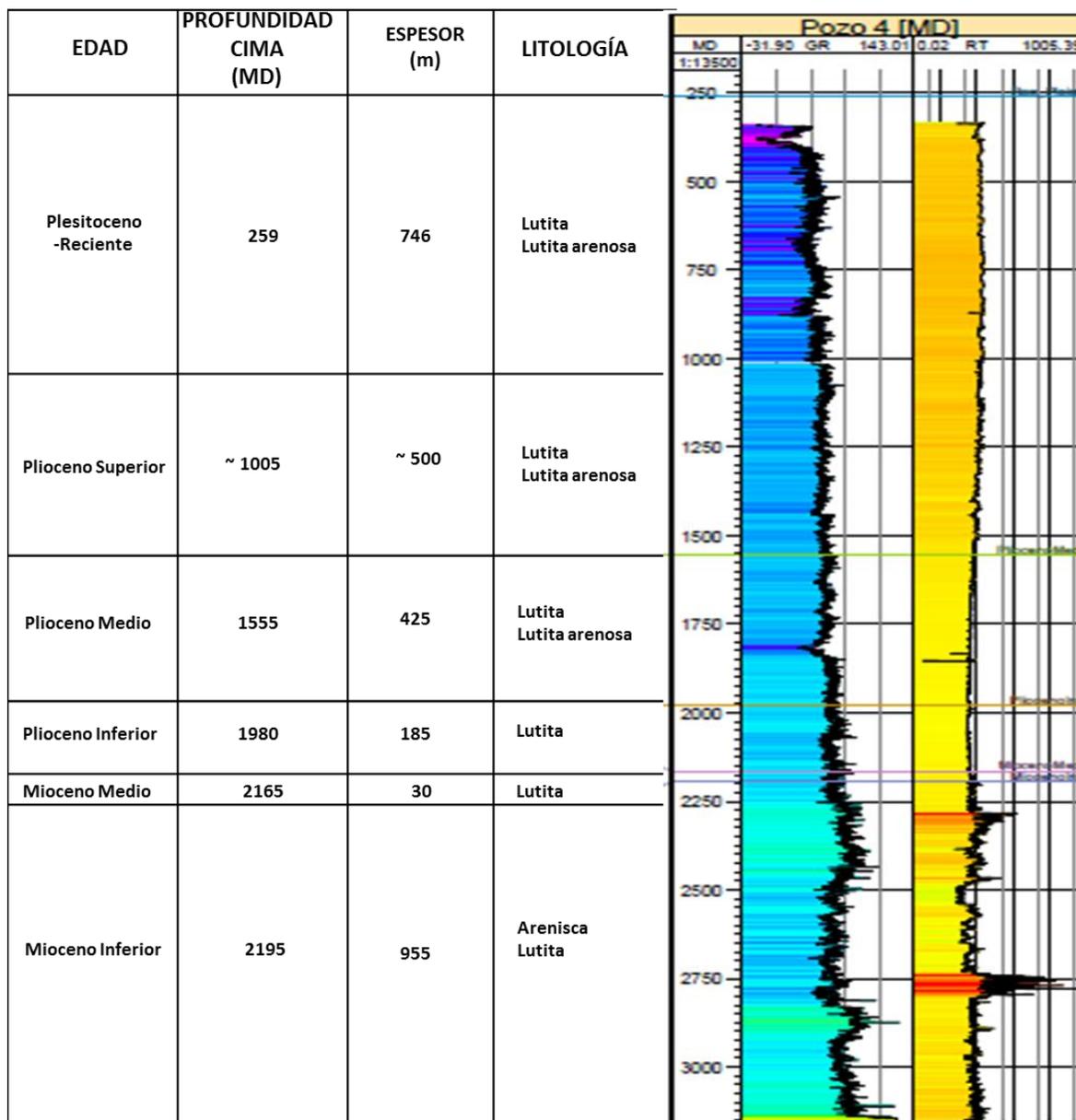


Figura 15. Columna geológica general del Pozo 4.

3.3 Marco Cronoestratigráfico

Los marcadores cronoestratigráficos contenidos en los informes de pozo y utilizados en este estudio, se definieron a partir de datos paleontológicos, y se integraron al proyecto de trabajo en Petrel para identificar las superficies sísmicas asociadas a épocas desde el Mioceno Inferior hasta el Reciente. Debido a que toda la información se está manipulando en función del tiempo fue necesario cargar gráficas t-z para hacer la correlación entre pozos. Se siguieron cada una de las superficies a lo largo de las líneas sísmicas 2D y en el cubo sísmico 3D de la zona de interés, apoyadas en secciones donde se contienen uno o dos pozos, y en las intersecciones entre todas las líneas sísmicas, lo que permite verificar que sea una interpretación coherente y así obtener mediante interpolación mapas en tiempo que, para las partes que no están afectadas por la deformación, dan una idea de la forma de la paleobatimetría espacio-temporal.

Las superficies del Oligoceno Superior, Medio e Inferior, en las secciones sísmicas 2D se definieron como apoyo para determinar las superficies estratigráficas sobreyacentes.

A continuación se describen de forma general las características de las secciones de acuerdo a su orientación y se muestran las más representativas (Figura 16).

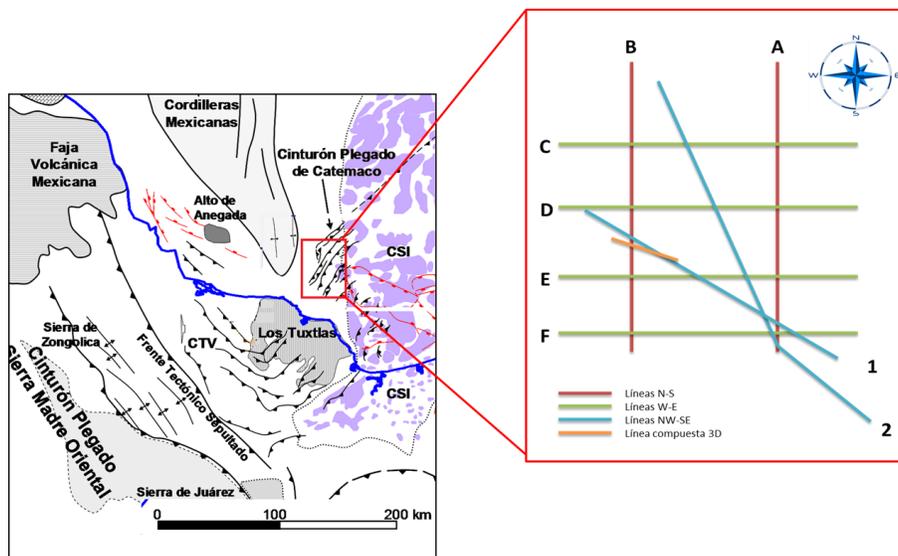


Figura 16. Mapa de distribución de las secciones sísmicas regionales del área de estudio.

Secciones N-S

Son dos las secciones con orientación N-S. Se puede observar en la porción Sur el borde de plataforma, por lo que se determina que la fuente de aporte de los sedimentos está en el Sur y se distribuyen hacia el Norte. Para las unidades que no se ven afectadas estructuralmente, es decir desde la base del Plioceno Medio hasta el Reciente, el espesor va disminuyendo en dirección a la cuenca, esto debido a los procesos de sedimentación que se ven involucrados en los diferentes paleoambientes de depósito. Para el Plioceno Superior, el espesor se ve afectado por el plegamiento, por lo que, en aquellas porciones donde se presentan bloques levantados la superficie no es continua. En el Mioceno Superior y Mioceno Medio se presentan estratos sin-cinemáticos, lo que da lugar a que el espesor sea muy variable a lo largo de toda la cuenca; además de no estar presente la superficie del Mioceno Superior, quizás por la erosión asociada al levantamiento de bloques. El Mioceno Inferior presenta espesor variable, afectado también por la deformación; el horizonte del Oligoceno tiene un espesor considerablemente constante por ser unidades pre-cinemáticas.

Sin embargo la secciones al Este se ven completamente afectadas por la tectónica salina, por lo que, se forman minicuenas y el espesor, por lo tanto, no es constante (Figura 17).

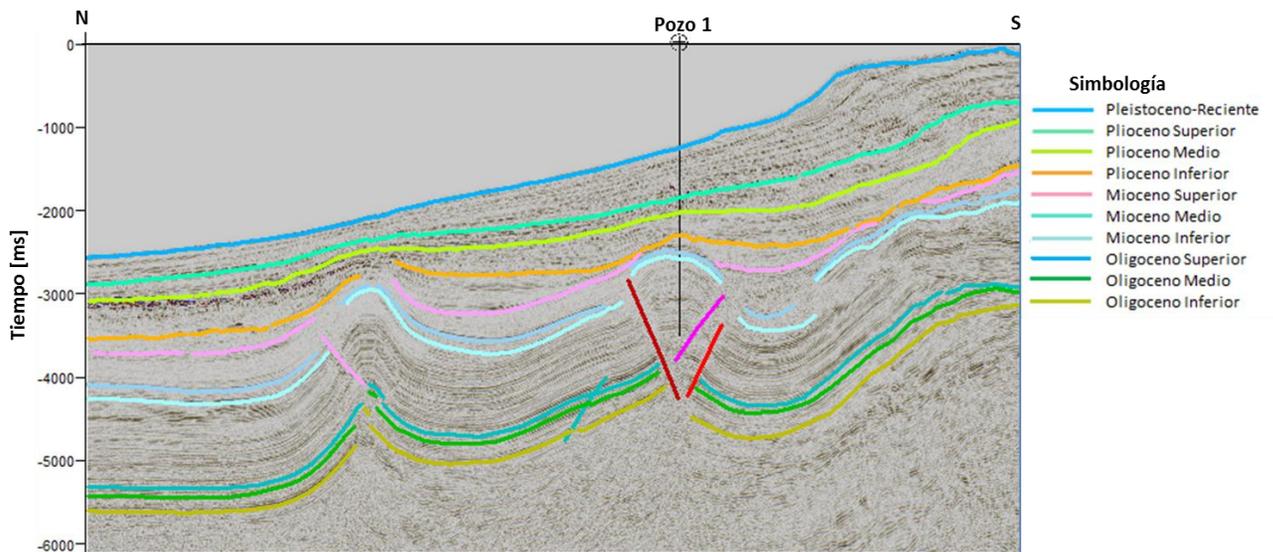


Figura 17. Horizontes cronoestratigráficos de la Sección B con rumbo N-S.

Secciones W-E

Se tienen 4 secciones 2D con esta orientación y sus características varían mucho entre una y otra; de manera general, los sedimentos de la porción Este están afectados por la tectónica salina de las Cuencas Terciarias; por lo que, las superficies sísmicas son discontinuas. Sin embargo, hacia el Oeste se tiene un espesor continuo casi constante, desde la base del Plioceno Medio hasta el Reciente; lo cual es coherente considerando que el aporte de los sedimentos provenía del Sur hacia el Norte. Desde la cima del Plioceno Inferior hasta la base del Mioceno Medio la sedimentación fue variable, ya que fue un periodo de deformación tectónica, por lo que, se presentan estratos de crecimiento y consecuentemente, el espesor no es contante en toda el área; así mismo, se pueden observar levantamientos que asociados con eventos erosivos dan lugar a que la cima del Mioceno Superior esté ausente a lo largo de la sección. El Mioceno Inferior contiene tanto estratos pre-cinemáticos como sin-cinemáticos, dando lugar a un espesor inconsistente. Por otro lado, el espesor para el Oligoceno es constante en toda la sección, pues se trata de estratos pre-cinemáticos que solo se ven afectados por plegamientos y fallas (Figura 18).

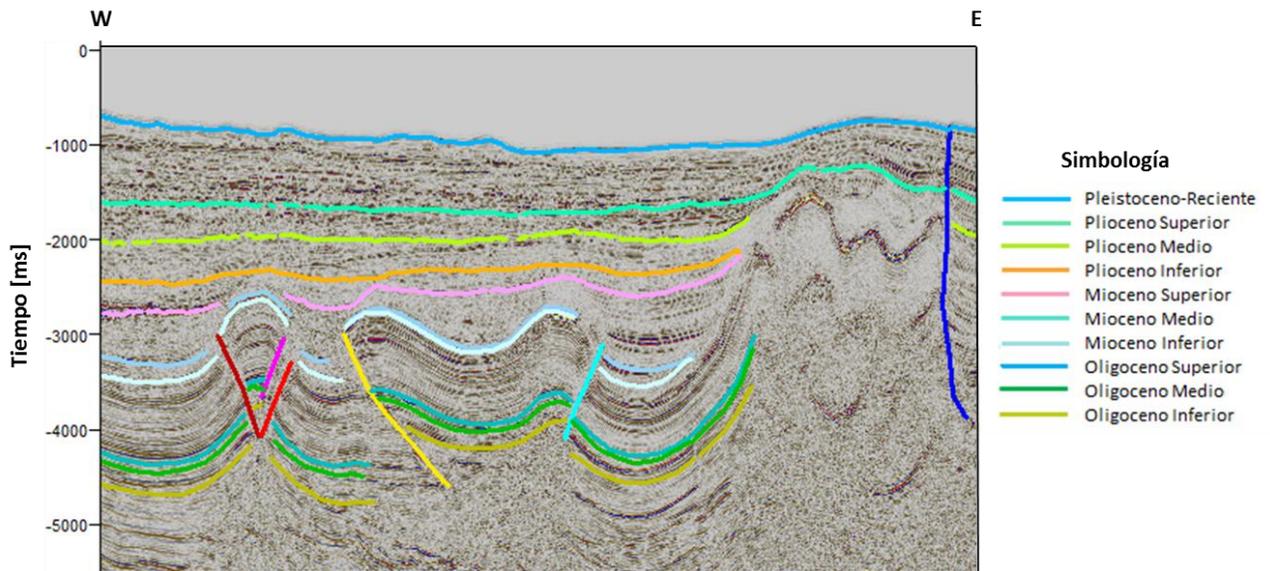


Figura 18. Horizontes cronoestratigráficos de la Sección E con rumbo W-E.

Secciones oblicuas NW-SE

Las dos secciones arbitrarias regionales cruzan por los pozos 2, 3 y 4. Hacia el Este se observan las afectaciones provocadas por la tectónica salina. El borde de plataforma se encuentra al SE; así que para las unidades del Plioceno Medio al Reciente, el espesor disminuye hacia en NW o sea hacia el ambiente de cuenca; el comportamiento del Plioceno Inferior es similar, aunque el espesor varía más, porque se ve afectado por los efectos de la deformación. El Mioceno Superior, Medio e Inferior, tienen un espesor variable causado por el plegamiento-fallamiento de los estratos sincinemáticos y erosión, en las partes más levantadas; éste último presenta además, unidades pre-cinemáticas. El espesor del Oligoceno es considerablemente constante en toda el área (Figura 19).

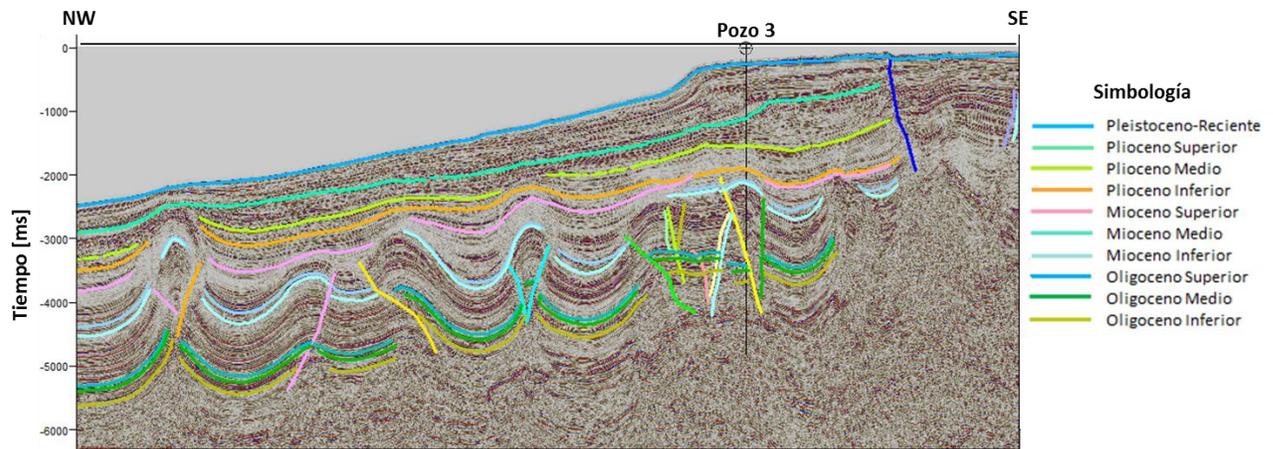


Figura 19. Horizontes cronoestratigráficos de la Sección 2 con rumbo NW-SE.

Sección Compuesta Cubo 3D

El trabajo detallado de este estudio se realizó en el cubo 3D y se creó una sección compuesta que incidiera con los pozos 1 y 2, para hacer la correcta correlación cronoestratigráfica. Ya que las dimensiones de la sección disminuyen considerablemente con respecto a las secciones regionales, se puede observar que el espesor es constante en las unidades no afectadas estructuralmente (Plioceno Medio – Reciente), y es variable en las unidades cuya sedimentación está afectada por el desarrollo de los pliegues y fallas (Plioceno Superior – Mioceno Inferior) (Figura 20).

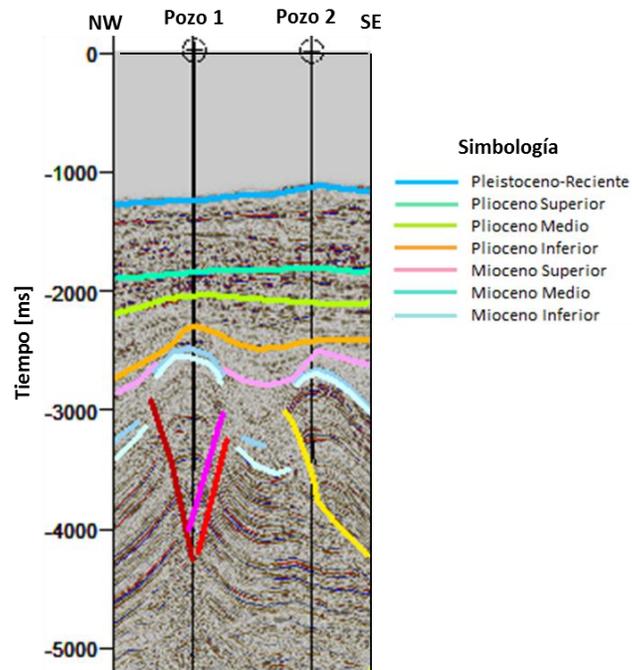


Figura 20. Horizontes cronoestratigráficos de la Sección Compuesta, con rumbo NW-SE.

Tomando en cuenta la interpretación realizada en la información 2D y 3D, se determinó hacer superficies en tiempo para cada una de las cimas cronoestratigráficas, con el fin de ver su distribución y el relieve estructural actual, además, un esbozo de la topografía de aquellas unidades que no están deformadas (Figura 21).

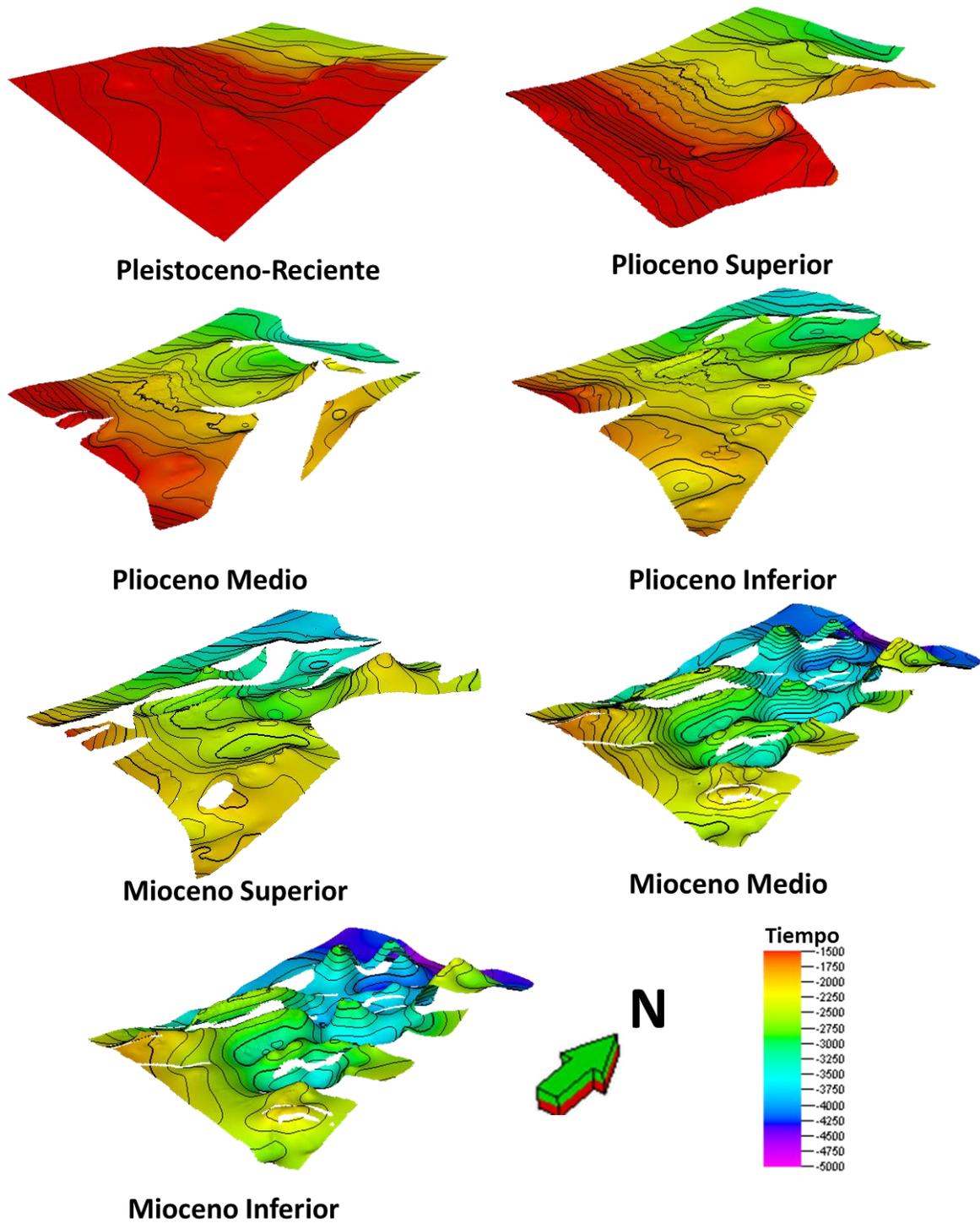


Figura 21. Superficies en tiempo de las cimas cronoestratigráficas del Mioceno Inferior al Reciente.

CAPÍTULO 4. Geología Estructural

La zona de estudio, ubicada en la porción Sur del Golfo de México, forma parte del Cinturón Plegado Catemaco.

El área está afectada por un régimen estructural compresivo, constituido por una serie de pliegues asimétricos, cabalgaduras y fallas inversas. La región se ve también controlada en la porción Este, por los mecanismos asociados a la tectónica salina de la provincia, lo que ocasionó fallamiento y plegamiento en las unidades más jóvenes (Figura 22).

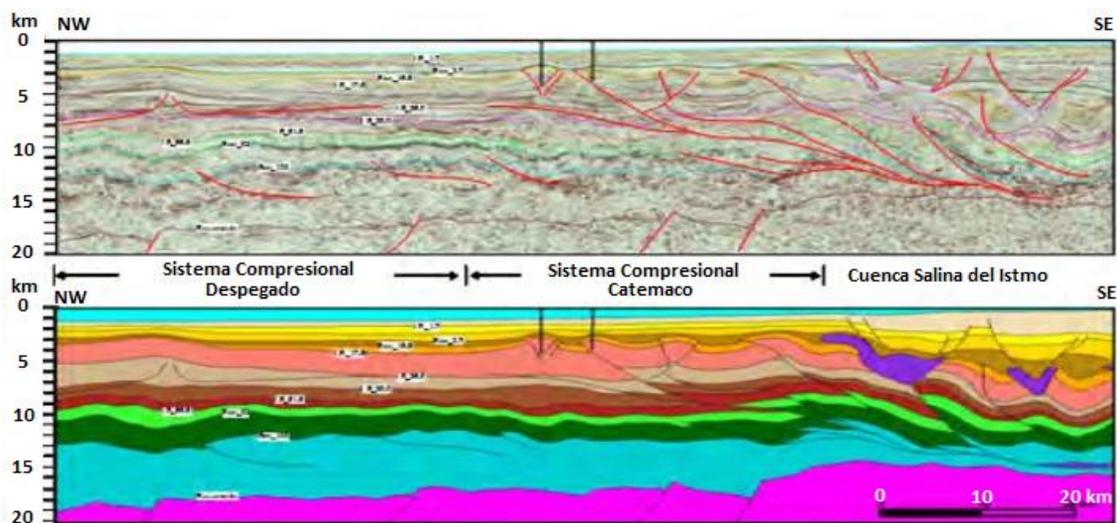


Figura 22. Sección regional mostrándose el estilo estructural de los pliegues Catemaco y su interacción con el Sistema Despegado y la Cuenca Salina del Istmo. (Adaptada de Valladares Manuel, J. R., 2010)

Durante el trabajo de interpretación estructural se utilizaron datos sísmicos 2D y 3D tratando de generar superficies en las que se distinguiera las características principales; aunque debe considerarse que para el cubo sísmico, se tiene un resultado más detallado por la cantidad de información con la cual se trabajó, mientras que por la distancia que existe entre secciones regionales fue necesario realizar una interpolación e inferir las fallas.

En términos de este estudio, no se consideran unidades subyacentes a los marcadores del Oligoceno Inferior, porque no se tiene un control cronoestratigráfico; pero debe mencionarse que la superficie de despegue de las fallas de la zona se encuentra en un nivel por debajo del Oligoceno Inferior.

4.1 Estilo estructural

Los rasgos estructurales distintivos del área de trabajo, son una serie de pliegues y cabalgaduras, que tienen como flancos, fallas inversas que cortan las unidades; productos de un sistema compresivo.

Los pliegues tienen una orientación NE-SW, son ligeramente asimétricos, y en algunos casos están fracturados y con núcleos de arcilla; cuya longitud es de onda de corta a moderada, dando lugar a estructuras amplias. Los anticlinales están limitados por fallas en los flancos; en algunos casos la vergencia opuesta de las fallas y el desplazamiento de los bloques, ocasionó su expulsión.

En el mapa estructural de la Figura 23, en tiempo de toda la zona, se observan quince fallas inversas de carácter regional, con rumbo NE-SW, interpretadas para la etapa de deformación principal del Mioceno Medio al Plioceno. En este caso, fue necesaria la interpretación de un horizonte pre-cinemático, en el cual se estudió el patrón de los reflectores y se buscó la continuidad de las fallas en las secciones 2D (Figura 24, 25, y 26).

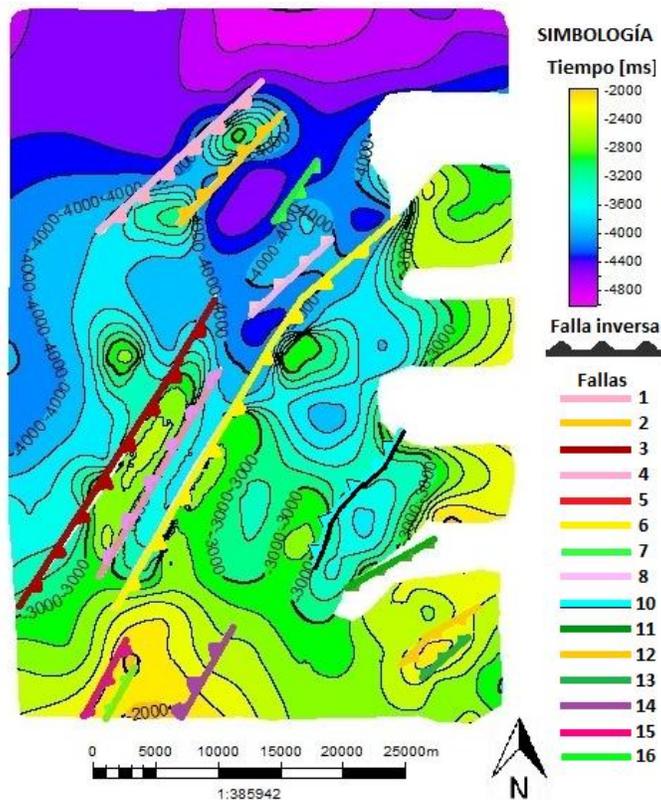


Figura 23. Mapa en tiempo del Horizonte pre-cinemático donde se marcan las fallas regionales.

En la porción más al noroeste se exhiben las fallas 1 y 2, con vergencias opuestas y que dan lugar al bloque expulsado A; éstas tienen un salto de 300 y 500 milisegundos [ms], respectivamente.

Las fallas 3, 4, 5 y 6 se encuentran en la parte centro-oeste; atraviesan diagonalmente casi toda la extensión; las dos primeras son de vergencia opuesta y dan origen al bloque expulsado B, el salto es de 250 [ms] para la primera y 400 [ms] para la segunda. La falla 5 con un echado al NW, es paralela y muy cercana a la falla 4, pero con una menor propagación; tiene un salto menor de aproximadamente 200 [ms]. La falla 6 está ubicada más al centro, con un salto de 600 [ms]; tiene una vergencia al SE y cruza completamente desde la parte SW al NE.

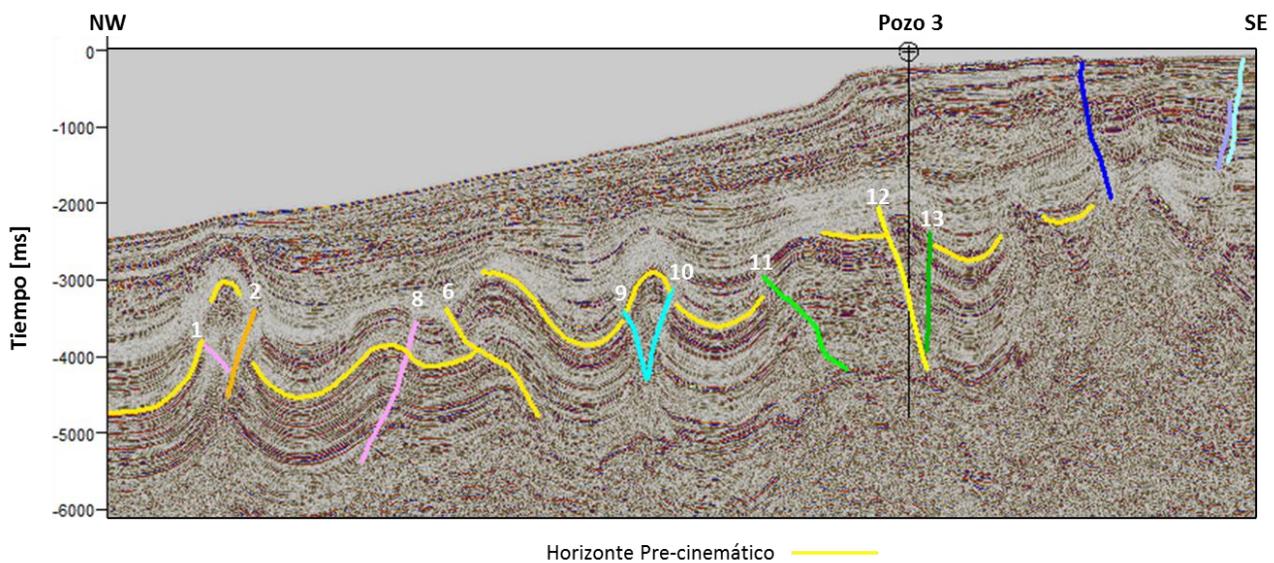


Figura 24. Sección sísmica regional 2. Se definen las fallas más importantes y se toma como guía para analizar el salto de falla el horizonte pre-cinémático.

Las fallas 7 y 8 están en la parte centro-norte; en este caso, se realizó una inferencia de la tendencia debido a que cruzaban sólo una sección regional y, al realizar el mapeo, se confirma que son estructuras independientes a las descritas anteriormente, ambas tienen un echado hacia el SE y un salto de 100 [ms].

Las fallas 9, 10 y 11 tienen una menor dimensión; se ubican en el centro-este del área. La falla 9 junto con la falla 10, dan origen a un bloque expulsado "C2"; el salto es de 50 y 100 [ms] respectivamente, aunque la falla 10, por si sola, se extiende una distancia mayor hacia el SW. La falla 11 está más hacia el este y, por el salto que tiene de casi 500 [ms], el bloque superior está más levantado y erosionado parcialmente, por lo que, la secuencia no está completa.

Las fallas 12 y 13 son muy locales, ubicadas al sureste; se terminan justo en el límite con la presencia de cuerpos de sal, forman el bloque pequeño expulsado “D”, que tiene las unidades superiores erosionadas; el salto es de 200 [ms] para la falla 12, y 250 [ms] para la 13.

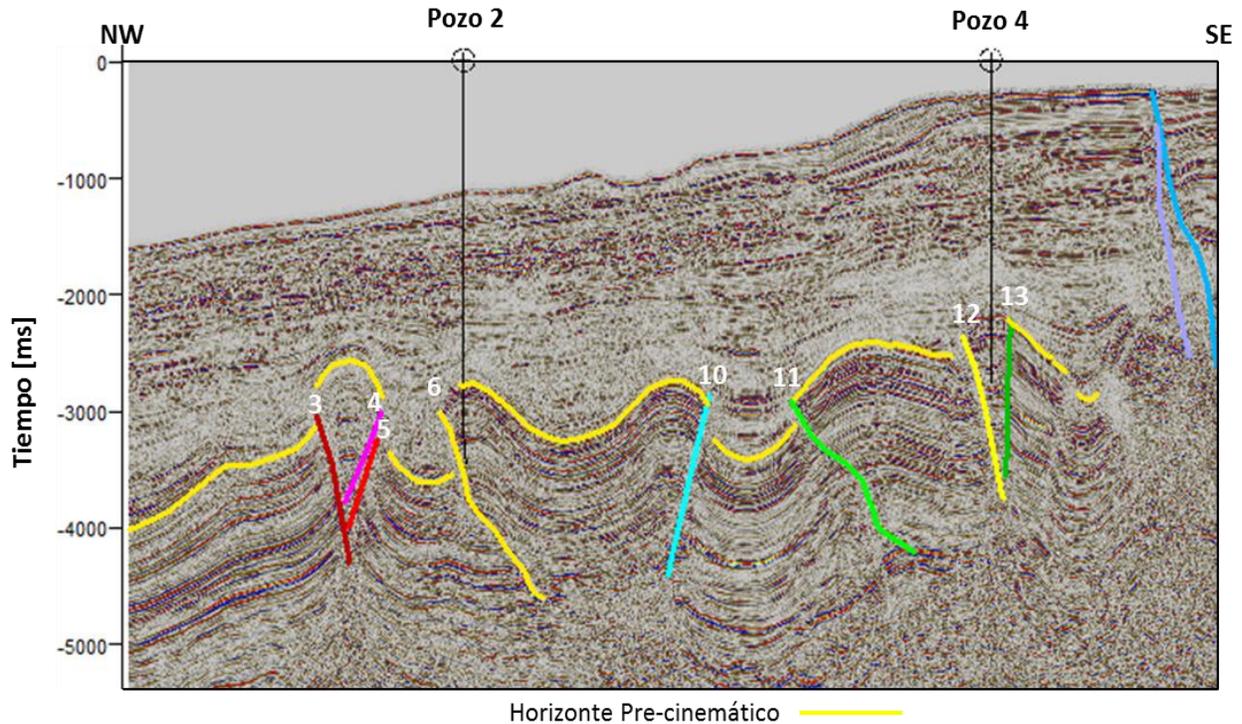


Figura 25. Sección sísmica regional 1. Fallas principales y horizonte pre-cinemático.

Al sur se encuentran las fallas 14 y 15, interpretadas sólo en una de las secciones sísmicas, por lo que, se dedujeron tomando en cuenta las otras fallas estudiadas que son de mayor profundidad y de tipo lístrico; tienen un salto de falla de 150 [ms]. Sin embargo, entre estas existe la falla 16, inversa, local, de poca longitud vertical y que afecta sólo unas cuantas unidades; cuyo salto es de 50 [ms] (Figura 26).

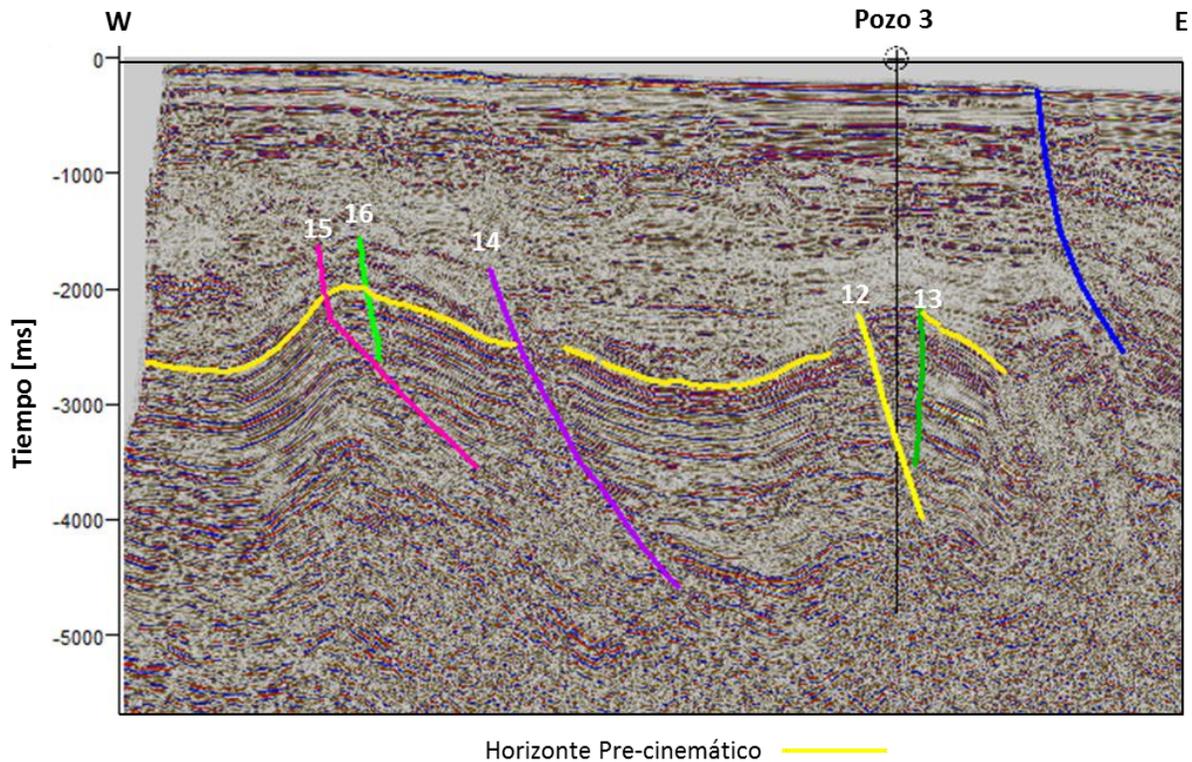


Figura 26. Sección sísmica regional F. Fallas principales y horizonte pre-cinemático.

El nivel de despegue de propagación de fallas se encuentra entre las unidades del Cretácico al Eoceno, y aunque no se define concretamente en este estudio, se considera que se encuentra en una unidad arcillosa debido al carácter sísmico de las secciones, a excepción de las localizadas al Este, relacionada con el movimiento de la sal.

En las secciones sísmicas se muestra que el plegamiento originó seis anticlinales que varían en longitud de onda de corta a moderada; éstos están asociados con sinclinales amplios, que varían de someros a medianamente profundos y que en algunos flancos presentan deformaciones de las unidades constituidas por patrones sísmicos caóticos. Los pliegues son ligeramente asimétricos en su mayoría presentan núcleos de arcilla, y que por los esfuerzos compresivos, llegan a observarse fallas y fracturas locales, que afectan a las unidades. Se definen cuatro bloques expulsados (Figura 27). Los bloques A y B ubicadas en la parte Oeste, tuvieron un levantamiento mayor. El bloque C en la parte Este se ve afectado por una falla que provocó su ruptura y genera un sub-bloque expulsado C2. Finalmente el bloque D, un anticlinal asimétrico, erosionado y que tiene una variedad de fallas y fracturas de menor orden.

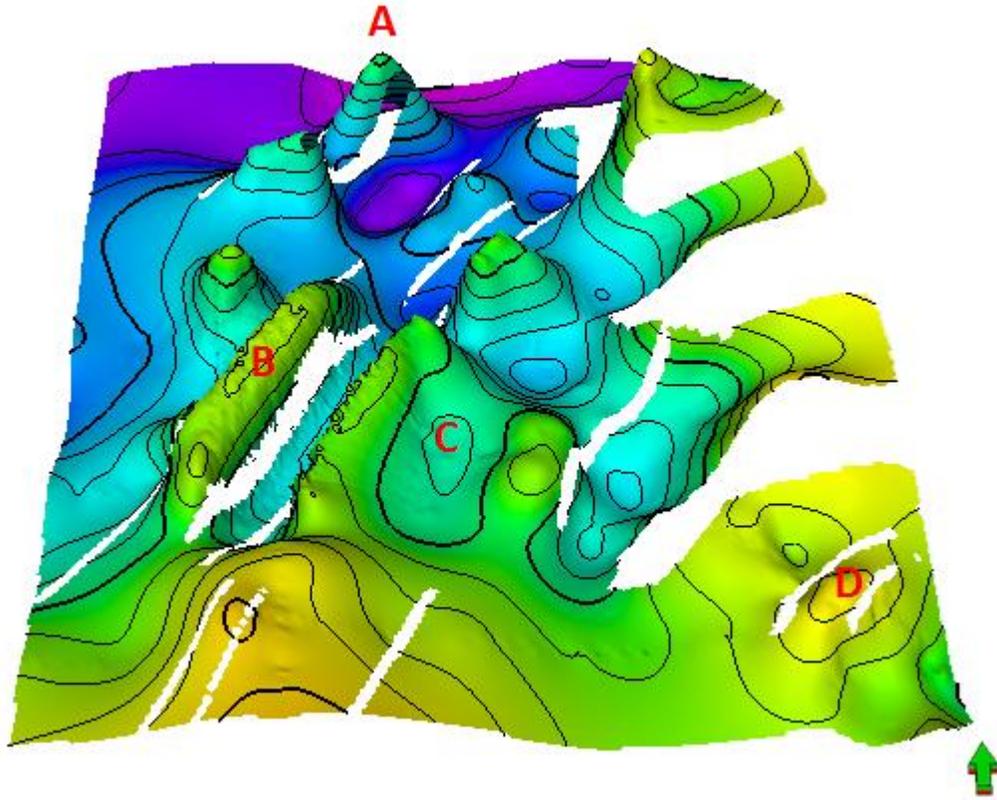


Figura 27. Superficie en tiempo a nivel regional del horizonte pre-cinemático. Donde se ven los bloques levantados y el relieve estructural actual.

Al analizar el mapa estructural, las dimensiones de los pliegues varían de 20 000 a 25 000 metros de longitud y aproximadamente de 2 000 a 3 500 metros de ancho.

Sin embargo, el desarrollo y extensión de las fallas actuó de, tal manera que en algunas porciones se expulsaron estructuras y en otras no; como ejemplo de esto, el bloque B que está limitado por las fallas 1 y 2 y que como se muestran en las secciones y en el mapa estructural, se comportó de manera diferente, dando origen a un cuerpo separado en una parte y en otra continua; lo mismo sucede con el bloque B y el C, donde la propagación de las fallas en la región es el factor esencial.

El levantamiento de los bloques se vio afectado directamente por la dinámica de las fallas y actuó de manera diferente en toda la zona, provocando que en algunos casos se erosionaran las unidades superiores.

En las secciones 2D del Este se identifican 3 cuerpos de sal que afectan la provincia; sin embargo, por información insuficiente no se puede hacer una descripción a detalle de su forma y dimensión.

Al sureste se tienen una serie de fallas normales de salto corto, que afectan unidades desde niveles del Plioceno hasta el fondo marino y que se presumen son activas en la actualidad.

El trabajo de interpretación se realizó más a detalle en el cubo sísmico, con una mayor cantidad de líneas sísmica; por lo que, al definir las fallas se pudo determinar la orientación preferencial de las estructuras e interpretar los resultados de los esfuerzos compresivos; ésta fue la herramienta principal para proponer la superficie en tiempo donde se ven los rasgos regionales.

Las fallas 3, 4, 5 y 6 se presentan en todo el cubo, inclusive la falla 5 termina en los límites de éste. De igual manera dentro del cubo están los bloques B y C, y se puede analizar su variación en estructura y propagación con respecto a la distancia al Este y al Norte; así como la interacción entre las fallas y los pliegues (Figura 28).

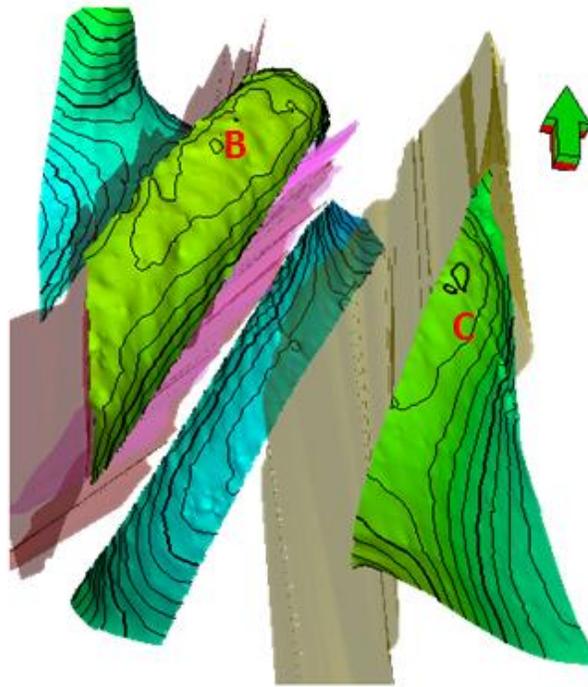


Figura 28. Superficie en tiempo del horizonte pre-cinemático a nivel cubo sísmico y distribución de las principales fallas que afectan el área.

Es muy distintivo el bloque B, porque se pueden interpretar una serie de fracturas en su núcleo en la parte central del anticlinal, factor de gran relevancia al considerar este alto como un prospecto de búsqueda de HC's (Figura 29).

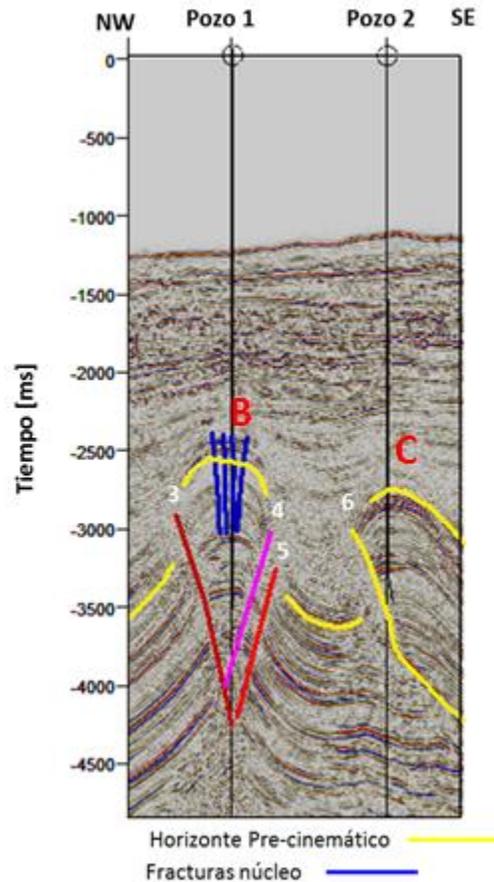


Figura 29. Rasgos estructurales principales de la Sección compuesta a nivel del cubo sísmico.

4.2 Evolución estructural y tectosedimentaria

Durante el desarrollo de este trabajo, que abarca las unidades desde el Mioceno Inferior al Reciente y el Oligoceno como auxiliar para las secciones 2D; se determinaron 3 fases estructurales principales asociadas al fallamiento y plegamiento de mayor importancia en la zona. Se busca hacer una descripción de la configuración de los estratos, los mecanismos de deformación y los factores que afectan la sedimentación tomando como base la interpretación sísmica.

A continuación se exponen los rasgos estructurales distintivos de cada fase:

Fase 1

La Fase 1 pre-cinemática comprende las unidades desde el Oligoceno a parte del Mioceno Medio. Se caracteriza porque en toda la zona de trabajo los reflectores son relativamente paralelos, lo que permite interpretar que los estratos son concordantes y con espesor constante.

El principal factor que afectó la sedimentación es la paleotopografía, considerando que por los rasgos característicos de la sísmica, las facies sedimentarias están en un ambiente de cuenca y se depositan como sábanas o capas delgadas de sedimentos finos, que pueden presentar algunos deslizamientos, pero que no se distinguen, debido a la distorsión de estas unidades en una fase posterior (Figura 30).

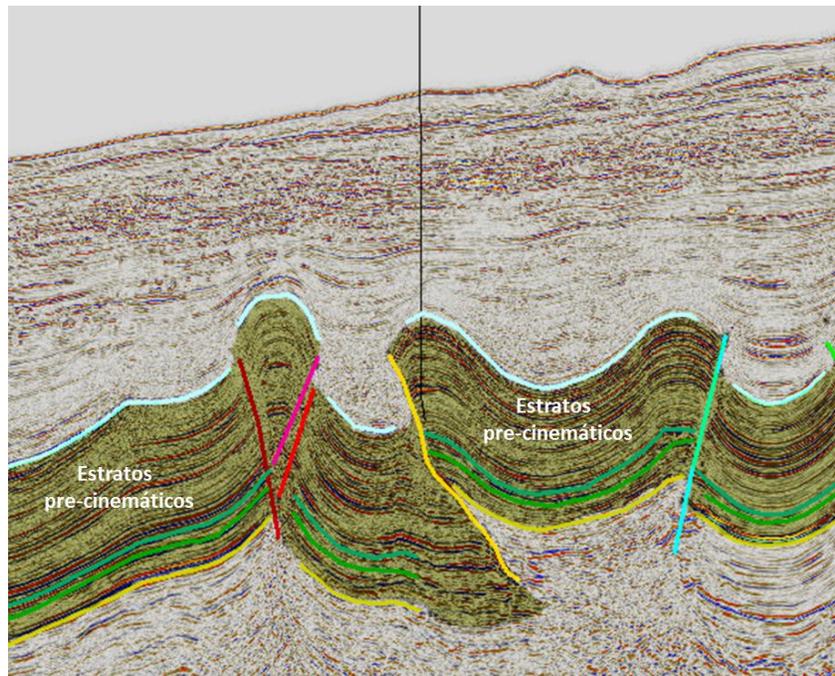


Figura 30. Parte de una sección regional en la que se observan los paquetes de estratos pre-cinmáticos depositados durante la Fase 1.

Fase 2

Esta fase involucra los sedimentos de la parte superior del Mioceno Medio hasta el Plioceno Inferior.

La deformación de las unidades dio lugar a la expulsión de bloques que originaron minicuenas en la región; claramente se pueden observar los patrones distintivos de terminación de reflectores asociados a estratos de crecimiento con un espesor variable, dependiendo de la continuidad de los esfuerzos y de la carga de sedimentos. Además el levantamiento de los bloques causó que las unidades del Mioceno Superior no se presenten en determinadas estructuras permitiendo interpretar que se erosionaron o que el sedimento no se depositó (Figura 31).

Para esta etapa se tienen cuatro mecanismos de deformación principales, que se describen a continuación:

- Fallamiento y plegamiento: Estos dos mecanismos están relacionados porque su interacción dio origen a las estructuras del área. Los esfuerzos compresivos NW-SE, producto del choque del Bloque de Chortis con el Macizo de Chiapas, ocasionaron el rompimiento de los estratos en un nivel localizado por debajo del Oligoceno y que se asocia, por las propiedades del reflector, con un horizonte arcilloso; lo que resultó en la formación de fallas inversas y una serie de anticlinales y sinclinales cuyo rumbo fue NE-SW, que afectaron las unidades depositadas en la Fase 1 de este proyecto.
- Deslizamiento gravitacional: dentro de las minicuenas y en los lugares donde las fallas y pliegues generaron pendientes pronunciadas, el exceso en la carga de sedimentos y las fuerzas gravitacionales, provocaron deslizamientos de masas, interpretados con la sismica por sus patrones distintivos.
- Movimiento de sal: aunque este mecanismo sólo afectó la parte este de la zona de estudio, el flujo de las masas de sal pertenecientes a la tectónica de la provincia de la Cuenca Salina, y que se presume es de edad jurásica, produjeron cambios en los estratos originando montículos que levantaron las unidades y que afectaron en el depósito de los sedimentos. La carga litostática indujo el desplazamiento de la sal.

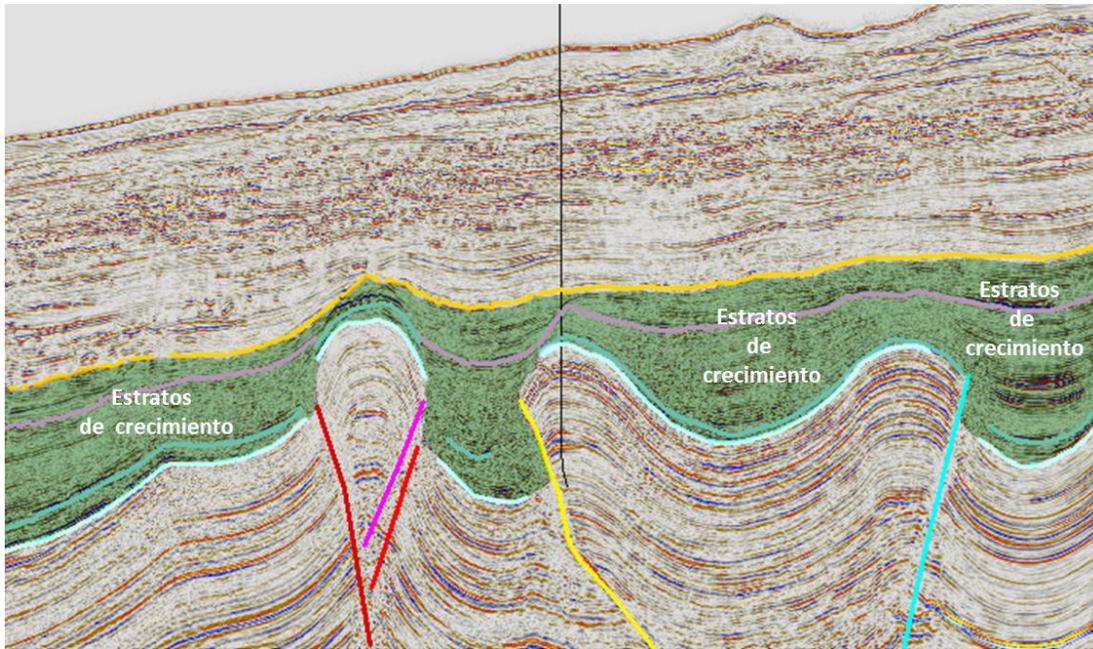


Figura 31. Parte de una sección regional en la que se observan los paquetes de estratos sin-cinemáticos depositados durante la Fase 2.

Fase 3

La última fase comprende del Plioceno Medio al Reciente. Se caracteriza por estratos relativamente horizontales de espesor variable, donde la paleotopografía controló la sedimentación haciéndose más delgada hacia las facies de cuenca, en la porción noroeste (Figura 32).

Los mecanismos de deformación son dos:

- Deslizamiento por gravedad: En las partes donde la topografía consta de pendientes considerables y la carga de sedimentos es alta, se causaron flujos de masas que afectaron los estratos.
- Fallamiento: Al noreste de la zona de trabajo se observan fallas normales que cortan unidades del Plioceno Inferior al Reciente, a las cuales, no se les puede hacer un análisis de su comportamiento mecánico debido a que se encuentran en un segmento que pertenece a los límites del área con información insuficiente. No obstante, se interpreta que por su actividad los estratos de crecimiento se desarrollaron por la interacción entre la dinámica de la falla y la sedimentación.

- Movimiento de sal: Las masas de sal que comenzaron a desplazarse en la Fase 2, continúan su trayectoria a niveles superiores, afectando de igual manera el depósito de sedimentos y el levantamiento de unidades, que modifican la topografía del fondo marino.

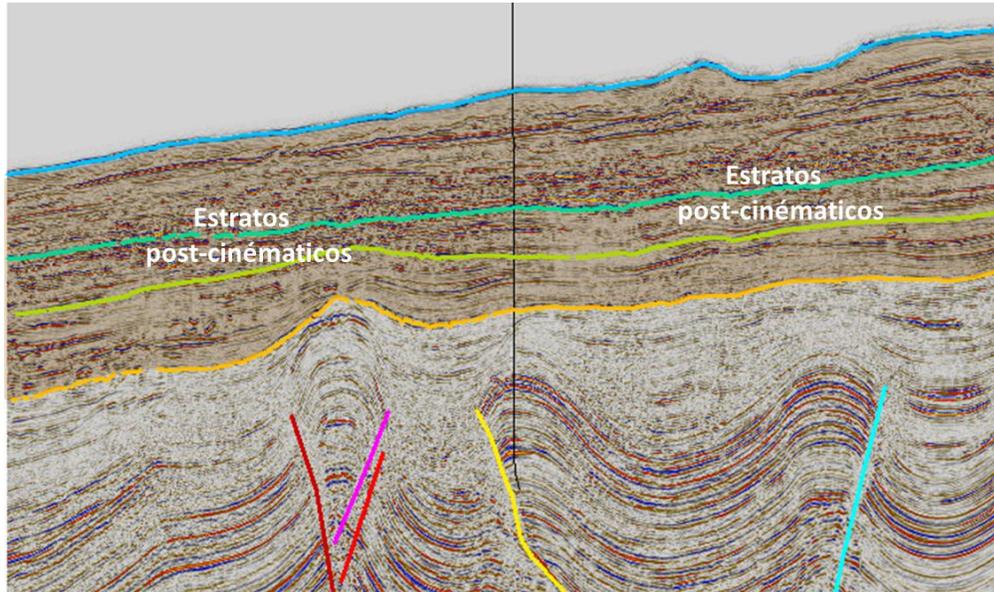


Figura 32. Parte de una sección regional en la que se observan los paquetes de estratos post-cinématicos depositados durante la Fase 3.

CAPÍTULO 5. Estratigrafía de Secuencias

5.1 Conceptos básicos

La Estratigrafía de Secuencias es una rama de la Estratigrafía que usa la secuencia depositacional como la herramienta principal para el análisis y la correlación. Se trabaja a partir de muestras de roca, registros de pozo e información sísmica; la interpretación depende del conjunto de datos y de su calidad, con los que se disponga.

Una secuencia depositacional es una sucesión de estratos genéticamente relacionados, limitada en su cima y en su base por discordancias o relativas concordancias (Figura 33).

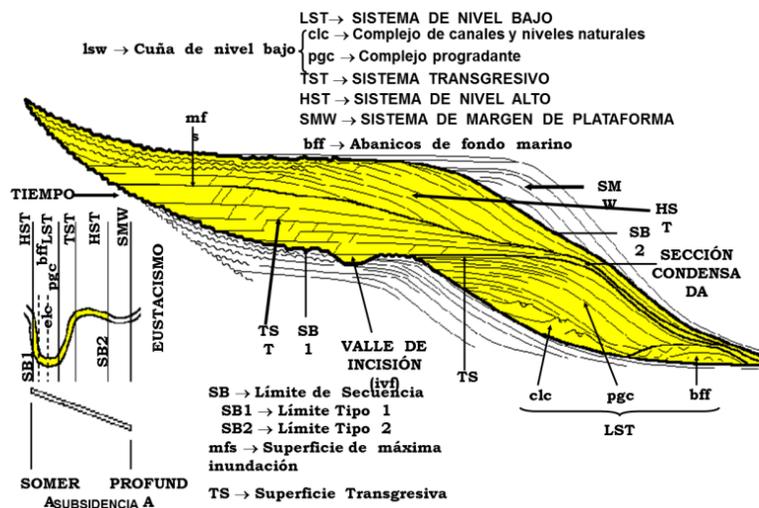


Figura 33. Esquema de una secuencia estratigráfica y los elementos que la componen.

La formación de secuencias de depósito está asociada a ciclos de variación del nivel relativo del mar de tercer orden, cuya duración varía de 0.5-3 millones de años. Las variaciones eustáticas de estos ciclos pueden estar causadas por factores climáticos, como glaciaciones, que dan lugar al desarrollo de las discordancias que separan las secuencias.

Las secuencias tienen una importancia cronoestratigráfica, porque se depositaron durante un intervalo de tiempo geológico dado, aunque el rango de edad de los paquetes de roca que se encuentren dentro de la secuencia, pueden diferir de un lugar a otro, dentro de los límites de la secuencia.

Una discordancia es una superficie de erosión o no depósito, que separa estratos más jóvenes de aquellos más antiguos y que representa pausas significativas en la columna estratigráfica. También son indicadores de cambios en el ambiente de depósito, lo que usualmente está relacionado con algún evento tectónico.

Existen diferentes tipos de discordancias que pueden ser identificadas: angular, erosiva, paralela, litológica; y los patrones de reflectores indican la etapa de desarrollo de la secuencia (Figura 34).

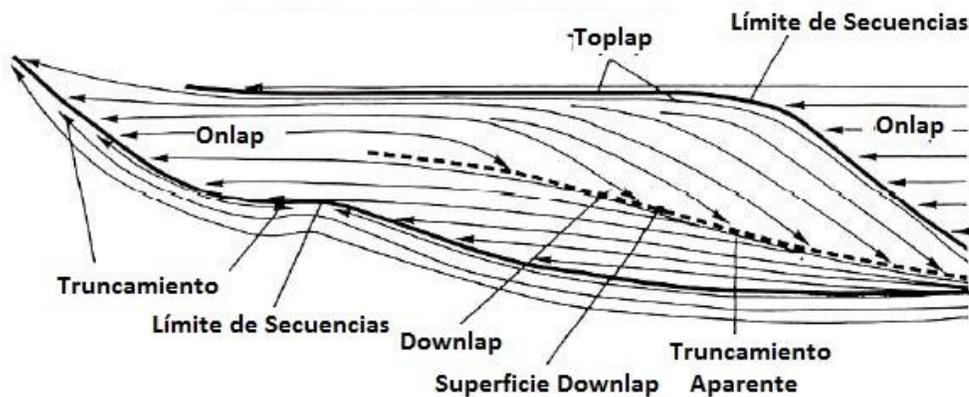


Figura 34. Principales terminaciones de patrones de estratos de una secuencia estratigráfica.

Los factores que controlan la formación de secuencias de depósito son:

- Eustacia: variación del nivel del mar con respecto al centro de la Tierra.
- Tectonismo: subsidencia y levantamiento de la corteza.
- Tasa de sedimentación.
- Clima.
- Variación de los procesos y productos asociados a los sistemas de depósito.

La interacción de la eustacia y el tectonismo afectan el espacio de acomodamiento disponible para la sedimentación, por lo que, son considerados como el control primario para la formación de una secuencia (Figura 35).

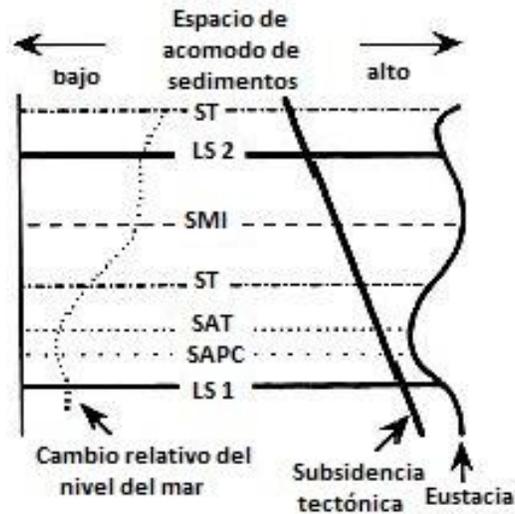


Figura 35. Factores que controlan la formación de una secuencia estratigráfica y su relación con las principales superficies que la componen LS-Límite de secuencia, SMI-Superficie de máxima inundación, ST-Sistema transgresivo, SAT-Sistema de abanicos de talud y SAPC-Sistema de abanicos de piso de cuenca.

(Adaptado de Pérez Cruz, G. 2010).

Existen dos tipos de secuencias dependiendo de sus límites:

Tipo 1: El límite de secuencia se forma cuando la tasa de caída del nivel eustático excede la tasa de subsidencia de la cuenca; lo que provoca que haya una exposición subaérea y erosión subaérea asociada a la reactivación de sistemas hidrodinámicos dando lugar a que las facies sedimentarias migren hacia la cuenca (Figura 36).

Tipo 2: El límite de secuencia se forma cuando la tasa de caída del nivel eustático es menor a la tasa de subsidencia de la cuenca y provoca la exposición subaérea del área (Figura 37).

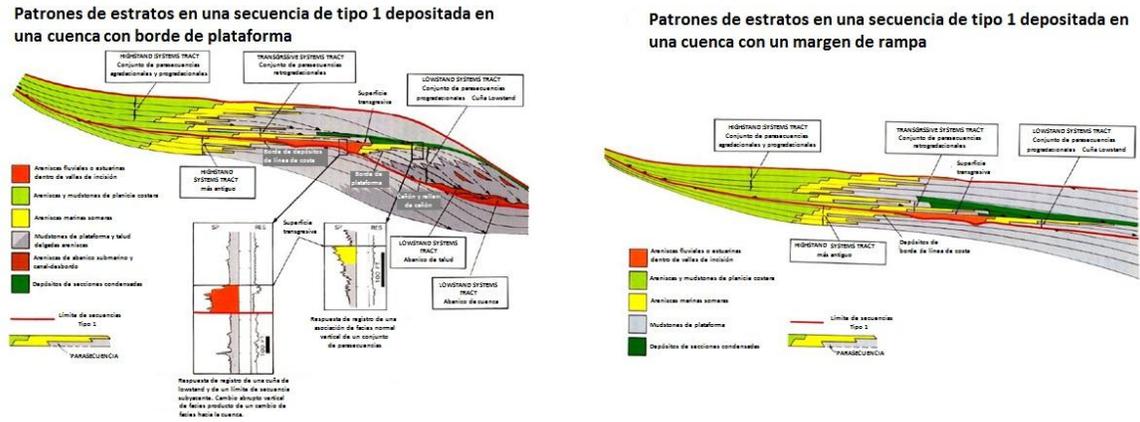


Figura 36. Límites de Secuencia tipo 1. (Adaptada de Van Wagoner, et al., 1990)

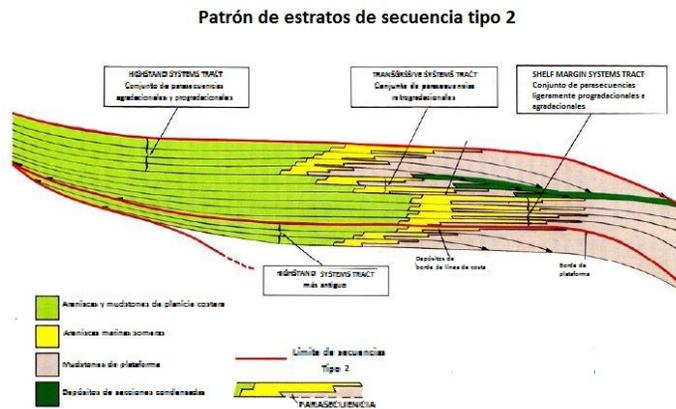


Figura 37. Límites de Secuencia tipo 2. (Adaptada de Van Wagoner, et al., 1990)

La transgresión y regresión son conceptos relacionados con la interacción entre la velocidad de subsidencia y el aporte de sedimentos, no son equivalentes al levantamiento o descenso del nivel del mar (Figura 38).

La transgresión es un movimiento de avance del mar sobre zonas en las que había depósito continental, provocado por una elevación brusca del nivel relativo del mar, con la consecuente migración de la línea de costa tierra adentro.

La regresión es un movimiento de avance de zonas con depósito costero y/o continental sobre otras ocupadas por el mar, causado por un descenso brusco del nivel relativo del mar, con la consecuente migración de la línea de costa mar adentro.

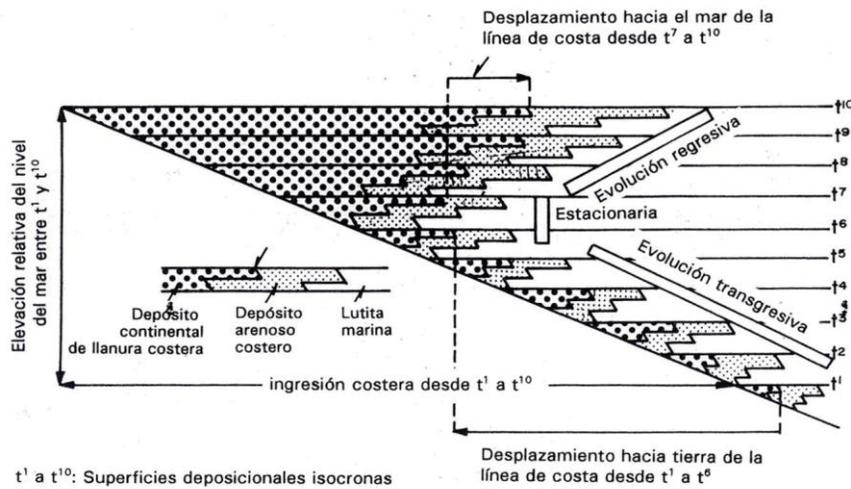


Figura 38. Esquema del comportamiento de los eventos regresivos y transgresivos durante la fluctuación del nivel del mar (Tomada de Vera, J.A., 1994)

Los procesos de fluctuación del nivel del mar de transgresión y regresión están relacionados con los procesos sedimentarios de retrogradación, progradación y agradación (Figura 39).

En el de progradación los sedimentos avanzan hacia el interior de la cuenca.

En el de retrogradación la sedimentación ocurre hacia el exterior de la cuenca.

En el de agradación el depósito dominante de los cuerpos sedimentarios es vertical por superposición.

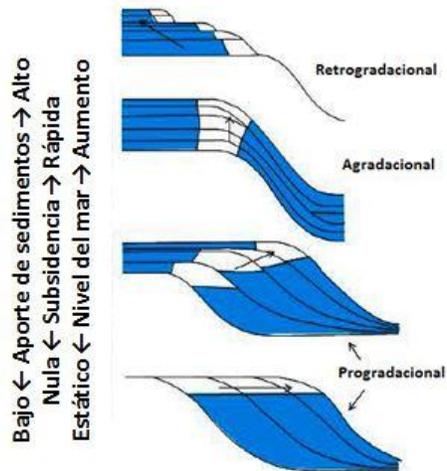


Figura 39. Patrones de estratos agradantes, progradantes y retrogradantes. (Adaptada de Emery, et al., 2006)

Una secuencia depositacional está compuesta por sistemas de depósito (systems tracts) asociados con un segmento de la curva eustática, y su sincronización en cada cuenca, dependerá de la subsidencia local y de la tasa de sedimentación.

El mejor indicador estratigráfico de las variaciones del nivel relativo del mar, es el traslado del acañamiento de las facies costeras en una secuencia “onlap costero”.

Los sistemas de depósito se dividen en tres grupos de acuerdo al nivel relativo del mar, asociado al tiempo de depósito de los sedimentos:

- Sistema de depósito de nivel bajo (Lowstand System Tract)
- Sistema de depósito de transgresivo (Transgressive System Tract)
- Sistema de depósito de nivel alto (Highstand System Tract)

Cada sistema presenta características únicas en la respuesta de los registros geofísicos de pozo, secciones sísmicas y huellas paleontológicas.

Sistema de depósito de nivel bajo

En la base de esa secuencia se encuentran los abanicos de piso de cuenca (basin floor fans), montes masivos aislados, compuestos de flujos de arenas turbidíticas bien seleccionadas; presentan un contenido fósil mínimo.

En las zonas donde hay una alta tasa de depósito de sedimentos se forma, el complejo de abanicos submarinos (slope fan), que puede ser muy extenso y presentar diferentes estilos de depósito. El complejo de abanicos está compuesto de canales submarinos, diques o bordes (leaves), depósitos de desbordamiento (overbank), derrumbes (slumps) y flujos de escombros (debris flow) (Figura 40).

En la parte superior se encuentra el complejo de cuña progradante (prograding wedge complex), asociado a los deltas someros, construidos desde el borde de la plataforma hacia la cuenca y migran hacia la línea de costa anterior.

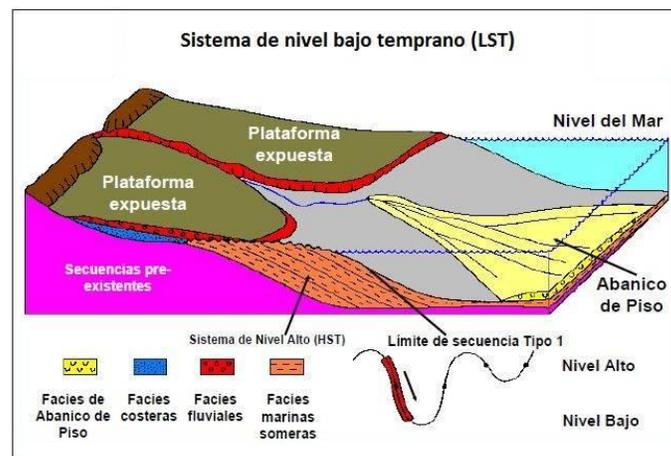


Figura 40. Diagrama de sistema de nivel bajo y ambientes de depósito asociados. (Adaptada de Fernández Turner, R., 2006).

Sistema de depósito de transgresivo

En este sistema la sedimentación ocurre durante un aumento relativamente rápido del nivel del mar. La línea de costa se retira tierra adentro, limitando la entrada de sedimento a la cuenca. Se caracteriza porque los estratos tienden a acuñarse.

La cima del sistema es el límite de la invasión marina y se denomina Superficie de Máxima Inundación. La SMI está compuesta por depósitos de arcillas expandidas, que resultan ser estratos condensados con abundante contenido fósil que representan intervalos de tiempo significativos de poco espesor (Figura 41).

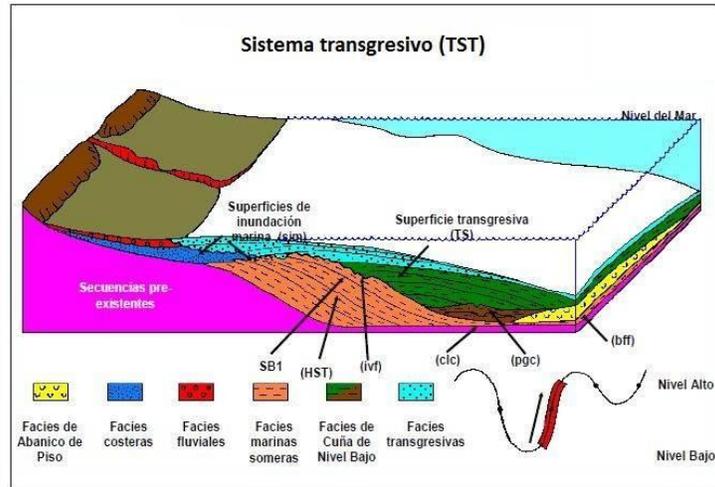


Figura 41. Diagrama de sistema transgresivo y ambientes de depósito asociados (Adaptada de Fernández Turner, R., 2006).

Sistema de depósito de nivel alto

Está compuesto por capas depositadas durante un aumento del nivel relativo del mar. En la etapa temprana los sedimentos son arcillosos y para la parte tardía del complejo se compone de limos y arenas. Algunos sedimentos se depositan fuera del ambiente marino como depósitos fluviales (Figura 42).

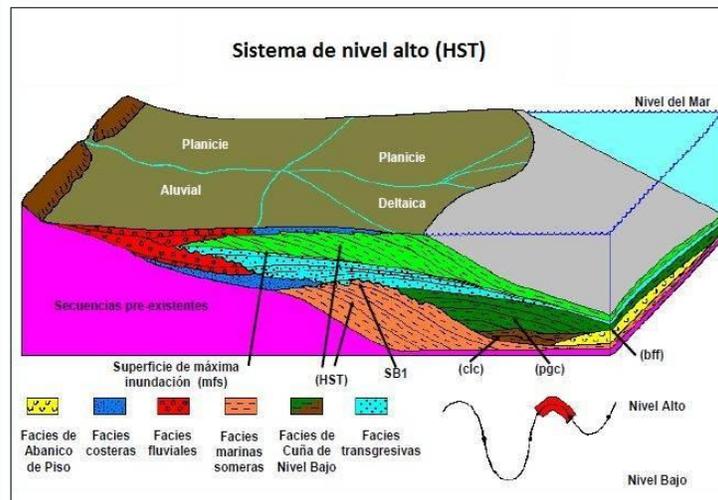


Figura 42. Diagrama de sistema de nivel alto y ambientes de depósito asociados (Adaptada de Fernández Turner, R., 2006).

El análisis de secuencias estratigráficas y su integración con información bioestratigráfica, magnetoestratigráfica y radiométrica es usada para la elaboración de cartas de ciclos de nivel del mar, como la de B. Haq et al, 1987.

5.2 Análisis sismoestratigráfico

La metodología que se utilizó para hacer la interpretación sismoestratigráfica se basa en la integración de la información de registros de pozo (rayos gamma (γ) y potencial espontáneo (SP)), datos paleontológicos y análisis de los reflectores sísmicos.

La propuesta de secuencias se realizó únicamente en el área del cubo 3D, debido a que la densidad de datos sísmicos permite tener una buena resolución cuando las superficies estén cercanas entre ellas; además los pozos 1 y 2 se encuentran dentro de esta región y son los únicos que tienen un reporte de paleontología de alta resolución, lo que permite tener una correlación razonable de las superficies propuestas.

Las cartas de variación del nivel del mar son herramientas auxiliares en la determinación de los límites de secuencias y parasecuencias, además de superficies de máxima inundación porque contienen un registro de la existencia y evolución de fósiles índice asociados a edades establecidas. Durante la identificación de cada secuencia se trabajó con 4 cartas principales, esto debido a que como el contenido fósil en algunos lugares no presenta el mismo registro fue necesario basarse en documentos que complementaran el trabajo de estudio para tener una mayor seguridad en cuanto a los límites de secuencia (LS) y superficies de máxima inundación (SMI).

Para el caso del Plioceno- Pleistoceno se usó la carta realizada por Micro-Strat Inc. (Anexo 1), y la Carta Bioestratigráfica y de ciclos elaborada por Texaco (Anexo 2); los foraminíferos y nanofósiles utilizados como marcadores son: *P. lacunosa*, *D. broweri*, *D. tamalis*, *S. abies* y *A. tricorniculatus*.

El Mioceno se estudió con las cartas de Texaco (Anexo 3), y Carta de Ciclos del Mesozoico-Cenozoico de 1987 (Anexo 4), tomando como base los fósiles: *D. hamatus*, *G. Fohsi robusta*, *G. Fohsi fohsi*, *S. heteromorphus*, *H. ampliapertura*, *S. belemnus* *C. dissimilis* y *G. kugleri*.

En el trabajo de identificación de LS y SMI, se hizo una sección de pozo y una sección sísmica compuesta, que atravesará los pozos 1 y 2; en la primera de éstas se ingresó toda la información paleontológica y se trabajó con el estudio de la respuesta típica de los registros y y SP (Figuras 43 y 44); sin embargo por las características de estos fue necesario desplegar las superficies propuestas como marcadores y compararlas con los rasgos de los reflectores sísmicos de la sección compuesta, lo que permitió hacer ajustes para que toda la interpretación fuera coherente con las bases teóricas.

En la sección de pozo se definen 15 LS y 16 SMI, de las cuales en la sísmica es posible correlacionar en todo el volumen sísmico 13 LS y 12 SMI; esto debido a que las superficies de los 5 a los 13.8 Ma no pueden ser identificadas en la sísmica, ya que, como se ven afectadas por la dinámica de deformación no se tienen las herramientas necesarias para definir las en la zona (Figura 45).

En la sección de pozo es posible comparar el espesor de las secuencias estratigráficas, en aquellas unidades deformadas y en cuyas estructuras se pueden correlacionar la respuesta de los registros de pozos.

Al definir los LS se buscan aquellos reflectores de mediana a alta amplitud, asociados con discontinuidades, y las SMI son reflectores continuos de mediana a alta amplitud.

El cubo se encuentra en una porción que está constituida por facies de aguas profundas, que principalmente contienen sedimentos finos; por lo que, la respuesta de los registros es cíclica y atenuada, así que es necesaria la información paleontológica para definir los límites de secuencias y las superficies de máxima inundación.

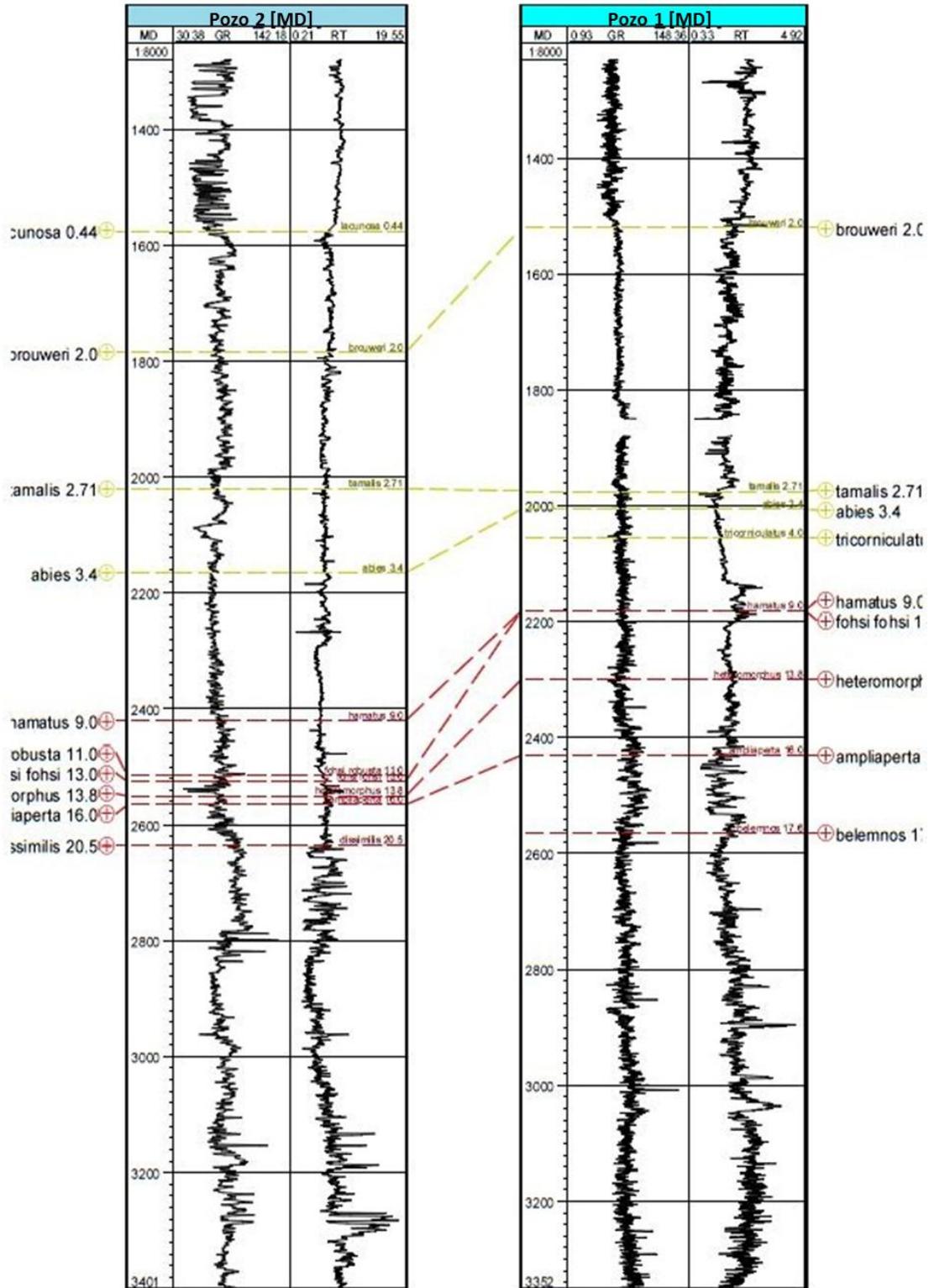


Figura 43. Sección de Pozo 2-1 en profundidad, correlación de fósiles índice presentes en cada pozo y edad asociada en millones de años.

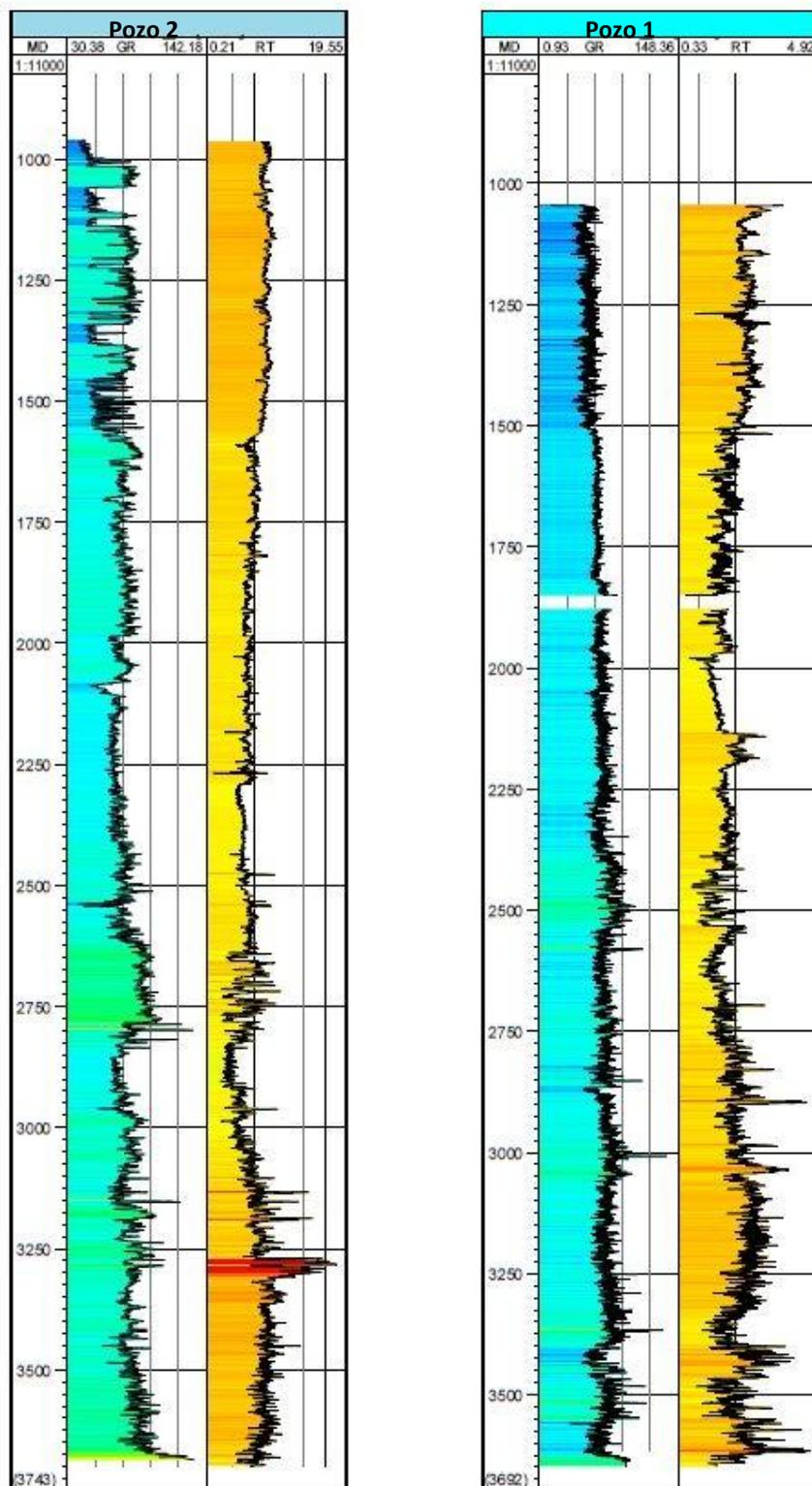


Figura 44. Sección de Pozo 2-1 en profundidad, donde se observa el registro de rayos gama cuyos valores varían en tonalidades azules y verdes, y registro de resistividad cuyos valores varían en tonalidades amarillas y naranjas.

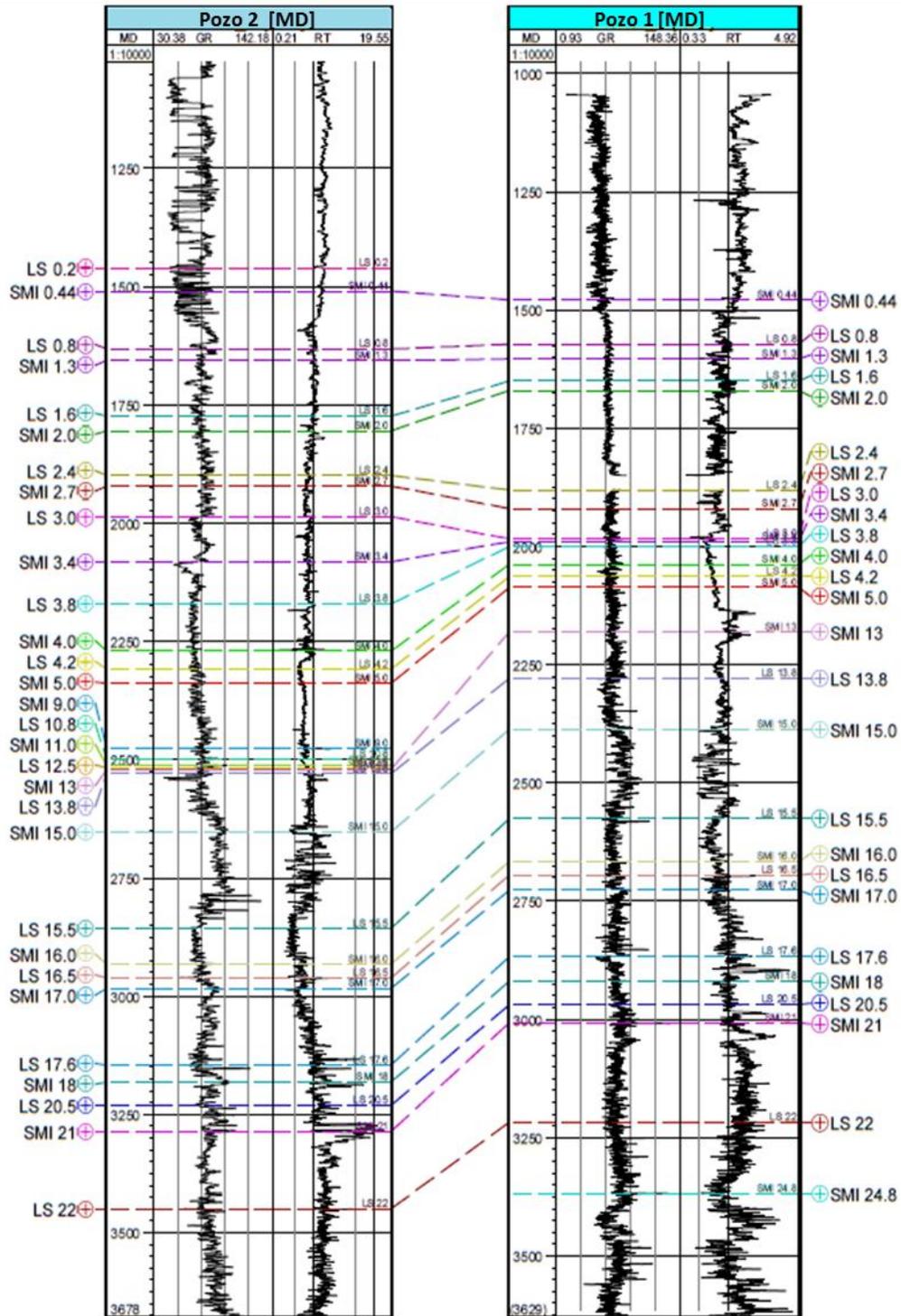


Figura 45. Sección de Pozo 2-1 en profundidad, en la cual se observan las superficies LS y SMI propuestas y su correlación.

En las secciones regionales se puede observar la migración del borde de plataforma como producto de las fluctuaciones del nivel del mar y los procesos de subsidencia; aunque estos rasgos sísmicos se observan en una línea 2D y en secuencias más jóvenes a las identificadas en este trabajo, resulta de gran interés mostrar una imagen donde se señalen los cambios y que además sirvan como base para asegurar que las facies con las que se trabajó en el cubo sísmico, son de aguas profundas donde no es posible encontrar estas expresiones en ambientes de plataforma o cercanos a la costa (Figura 46).

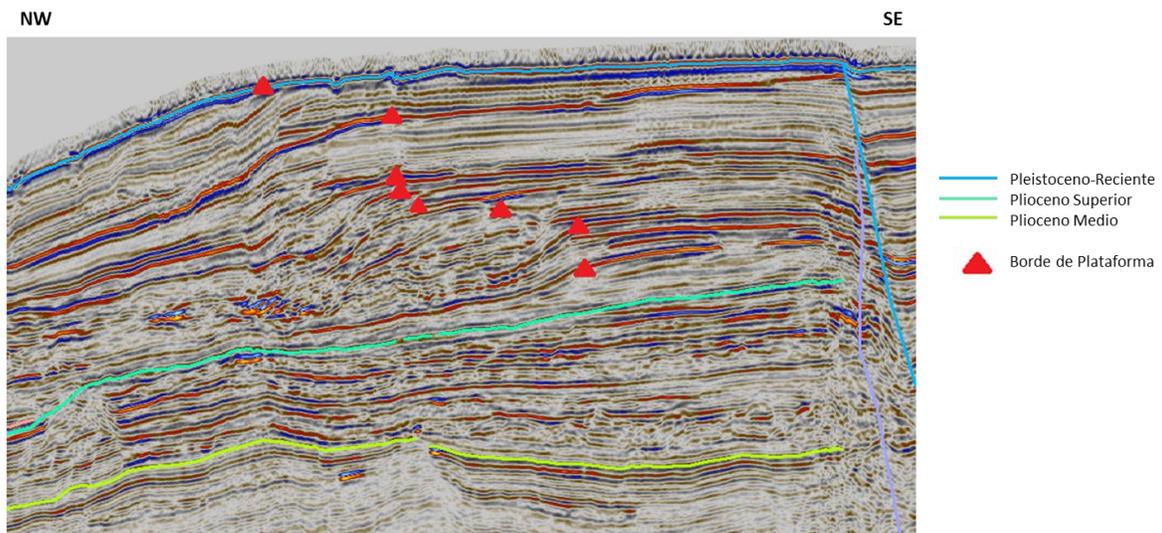


Figura 46. Parte superior derecha de la sección sísmica regional “1”: en los paquetes de sedimentos que corresponden al Pleistoceno-Reciente se puede interpretar la propagación de los bordes de plataforma costa afuera, con algunos eventos cortos regresivos y transgresivos.

Con base en los sistemas de depósito de una secuencia estratigráfica, en la zona analizada, los depósitos de nivel alto (HST) tienden a acuñarse, esto se puede comprobar porque los límites de secuencia y las superficies de máxima inundación están muy cercanos.

Las unidades por debajo de las SMI, pertenecen a depósitos de nivel bajo (LST) de facies de cuenca; en la respuesta sísmica se pueden observar patrones característicos a flujos turbidíticos y a depósitos de sistemas canalizados.

5.2.1 Secuencias Estratigráficas

La descripción detallada de las secuencias se hizo con base en la correlación de la información bioestratigráfica y de registros en los pozos 1 y 2, dentro del cubo sísmico; aunque también se observó una sección regional, en la cual se hizo un seguimiento de los reflectores propuestos como límites de secuencia y superficies de máxima inundación, para tener una idea de su distribución regional (Anexos 5 y 6).

Secuencia 1 (20.5-22.0 Ma)

Es la secuencia interpretada más antigua, dentro del rango de edad, estudiada en este trabajo. Se compone por paquetes que varían en espesor desde 80 hasta casi 150 milisegundos (ms). Los límites son concordantes entre sí; el superior es persistentemente continuo, mientras que el inferior es discontinuo.

El paquete correspondiente al HST es delgado y está compuesto por un reflector continuo de baja intensidad y mediana amplitud; está compuesto facies subparalelas y en algunos casos contorsionadas, que corresponden a sabanas de sedimentos arcillosos y cuerpo arenosos intercalados, originados por sistemas canalizados (Figura 47).

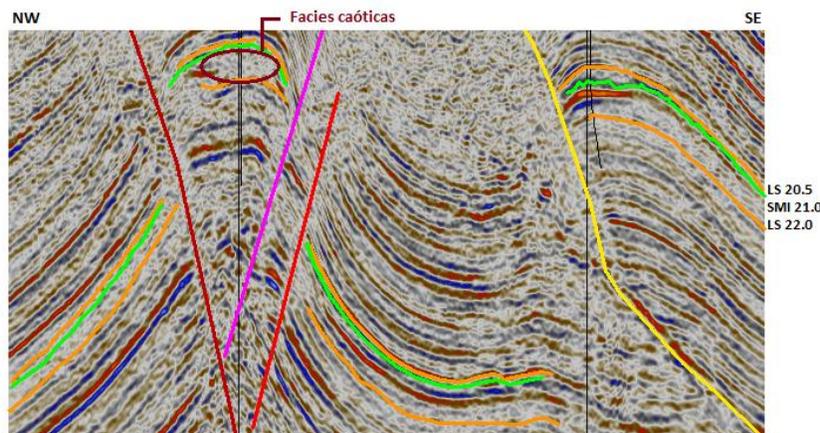


Figura 47. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 1; donde se observan facies caóticas en la parte superior del bloque de la izquierda.

El sistema de nivel bajo LST, contiene reflectores de baja a mediana amplitud, continuos y discontinuos; las facies son subparalelas, contorsionadas, a excepción del bloque levantado que se

ubica al NW y que presenta facies caóticas; sin embargo, se interpreta que el carácter de éstas se debe a los procesos originados por los esfuerzos compresivos y que son producto de la interacción del plegamiento de las unidades y el desplazamiento de las fallas. El ambiente de depósito se interpreta como producto de un sistema de canales.

Regionalmente las características de los reflectores se mantienen constantes, son continuos a discontinuos, y el espesor no cambia.

Secuencia 2 (17.6-20.5 Ma)

Esta secuencia es la más delgada de todo el cubo, su espesor es sólo de 50 [ms] y los reflectores de los límites de secuencia, superior e inferior, así como la superficie de máxima inundación están justo por debajo del otro respectivamente. Los límites son concordantes, paralelos, pero el superior es continuo y brillante de amplitud alta, y el inferior es discontinuo y de amplitud baja.

Las facies sísmicas pueden estar asociadas a depósitos tabulares de material fino hacia el NW y sistemas de canales hacia el SE. De manera regional las características de los reflectores permanecen sin variación considerable (Figura 48).

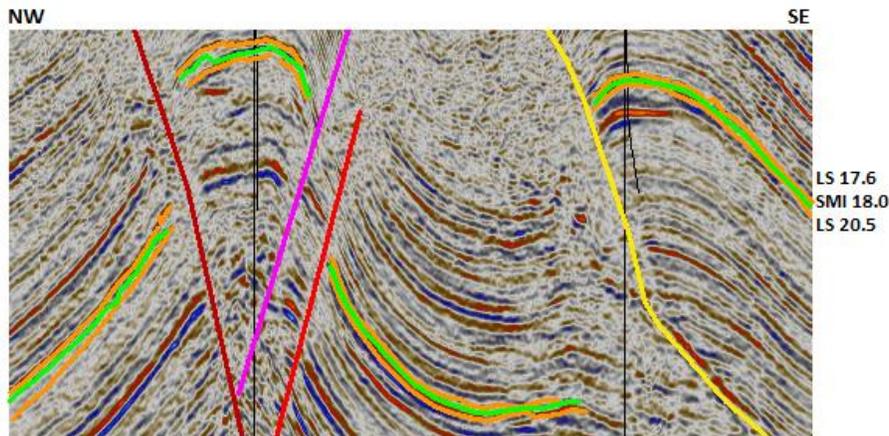


Figura 48. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 2, que es la de menor espesor.

Secuencia 3 (16.5-17.6 Ma)

Los límites superior e inferior de la secuencia son continuos y concordantes entre sí; el espesor es constante de aproximadamente 160 [ms] y está afectada por el plegamiento y fallamiento de los paquetes de sedimentos.

El HST es muy delgado y las facies son subparalelas compuesta de un reflector continuo que en general es de baja amplitud; en el bloque A es depósito tabular de material arcilloso, con baja cantidad de arenas, sin embargo, en el bloque B se compone de areniscas con bajo contenido de arcillas, también probablemente asociado a un sistema de canales. Las facies del LST son reflectores continuos de alta amplitud, de baja a media intensidad, subparalelos; compuestos de cuerpos de arenas con algunas intercalaciones de material fino, ligados a sistema de canales y corrientes de turbidez (Figura 49).

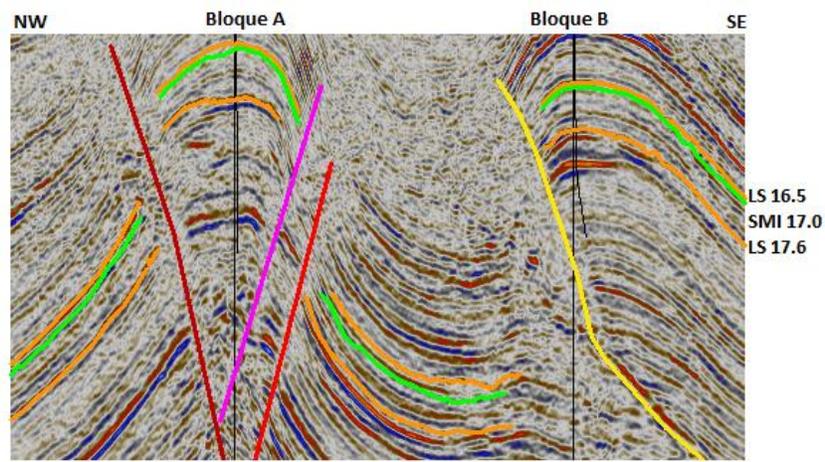


Figura 49. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 3.

En la línea regional las características permanecen, sólo difiere al SE en el que los reflectores son continuos, brillantes y de mayor amplitud.

Secuencia 4 (15.5-16.5 Ma)

En esta secuencia disminuye considerablemente el espesor a 75 [ms] es constante dentro de la extensión del cubo 3D; quizás debido a falta de aporte de sedimentos, siendo de las unidades más delgadas en el área, y está afectada por los esfuerzos compresivos. Los límites superior e inferior son continuos y concordantes entre sí.

El reflector correspondiente a la superficie de máxima inundación está justo por debajo del reflector del límite de secuencias; así que, el HST para el bloque A, se interpreta que se trata de una depósito tabular con sedimentos arcillosos y, para el bloque B, se compone de una capa delgada de areniscas intercaladas con lutitas, asociadas a un sistema de canales y a corrientes de

turbidez. Para el LST las facies sísmicas son reflectores discontinuos contorsionados, producto del depósito sinsedimentario en el ambiente o posteriormente de la deformación estructural, compuesta por intercalaciones de lutitas con areniscas, probablemente generados por corrientes de turbidez (Figura 50).

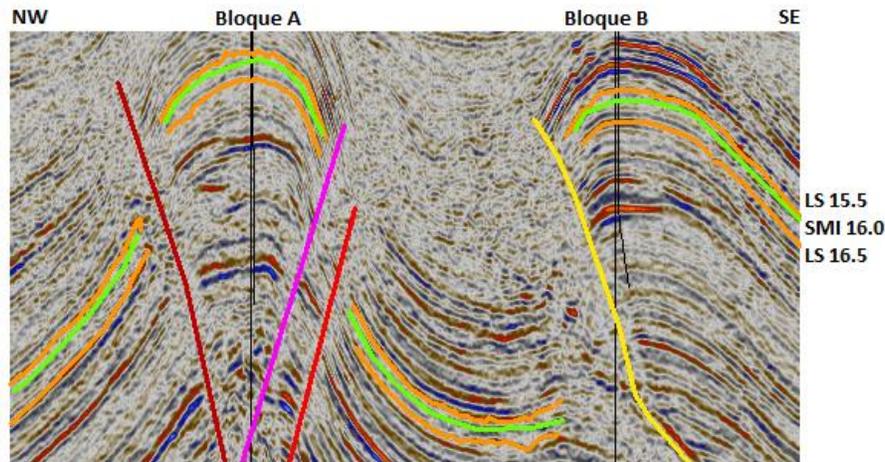


Figura 50. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 4.

Regionalmente el comportamiento de las facies sísmica es igual que en las del cubo, su espesor es constante y los reflectores son continuos hacia el SE y discontinuos hacia el NW.

Secuencia 5 (13.8-15.5 Ma)

Esta secuencia está dentro de los paquetes de sedimentos afectados por el plegamiento y fallamiento del área; se caracteriza porque tiene el mayor espesor de las unidades pre-cinemáticas y se mantiene con un espesor uniforme de aproximadamente 250 a 300 [ms]; sus límites superior e inferior son continuos y concordantes entre sí.

Las facies sísmicas se componen de reflectores de baja a alta amplitud; para el sistema de nivel bajo y alto, se observan interacciones de facies subparalelas, contorsionadas, que pueden reflejar el ambiente de depósito, pero que, también pueden deberse a los mecanismos de deformación posterior. Basándose en el reporte litológico del pozo, se presentan paquetes de lutitas, producto de los mecanismos de depósito de baja energía; así como paquetes gruesos de areniscas, que no se correlacionan entre los dos pozos y debieron de originarse por sistemas de canalización asociados al HST (Figura 51).

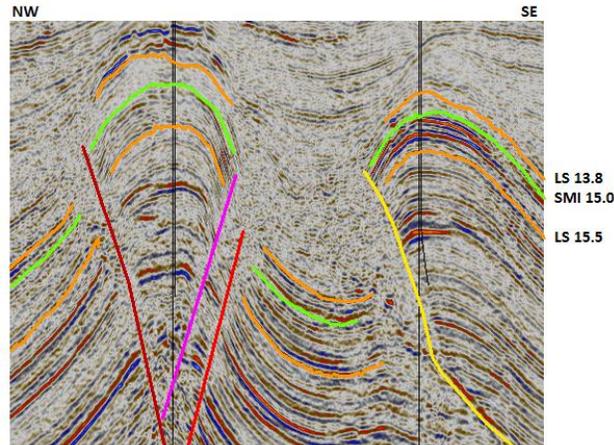


Figura 51. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 5.

En la línea sísmica regional, se observa que el espesor es constante en toda su extensión; hacia el NW, los reflectores son discontinuos, subparalelos, contorsionados y de baja amplitud, mientras que, al SE los reflectores se hacen continuos, subparalelos y cambian de carácter a muy brillantes y de mayor amplitud.

Secuencias no identificables

Dentro del volumen sísmico existen secuencias que no pueden correlacionarse entre sí, porque en los pozos no existe registro de los marcadores o convergen en un mismo reflector; por lo que, no se puede hacer una interpretación coherente, trabajando con esa resolución; sin embargo, en la sección de pozo, a otra escala, se pueden proponer profundidades donde se encuentran las superficies principales asociadas a la estratigrafía de secuencias.

Dentro de este grupo, se identifican las secuencias 10.8-12.5 Ma y la 12.5-13.8 Ma; y las Superficies de Máxima Inundación de 5.0 Ma y de 9.0 Ma.

La insuficiencia de información sobre las secuencias que corresponden desde los 4.2 Ma hasta los 10.8 Ma, es debido a que los pozos están ubicados en los bloques levantados y no se tiene su registro fósil, por lo que, se interpreta un evento erosivo o de no depósito (Figura 52).

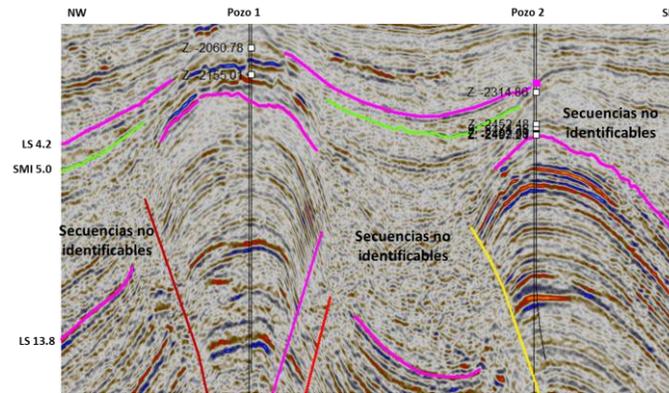


Figura 52. Sección compuesta: paquetes de roca donde no es posible definir límites de secuencia y superficies de máxima inundación identificables; se observa que los marcadores de pozo convergen en un solo reflector.

Secuencia 6 (3.8-4.2 Ma)

Dentro del cubo sísmico, el límite superior de la secuencia 6, es discontinuo y presenta rasgos erosivos sobre el bloque levantado; sin embargo, el límite inferior no puede seguirse en toda su extensión, porque el reflector se acuña en la parte SE; el espesor varía de 50 a 150 [ms].

Los reflectores se caracterizan por ser discontinuos, de baja energía y amplitud, con algunas terminaciones onlap en la parte baja. Las facies sísmicas para el HST y el LST son contorsionadas, propias de la dinámica de los sedimentos durante los periodos de deformación estructural y controladas principalmente por corrientes de turbidez y flujos por gravedad (Figura 53).

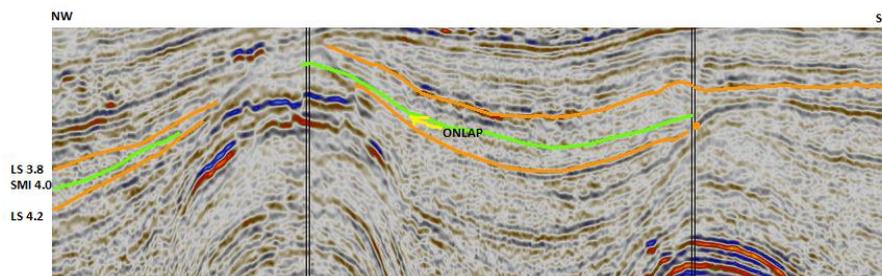


Figura 53. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 6, en la que se observan terminaciones onlap, acuñamiento y erosión de las unidades.

Regionalmente se propone un límite inferior al SE, considerando un espesor aparentemente constante de 150 [ms] aumentando en algunos bajos hasta 250 [ms]; el espesor del HST varía,

incrementándose y disminuyendo, lo que da lugar a terminaciones toplap. Las facies sísmicas son contorsionadas y en las zonas de mayor grosor, son subparalelas y paralelas (Figura 54).

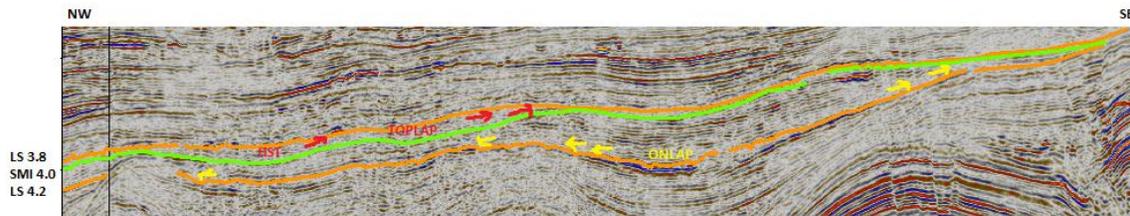


Figura 54. Sección regional: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 6, en la que se observan terminaciones toplap, onlap y variación del espesor.

Secuencia 7 (3.0-3.8 Ma)

El depósito de esta secuencia se ve influenciado por la dinámica de los procesos de deformación compresiva que afectaron la región, lo que dio lugar al levantamiento de un bloque en la porción noroeste; en los límites de secuencia superior e inferior se notan rasgos erosivos y de no depósito asociados a estos mecanismos, lo que los hacen discontinuos; el espesor se adelgaza a 100 [ms] justo en los flancos del bloque, llegando a acuñarse o a engrosarse hacia el sureste, hasta 200 [ms].

Las facies sísmicas propias del HST son subparalelas, en cambio en el nivel bajo LST, las facies están contorsionadas; los reflectores son continuos, de baja a mediana amplitud, característicos de flujos de sedimentos finos originados por corrientes de turbidez y depositados en los bajos topográficos, que se desarrollaron en el periodo sin-cinemático; se observan terminaciones toplap y onlap (Figura 55).

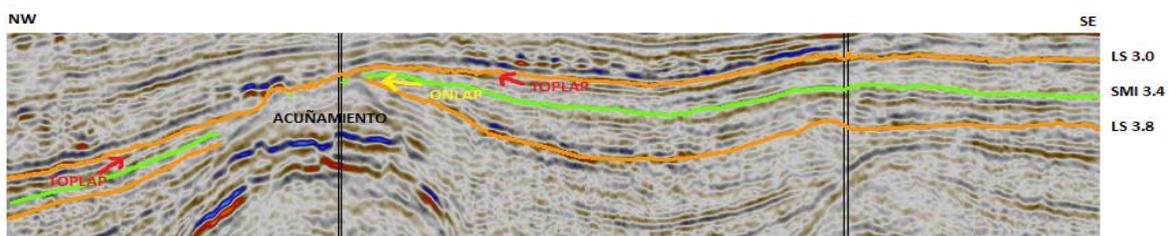


Figura 55. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 7, en la que se observan terminaciones toplap, onlap y acuñamiento de las unidades.

A nivel regional se puede observar la influencia cinemática; sin embargo, se aprecia un espesor variable de aproximadamente 200 [ms] acuñándose en los bloques que se levantaron, e incrementando su espesor hacia el SE, en unos bloques que subsidieron; por lo que, se tuvieron las condiciones para que hubiera mayor depósito. De igual manera se pueden identificar facies hummocky en el nivel bajo, y para el nivel alto, el espesor es mayor que en otras secuencias y además las facies subparalelas se observan algunas contorsionadas, que en ocasiones tienen terminación toplap (Figuras 56 y 57).

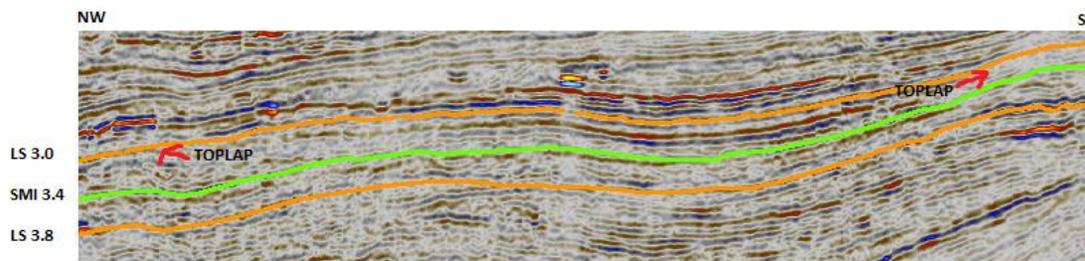


Figura 56. Sección regional: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 7, en la que se observan terminaciones toplap y adelgazamiento de las unidades.

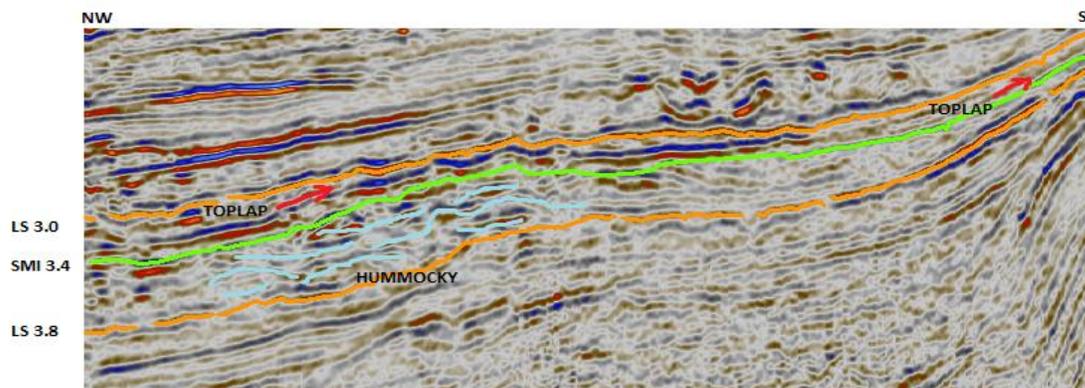


Figura 57. Sección regional: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 7, en la que se observan terminaciones toplap, facies hummocky y adelgazamiento de las unidades.

Secuencia 8 (2.4-3.0 Ma)

Se observan un límite superior continuo, concordante con la secuencia siguiente; el límite inferior es persistentemente continuo y discordante, cuando se ve afectado por la topografía, además

asociados con los mecanismos compresivos que deformaron el área. El espesor es variable en toda la extensión, en el cubo aumenta hacia el NW llegando de 75 a 200 [ms].

Las facies sísmicas se caracterizan por reflectores subparalelos en las partes delgadas, contorsionados y hummocky en las zonas más gruesas, que tienen terminación onlap, su carácter sísmico es de baja a mediana amplitud y frecuencia, y pueden estar relacionados con depósitos tabulares de sedimentos arcillosos con bajo contenido de arena, y flujos de turbidez. Los depósitos del LST varían de flujos acuñados a tabulares, dependiendo de la paleotopografía del terreno, lo que se observa en toda su extensión con las variaciones de su espesor (Figura 58).

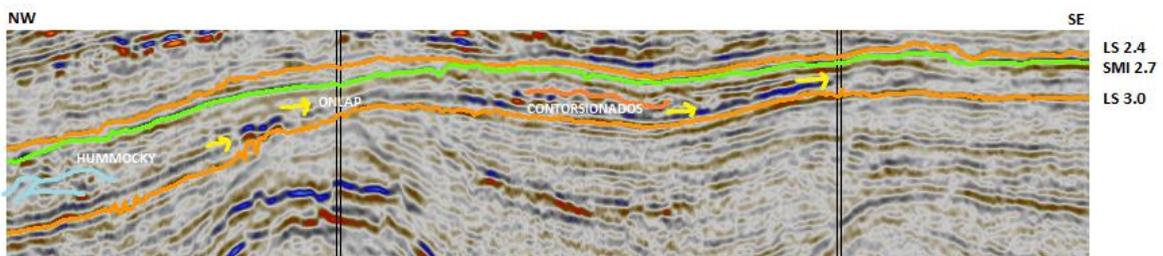


Figura 58. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 8, en la que se observan terminaciones onlap, facies hummocky y contorsionadas.

En la sección regional se puede observar que el espesor de la unidad varía a lo largo de toda la extensión, presentándose zonas con bajos topográficos, donde se depositaron los flujos turbídíticos y que tiende, de manera general a disminuir hacia la plataforma.

Secuencia 9 (1.6-2.4 Ma)

En esta secuencia el espesor aumenta considerablemente hacia el NW, donde es de 200[ms] aproximadamente; mientras que en el SE, llega a ser de 100[ms]. Los límites superior e inferior son continuos y concordantes entre sí.

Las facies sísmicas son reflectores subparalelos contorsionados, de baja a mediana amplitud, continuos en su mayoría. En este caso, el carácter de los paquetes de sedimentos arcillosos con arenas, permiten asociarlos con depósitos formados por corrientes de turbidez de baja energía correspondientes al LST.

Esta secuencia se caracteriza porque los depósitos de nivel bajo son de gran espesor, mientras que los depósitos de nivel alto son muy delgados, presentándose la SMI de 2.0 Ma, justo por debajo del límite de secuencia superior (Figura 59).

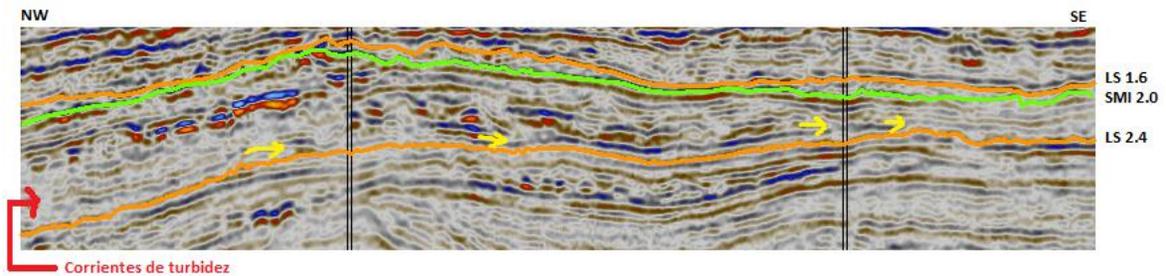


Figura 59. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 9, en la que se observan terminaciones onlap y facies, interpretadas como depósitos por corrientes de turbidez.

A nivel regional, el espesor de la secuencia disminuye hasta casi 50 [ms] hacia la plataforma; los reflectores se vuelven paralelos; sin embargo, en la parte más al SE, hay un paquete más grueso con reflectores tipo hummocky (Figura 60).

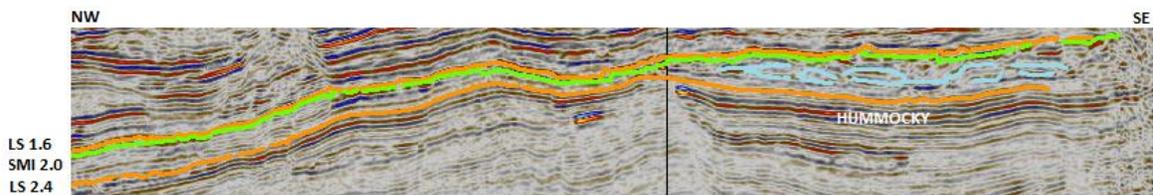


Figura 60. Sección regional: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 9, en la que se observan facies hummocky.

Secuencia 10 (0.8-1.6 Ma)

Los límites superior e inferior de la secuencia son continuos y discordantes a la estratificación, producto de la paleotopografía y la sedimentación; en el cubo sísmico el espesor es variable de 100 a 150 [ms].

Se observan facies de baja a mediana amplitud, en la parte superior son continuas y subparalelas, en la parte inferior las facies son discontinuas, tipo hummocky; además tiene terminaciones onlap. Los sedimentos del HST son arcillosos, depositados tabularmente y tienen bajo contenido de arenas; en las partes bajas del LST, la configuración de los reflectores está asociada a flujos de sedimentos (Figura 61).

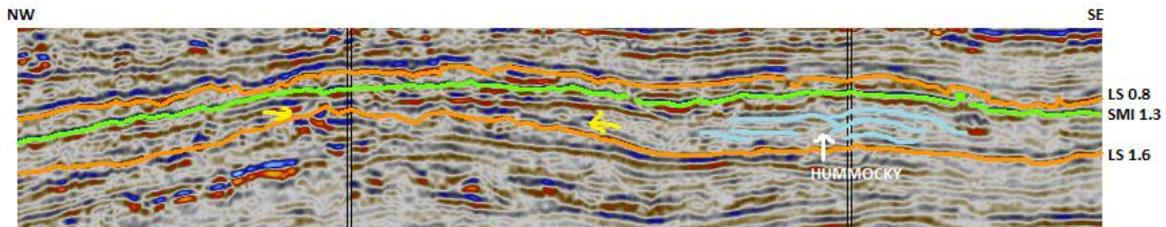


Figura 61. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 10, en la que se observan terminaciones onlap y facies hummocky.

En la sección regional se observa que el espesor de la unidad se incrementa de manera considerable hacia el NW, duplicándose unos cuantos metros después de los límites del cubo sísmico; esto se debe a la paleotopografía del terreno que es más bajo hacia esta dirección; de igual manera el espesor disminuye en dirección a la plataforma y los reflectores son subparalelos, continuos y de menor energía.

Secuencia 11 (0.2-0.8 Ma)

La Secuencia 11 tiene un límite superior, concordante, paralelo a la estratificación de las unidades superiores, con rasgos erosivos asociados con flujos de sedimentos; mientras que el límite inferior es ligeramente discordante; el espesor se mantiene casi constante entre 150 a 200 [ms].

Las facies sísmicas características de la secuencia, se componen de reflectores de mediana a alta amplitud, son continuos, subparalelos a discontinuos y contorsionados; estos últimos están asociados a bajos topográficos y presentan terminaciones onlap en la parte inferior; se puede determinar que se trata de material arcilloso con presencia de bajo contenido de arenas propios de ambientes de cuenca de mediana a baja energía; sobre la SMI correspondiente a una etapa de nivel alto (HST) se trata de depósitos tabulares de sedimento fino y, para los paquetes propios de nivel bajo (LST), son flujos lenticulares o acuñados debido corrientes de turbidez (Figura 62).

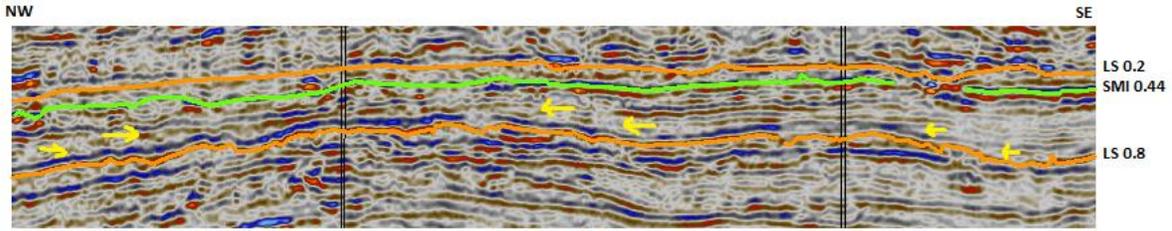


Figura 62. Sección compuesta: correlación de límites de secuencia y superficie de máxima inundación de la Secuencia 11, en la que se observan terminaciones onlap.

A nivel regional, el espesor disminuye hacia el SE, en dirección a la plataforma, donde las facies pasan a ser paralelas con reflectores de baja amplitud; mientras que en dirección NW, las facies son discontinuas tipo hummocky y caóticas.

5.2.2 Análisis de atributos sísmicos

El análisis de atributos sísmicos es una medición de características estadísticas o geométricas de la información sísmica, y se realiza con diferentes objetivos; en este caso, encontrar patrones asociados a un complejo de abanicos compuesto con sistemas canalizados, desbordamientos, arenas tabulares, y lóbulos, son lugares potenciales de almacenamiento de hidrocarburos (Figuras 63 y 64).

Tipo de Sistema	Cuñas	Canales	Lóbulos	Sabanas	Montículos caóticos
Sistemas ricos en grava		Rampas 			
Sistemas ricos en arena		Trenzado 	Canalizados 		
Sistemas ricos en arena-arcilla		Canal-dique 	Deposicionales 		Slumps y slides
Sistemas ricos en arcilla		Canal-dique 	Deposicionales 		Slumps y slides

Figura 63. Tabla de tipos de sistemas de canales en aguas profundas ricos en arenas y arcillas, y sus combinaciones. (Adaptada de Pérez Cruz, G., 2010)

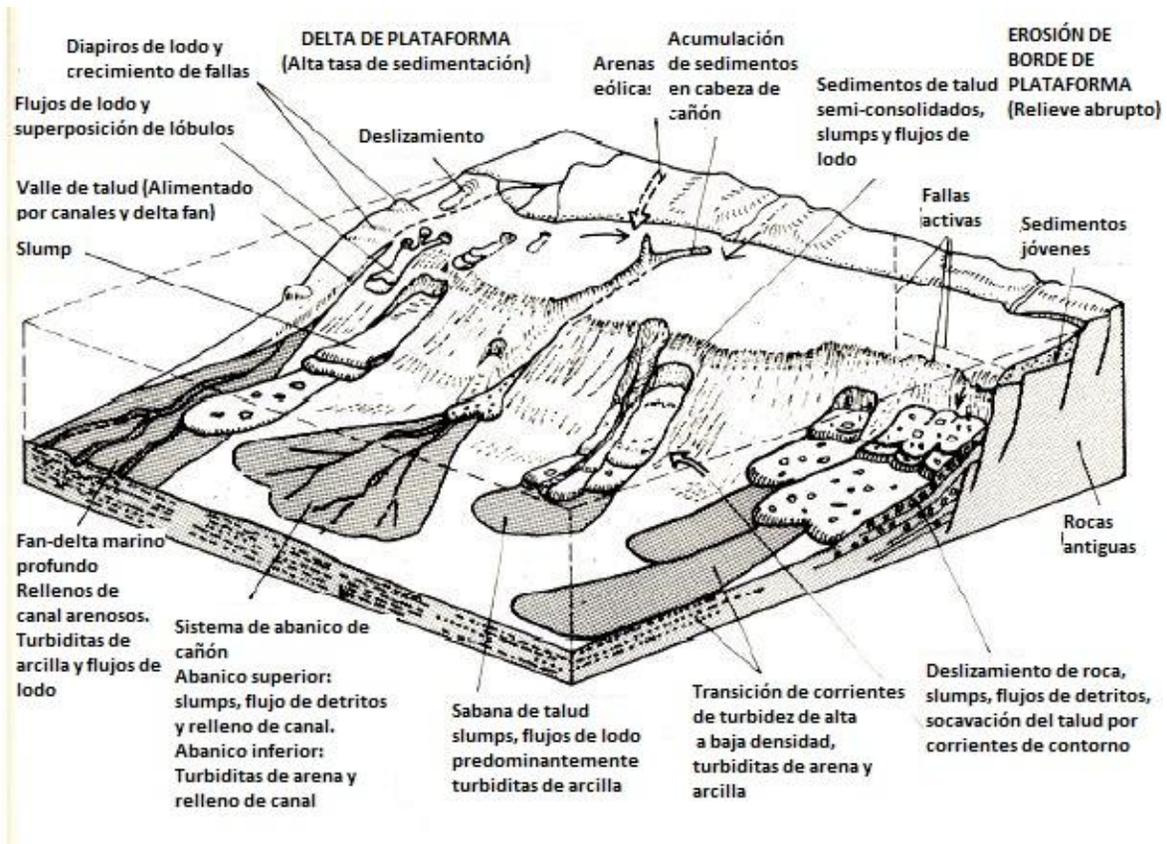


Figura 64. Esquema general de un complejo de abanicos de cuenca y los elementos que la componen.

(Adaptada de Pérez Cruz, G., 2010)

Se construyó el mapa de anomalías de amplitud Raíz Cuadrática Media (RMS), en determinadas secuencias, con una ventana 20, 40, 60 y 120 [ms] por encima de la superficie seleccionada, con offset 0 y centradas en el reflector.

Por la cercanía entre LS y SMI, se trabajó sólo con algunas superficies, para definir la respuesta de los atributos en los límites y dentro de la secuencia, de los cuales, se eligieron aquellas secuencias que contienen características distintivas y que dé como resultado superficies donde se reflejen los principales sistemas de depósito, en las etapas principales de desarrollo de la zona.

SMI 15.0 Ma

La SMI 15.0, que se encuentra dentro del periodo pre-cinemático, se analizó debido a que se encuentra en la parte superior de las unidades deformadas; está dentro de una secuencia de espesor considerable y además está compuesta de paquetes significativos de arenas intercalados con lutitas que se consideran originadas por un sistema de canales (Figura 65).

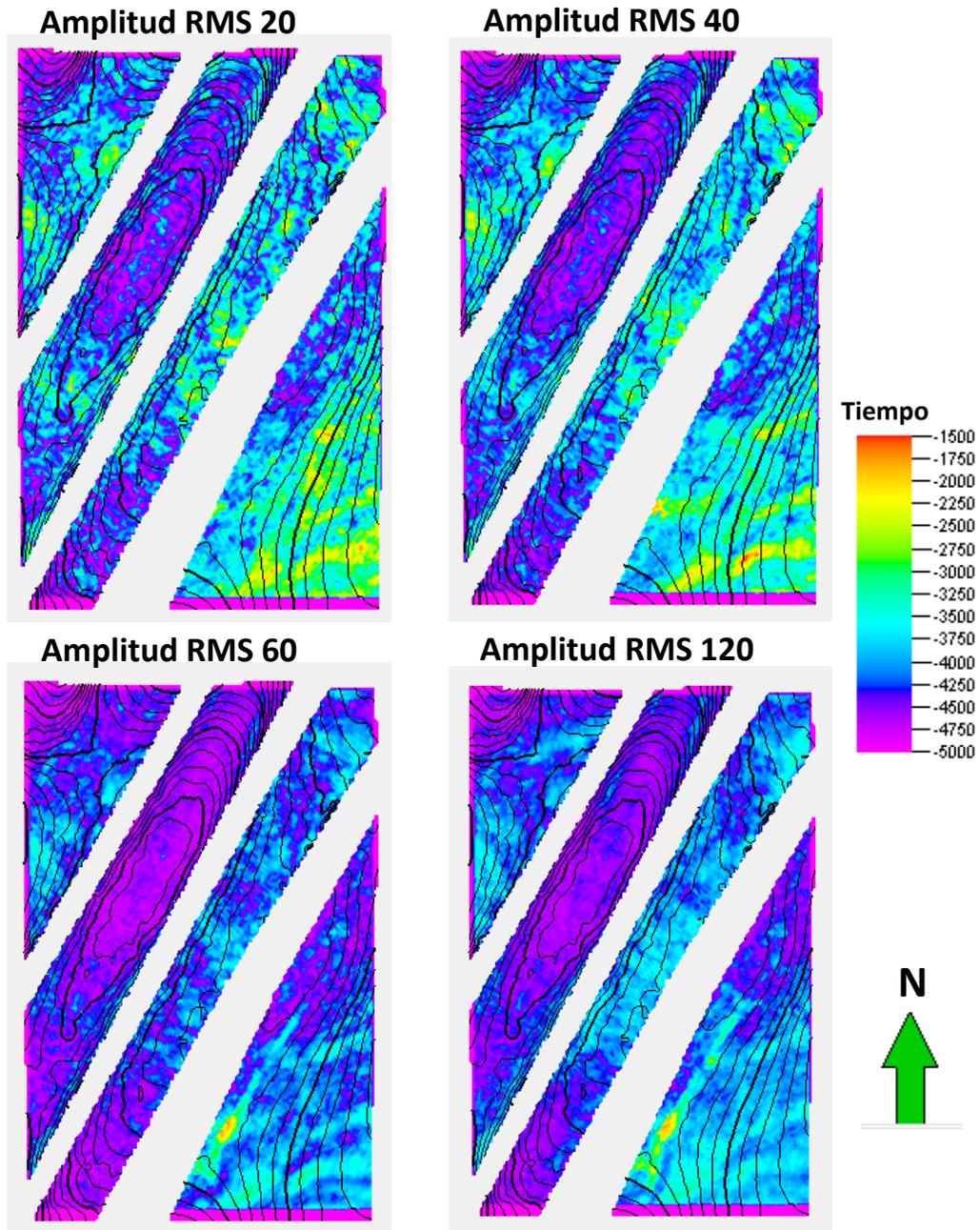


Figura 65. Mapas de amplitud RMS para la Superficie de Máxima Inundación 15.0 Ma.

El mapa de atributos sísmicos muestra al SE, una serie de lineamientos que se interpretan como un canal y lóbulos, es más claro identificarlos en la superficie de 40 [ms]; por lo tanto, a los 15.0 Ma, el ambiente de depósito principal es un sistema de canales y una serie de elementos lobulares, tomando en cuenta que, por la ubicación del borde de plataforma y la línea de costa, la fuente de suministro de los sedimentos provenía del SW (Figura 66).

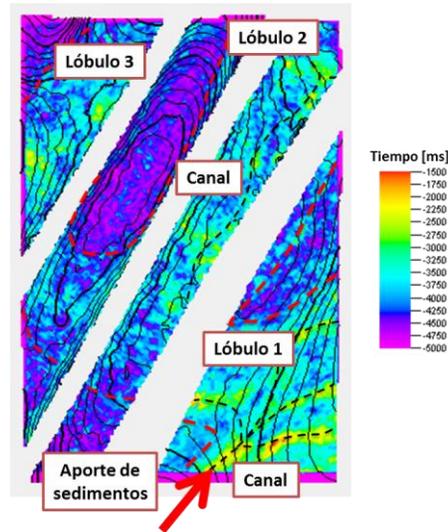


Figura 66. Mapa de atributos sísmicos para el SMI 15.0 Ma, con una ventana de los 40 [ms], en la que se observan rasgos de un sistema canalizado.

LS 2.4 Ma y LS 3.0 Ma

Se seleccionó la secuencia 2.4-3.0 Ma, porque las facies sísmicas que la componen representan distintos ambientes de depósito y con espesor variable, dentro del cubo sísmico; debido a los mecanismos sin-cinemáticos que tenían efecto en la paleotopografía y en la distribución de los sedimentos.

En las superficies generadas en el Límite de Secuencias Superior “2.4 Ma” (Figura 67), se pueden observar direcciones de flujo y algunos depósitos lobulares; sin embargo, el contenido litológico es en su mayoría de material arcilloso con muy baja cantidad de arenas, lo que se determinó en los rangos de amplitud que se muestran; interpretándose que el aporte de sedimentos provenía del Sur (Figura 69).

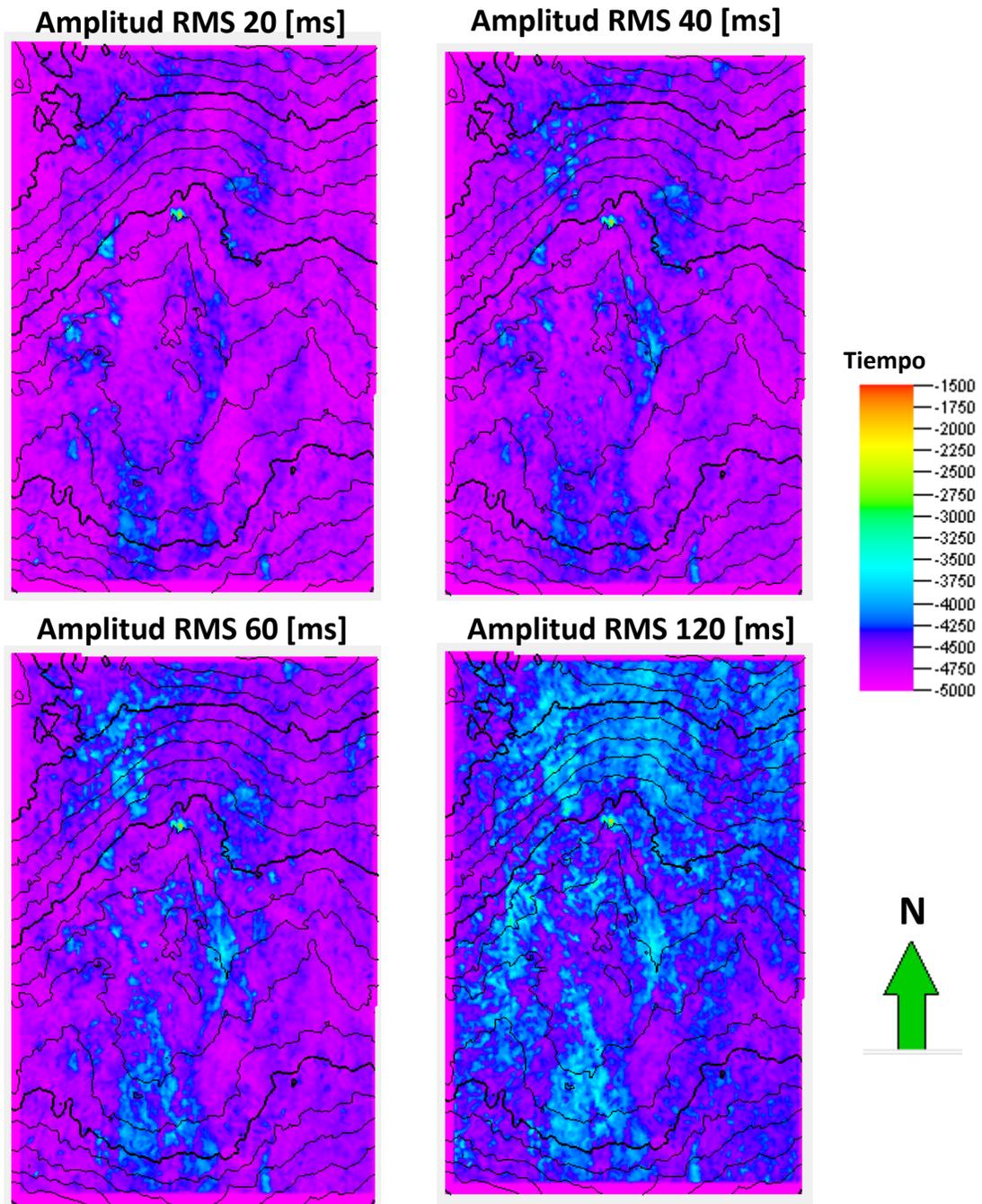


Figura 67. Mapas de amplitud RMS para el Límite de Secuencia 2.4 Ma.

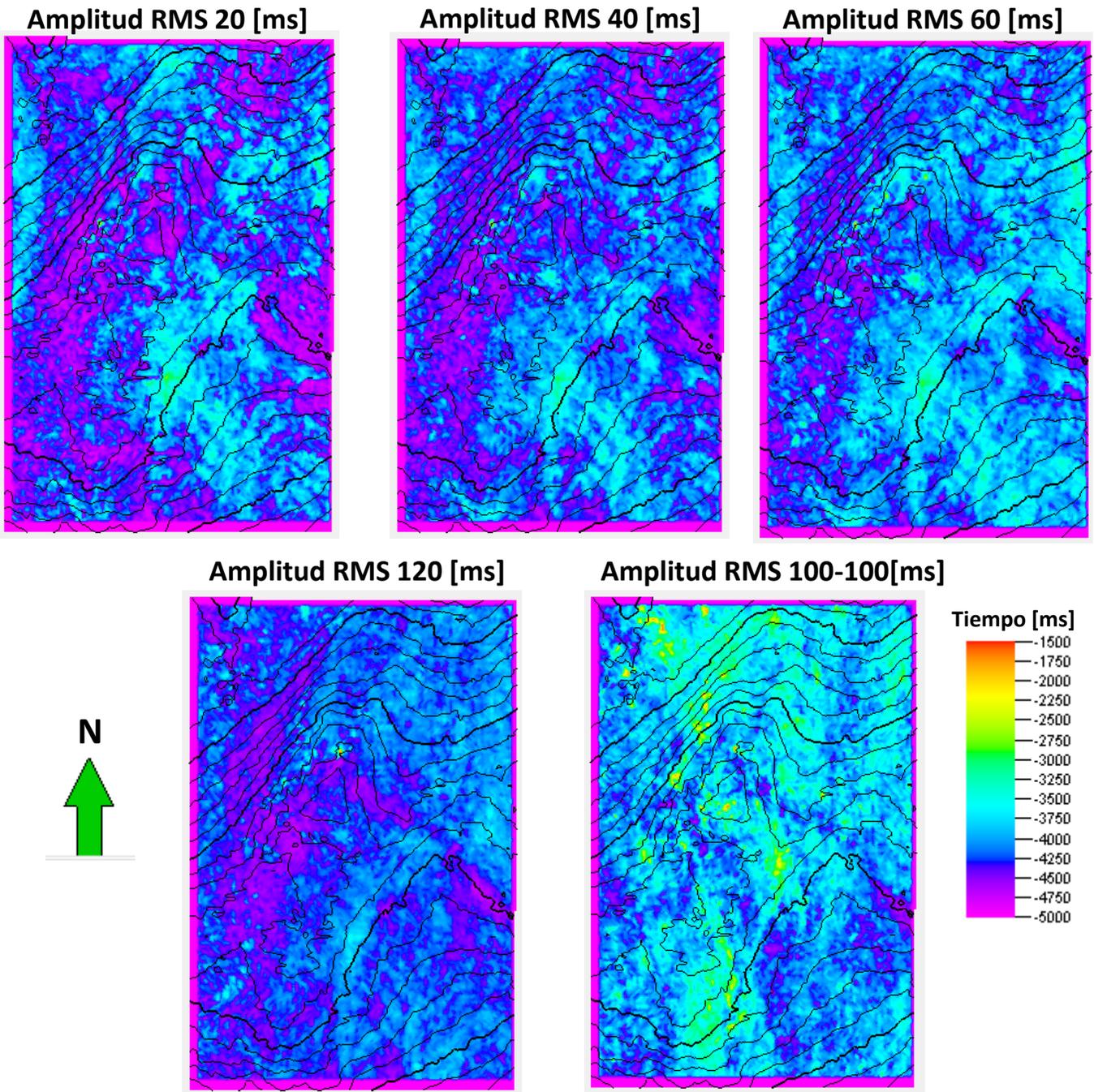


Figura 68. Mapas de amplitud RMS para el Límite de Secuencia 3.0 Ma.

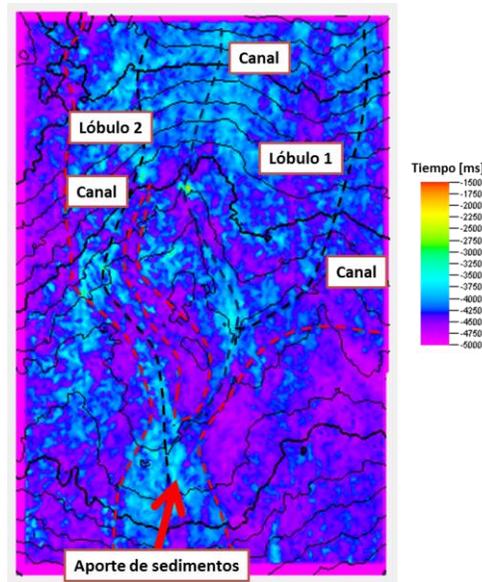


Figura 69. Mapa de atributos sísmicos para el LS 2.4 Ma, con una ventana de los 120 [ms], en la que se observan rasgos de sistemas canalizados.

En el Límite de Secuencias inferior “3.0 Ma”, las superficies generadas (Figura 68), tienen un resultado no muy claro de interpretar, porque la variación de los rango de amplitud es poca; sin embargo, para los 60 [ms] se pueden inferir direcciones de flujo de sedimentos que provenían del Sur (Figura 70).

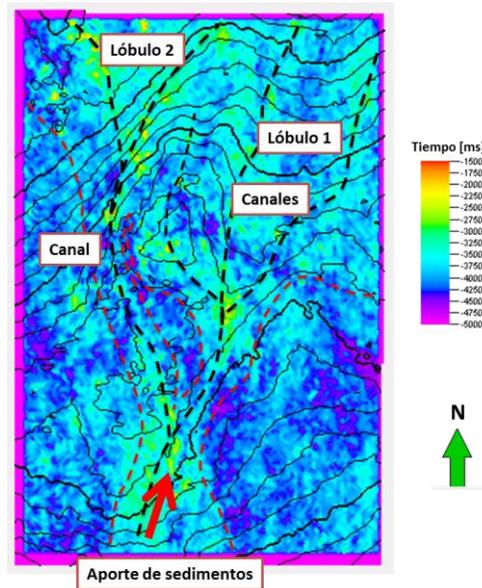


Figura 70. Mapa de atributos sísmicos para el LS 3.0 Ma, con una ventana de 100-100 [ms], en la que se observan rasgos de sistemas canalizados.

Como conclusión, el desarrollo de ésta secuencia tiene condiciones de flujo con depósitos sedimentarios tabulares de sedimentos finos, provenientes del Sur.

LS 0.8 Ma

Este límite de secuencias se eligió por su carácter sísmico continuo, y porque está ubicado en el rango superior de edad, objetivo de este trabajo, que pertenece a la etapa post-cinemática.

Los mapas de amplitud no tienen una respuesta clara de los sistemas de depósito, debido a que el rango de variación de la amplitud no es muy grande; así como anteriormente se había mencionado, se supone un conjunto de material arcilloso tabular (Figura 71). Sin embargo, a los 60 [ms], se pueden esbozar ciertos rasgos de flujo, que permiten inferir que el aporte de los sedimentos provino de una fuente ubicada hacia Sur.

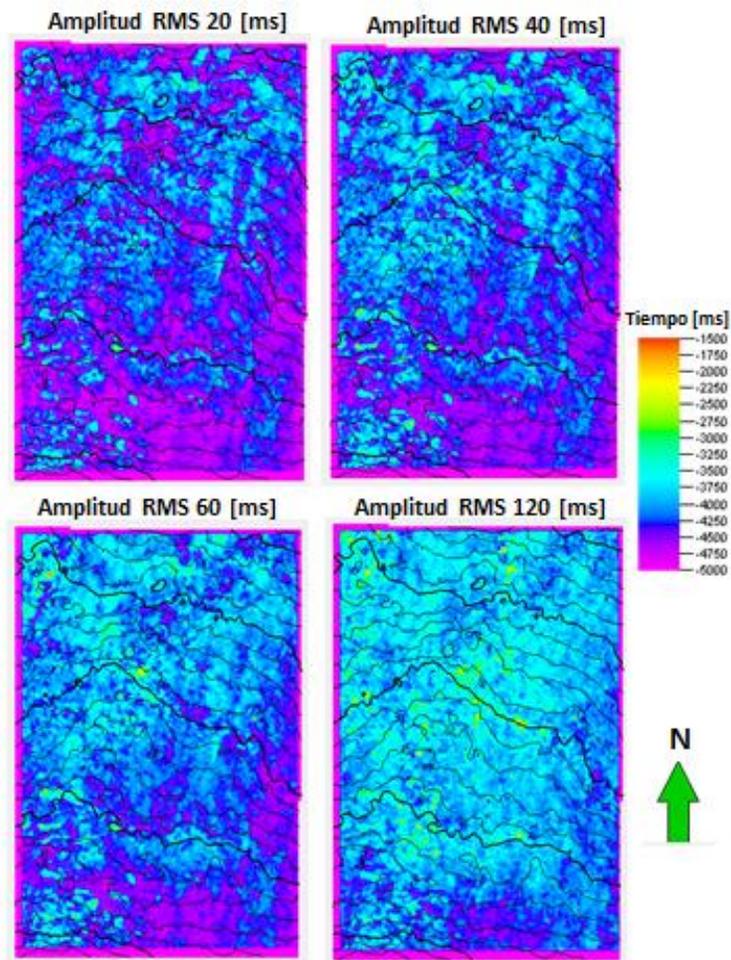


Figura 71. Mapas de amplitud RMS para el Límite de Secuencia 0.8 Ma.

CAPÍTULO 6. Potencial Petrolero

6.1 Sistemas de depósito y potencial petrolero

Una secuencia depositacional se compone de distintas facies en las que se pueden encontrar uno o más elementos de un sistema petrolero. A continuación se describen las características asociadas a los sistemas de depósito.

6.1.1 Sistema de depósito de nivel bajo

En este sistema se encuentran facies clásticas de ambientes de plataforma que sirven como roca almacenadora; estas facies pueden ser: deltas de borde de plataforma, depósitos fluviales que rellenan valles de incisión, abanicos de pie de talud y abanicos submarinos.

6.1.2 Sistema de depósito transgresivo

Se pueden llegar a encontrar depósitos costeros y planicies aluviales que son potenciales rocas generadoras y rocas sello.

6.1.3 Sistema de depósito de nivel alto

Este sistema se compone principalmente de depósitos de planicie aluvial y planicie costera, característicos de roca almacenadora.

6.2 Sistema Petrolero

Los aspectos relacionados con la sistema petrolero del área de estudio han sido descrito por Valladares R. (2010) en su trabajo de tesis, del que se tomaron las generalidades que se describirán a continuación.

6.2.1 Roca generadora

El análisis de la roca generadora se hizo en base a manifestaciones de hidrocarburos; las de la Cuenca de Veracruz se determinaron de muestras de pozos perforados en la zona, mientras que las correspondientes a la Cuenca Salina del Istmo, se analizaron las de la superficie marina, que por la influencia de las intrusiones salinas, permiten el desplazamiento de las manifestaciones de hidrocarburos hasta la superficie acuosa.

Por medio del estudio de los biomarcadores se determina la roca generadora, proveniente de un ambiente marino carbonatado con influencia siliciclástica del Jurásico Superior-Tithoniano; los hidrocarburos se generaron en una etapa inicial de evolución térmica.

6.2.2 Roca almacenadora

En el área de estudio se definieron tres plays principales, las secuencias sedimentarias del Oligoceno, Mioceno Inferior y Mioceno Medio. Con base en los objetivos planteados en este trabajo sólo se consideraron los de los dos últimos.

En trabajos previos se han determinado los atributos sísmicos de las secuencias estratigráficas, con la finalidad de correlacionar la respuesta de amplitudes con los cuerpos arenosos que son potenciales rocas almacenadoras, y que corresponden a ambientes de depósito de plataforma, talud y cuenca.

Particularmente en este trabajo, se encontraron sistemas canalizados, en los que se pueden identificar direcciones de flujo, canales y abanicos; en el registro litológico se presentan cuerpos arenosos con medio a alto contenido de arcillas, que son rocas potenciales para almacenar los hidrocarburos.

6.2.3 Trampa y sello

Las trampas son de combinadas (estratigráficas – estructurales) y solamente estructurales; cuya morfología y cierre, dependen directamente de las fallas inversas identificadas.

La roca sello corresponde a las capas de lutitas de piso de cuenca y de espesor considerable, intercaladas con arenas, y que sobreyacen a depósitos arenosos del Mioceno.

6.2.4 Calidad de los Hidrocarburos

La historia y características geológicas de las provincias que convergen en la zona de interés, influyen directamente en el tipo y calidad de los hidrocarburos que se generaron.

Las rocas generadoras del Tithoniano están a mayor profundidad hacia la Cuenca de Veracruz, ya que la corteza es de naturaleza oceánica profunda, a diferencia de la corteza menos profunda, transicional-continental, de la Cuenca Salina.

La evolución térmica de los hidrocarburos en la Cuenca de Veracruz fue mayor, producto de la carga litostática, debida al gran espesor de rocas depositadas sobre la roca generadora, y los flujos térmicos mayores, que dió lugar a hidrocarburos con altos valores de gravedad °API, lo que significa aceites ligeros y superligeros (Figura 72).

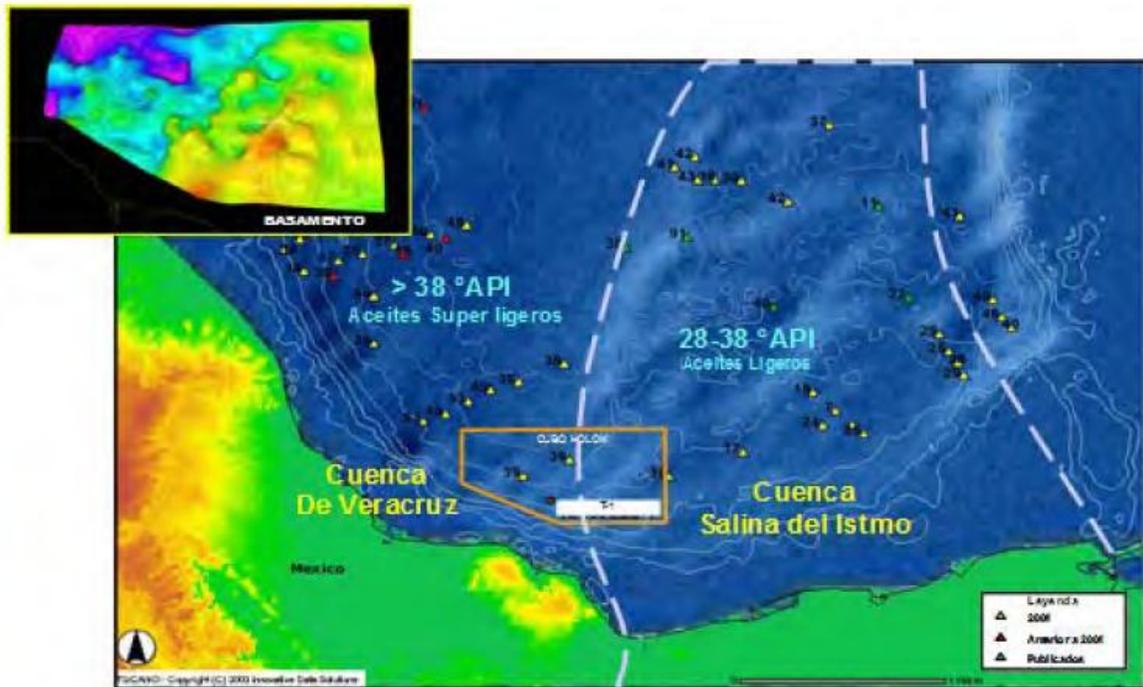


Figura 72. Calidad de hidrocarburos en la zona de estudio. (Tomada de Valladares Manuel, R., 2010)

En el área de estudio correspondiente a la provincia geológica de la cuenca Salina del Istmo, los hidrocarburos se encuentran en una etapa de migración, debido a la tectónica salina que originó fallas y fracturas, las cuales son las rutas en las que se desplazan los hidrocarburos hacia la superficie.

En la porción de la zona de estudio que corresponde a la Cuenca de Veracruz, la roca generadora se encuentra en una etapa de madurez tardía a sobremadura, que da lugar a gas y condensado superligeros. La principal ruta de migración, en esta área, son un sistema de fallas y fracturas que se formaron entre 16.4 y 3.8 Ma.

6.3 Sistema petrolero de la zona de estudio

El análisis de la información interpretada dentro del cubo sísmico, permite identificar ciertas características sedimentológicas y estructurales, que son favorables como reserva petrolera.

En cuanto a los atributos sedimentológicos, la presencia de cuerpos de arena del Mioceno Inferior correspondientes a las unidades pre-cinemática, intercalados con cuerpos arcillosos, contienen las características litológicas que son atractivas, para considerar dichos cuerpos, como rocas almacén y rocas sello, respectivamente.

En cuanto a los rasgos estructurales, los anticlinales formados por los eventos compresivos que afectaron el área, son potenciales estructuras de entrapamiento, al igual que las fallas inversas que flanquean los bloques y los levantan, como cuerpos aislados, donde se pueden almacenar los hidrocarburos.

El núcleo del Bloque "A" contiene un sistema de fracturas que pudieran ser vías de migración de los hidrocarburos hacia la parte más somera del anticlinal (Figura 73).

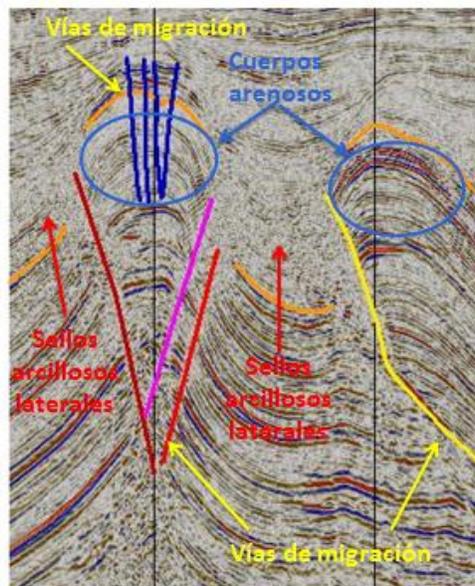


Figura 73. Elementos que componen la trampa petrolera combinada propuesta mediante el análisis de la información en el cubo sísmico.

El área se ubica en un ambiente de aguas profundas, que tienen depósitos de sistema de nivel bajo (Lowstand System Tract), de espesor considerable, mientras que los depósitos de nivel alto

(Highstad System Tract), son de muy poco espesor a nulos, y no pueden identificarse claramente en los registros geofísicos de pozos. Por lo que, con el análisis de la información litológica y sísmica de dichos depósitos y las facies sedimentarias asociadas, en el área, se identifican rocas almacén y sello principalmente.

CAPÍTULO 7. Conclusiones y Recomendaciones

Conclusiones:

- En secciones y espacialmente se definieron los rasgos estructurales principales generados por los esfuerzos compresivos que afectaron el área durante el Mioceno, y que como consecuencia están relacionados con la distribución y espesor de las unidades más jóvenes.
- Los límites de secuencia (LS) y superficies de máxima inundación (SMI), se establecieron en base a datos paleontológicos de alta resolución, registros de rayos gamma (γ) y resistividad, e información sísmica; sin embargo, como se trata de un área de aguas profundas, compuesta principalmente por material arcilloso, cuya respuesta en el registro no tiene un carácter claro, además de que el contenido fósil es escaso, las características distintivas de los reflectores sísmicos tienen un mayor peso en el trabajo interpretativo.
- La integración de la información geológica y geofísica permitió proponer 11 secuencias estratigráficas en los paquetes del Mioceno al Reciente, cuyos límites están bien definidos y son mapeables dentro del cubo sísmico.
- Se tiene una ventana en tiempo, desde los 4.2 a 10.8 Ma, donde no se definen secuencias estratigráficas, aunque no es posible hacer una correlación más precisa en todas las secuencias porque algunas están ausentes, debido a los procesos que deformaron los paquetes de roca en la zona.
- En el análisis de las facies sísmicas de cada secuencia, se interpretó que los ambientes de depósito predominantes en esta zona de aguas profundas, son depósitos tabulares de arena, turbiditas y medios canalizados, en las distintas etapas estudiadas.
- Los sistemas de depósito de acuerdo al nivel relativo del mar, que se identificaron en la zona son: HST, de bajo a muy bajo espesor, y LST, de mayor espesor.

- Los mapas de atributos en tiempo muestran que el aporte de sedimentos principalmente provinieron de fuentes ubicadas al S y SW de cubo sísmico; con base en la dirección que manifiestan los sistemas canalizados.
- Como resultado final, se determinó una probable trampa petrolera estratigráfica-estructural, que cuenta con todos los elementos necesarios para que haya una acumulación de hidrocarburos como son: rocas almacenadoras compuestas por cuerpos arenosos localizados dentro de anticlinales y bloques levantados; rocas sello arcillosas ubicadas en la parte superior y en sus flancos, y fallas inversas y fracturas, que son vías de migración.
- En conclusión, la interacción entre los procesos sedimentológico-estratigráficos y estructurales, ofrecen en conjunto, atractivas trampas como: roca sello, roca almacén y vías de migración, que sugieren de la zona, un potencial yacimiento de hidrocarburos.

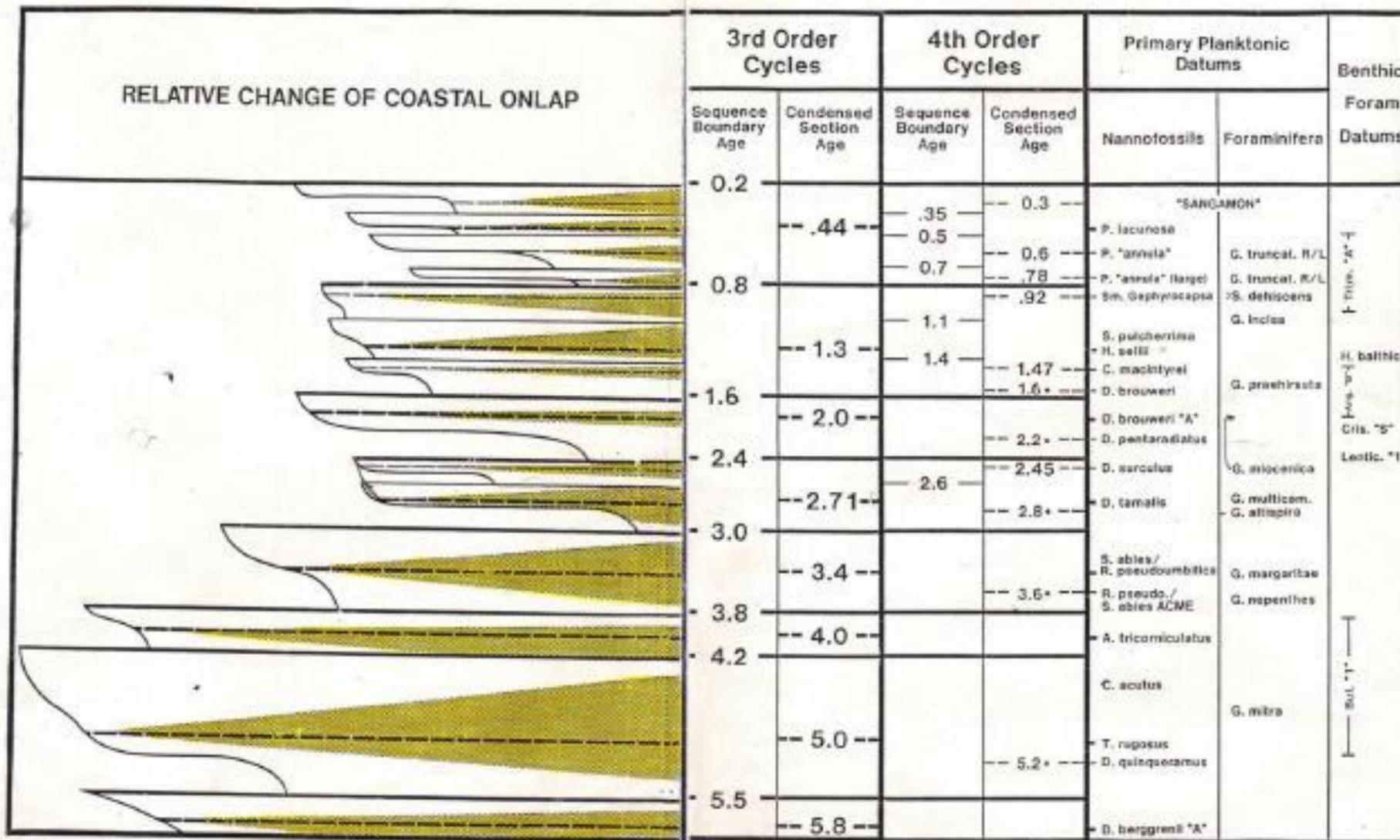
Recomendaciones:

- Es recomendable caracterizar los cuerpos de arena del Mioceno Inferior, delimitarlos, dimensionarlos y ver los cambios de facies para poder determinar el potencial de la roca para almacenar hidrocarburos; se recomienda integrar al proyecto de trabajo las propiedades petrofísicas de las rocas en el área, aunado con datos geoquímicos para determinar el potencial de hidrocarburos presentes, así como y la factibilidad de ser económicamente explotables.
- Si se considera que los esfuerzos compresivos afectaron al área, generándose sistemas de pliegues y cabalgaduras, con las condiciones litológicas y estratigráficas estudiadas en este trabajo, es recomendable hacer estudios específicos de las estructuras geológicas que guarden la misma tendencia, además de considerar las propiedades petrofísicas de las rocas, dentro de la provincia geológica, con objetivos prospectivos.

BIBLIOGRAFÍA

- Arellano Gil, J. 2006. Apuntes de la Clase de Estratigrafía. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Corona Baca, M.A. 2011. Estratigrafía de Secuencias de la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Tesis de Licenciatura, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ingeniería UNAM. 113 p.
- Chandomí Hernández, R. 2007. Modelo sedimentario del Plio-Pleistoceno en la parte marina de la Cuenca de Macuspana, Sur del Golfo de México. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM. p. 29-39.
- Emery, D., Myers, K.J., 2006, Sequence Stratigraphy, Blackwell, Oxford, UK, p.297.
- Fernández Turner, R. 2006. Estratigrafía de secuencias del Play Paleoceno Wilcox en el área China-Barrilete, cuenca de Burgos. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM. p. 24-40.
- Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., Wright, R., Stover, L. Baum, G., Loutit, T., Gombos, A., Davies, T., Pelum, C., Romine, K., Posamentier, H., Jan Du Chene, R., Colin, J., Ioannides, N., Sarg, J. and Morgan, B. 1987. Mesozoic-Cenozoic Cycle Chart.
- Hidalgo Caraveo, F.M. 2006. El Sistema Petrolero de la Cuenca de Veracruz. Tesis de Licenciatura, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ingeniería UNAM. 118 p.
- Oviedo Pérez, A. E. 1996. Evolución neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM. 91 p.
- Padilla y Sánchez, R. J. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIX, num. 1. p. 19-42
- PEMEX. Informe final del Pozo 1. Informe Interno Activo Integral Holok- Temoa.
- PEMEX. Informe final del Pozo 2. Informe Interno Activo Regional de Exploración Marina.
- PEMEX. Informe final del Pozo 3. Informe Interno Activo de Exploración Litoral. Región Marina Suroeste.
- PEMEX. Informe litológico del Pozo 4. Informe Interno Activo Regional de Exploración Marina.
- Pérez Cruz, G. 2010. Apuntes de la clase de Estratigrafía de Secuencias. Programa de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM.

- Pérez Drago, G. 2010. Análisis sismo-estratigráfico y estructural del área Tamil-Nab, sureste del Golfo de México profundo. Tesis de Licenciatura, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ingeniería UNAM. 145 p.
- Pindell, J.L., Kennan, L. 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Transactions, Petroleum system of deep-water basins: global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM 21st Annual Research Conference, Houston Texas, GCSSEPM. p. 193-220.
- Rojas Alcántara, C. 2010. Origen, Evolución e importancia económica de la Cuenca Salina del Istmo. Tesis de Licenciatura, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ingeniería UNAM. p. 59-74.
- Salomón Mora, L. E., Aranda García, M, y Román Ramos, J.R. 2004 Plegamiento Contraccional y Sedimentación Sintectónica de las Cordilleras Mexicanas. PEMEX Exploración y Producción, Activo Regional de Exploración, R.N., Poza Rica, Ver. Boletín AMGP. Volumen LI, Mes de JULIO/DIC, Número 2.
- Salvador, A. 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V. 71. p. 419-451.
- Vail, P., Neal, J. and Rish, D. 1993. Sequence Stratigraphy – A global theory for local success. Seismics. Oilfield review. p. 51-62.
- Valladares Manuel, J.R. 2010. Caracterización de un pozo productor de gas en aguas profundas del Golfo de México. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM. 217 p.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr, R.M., Campion, R.M. and Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation on time and facies. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7. 55 p.
- Venegas Mora, R. M. 2010. Evolución petrolera de la Cuenca Salina del Istmo. Tesis de Licenciatura, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ingeniería UNAM. p. 9-18.
- Vera Torres, J.A. 1994. Estratigrafía: Principios y Métodos. Editorial Rueda. 806 p.

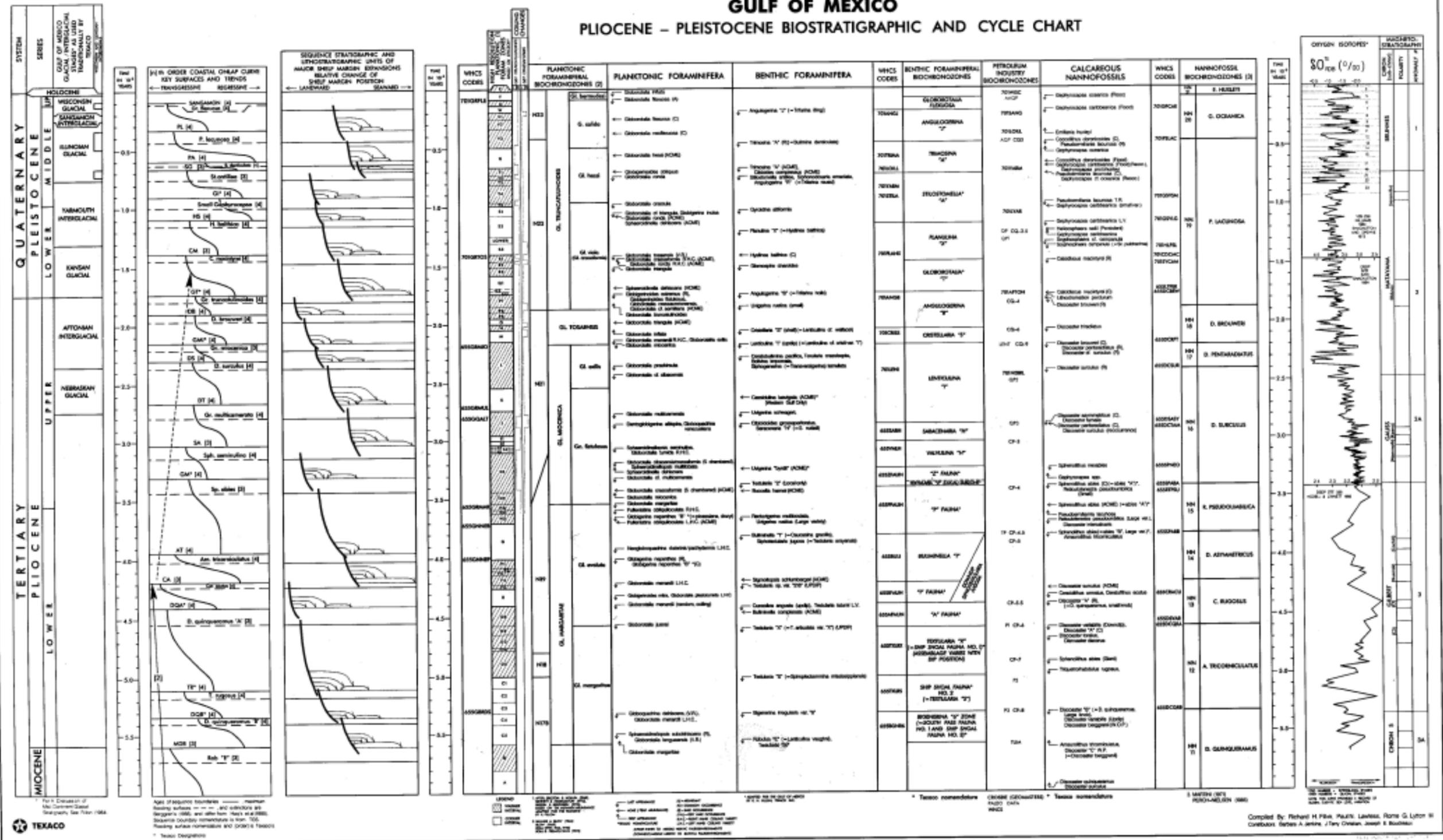


• Top of Slope Fan

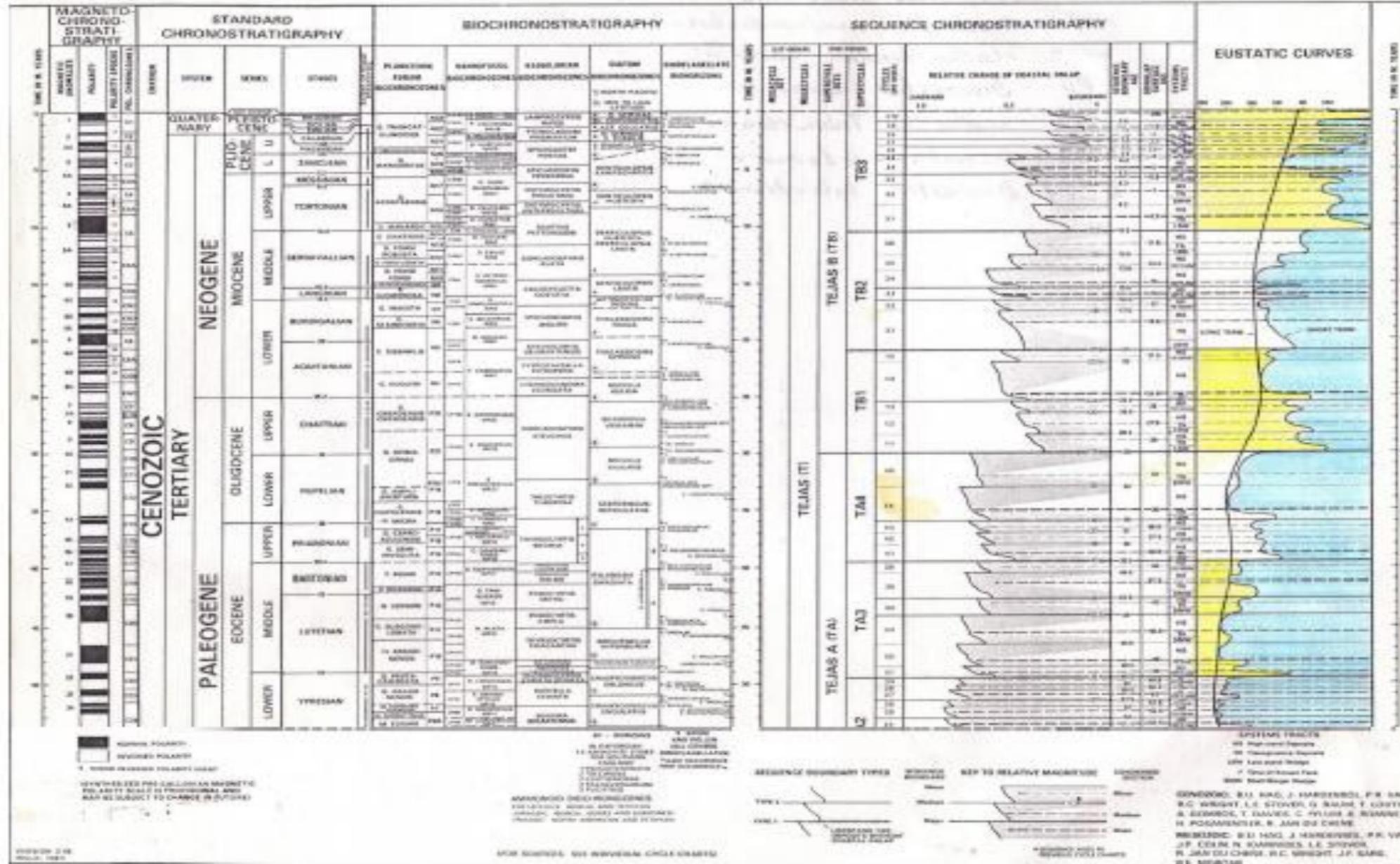


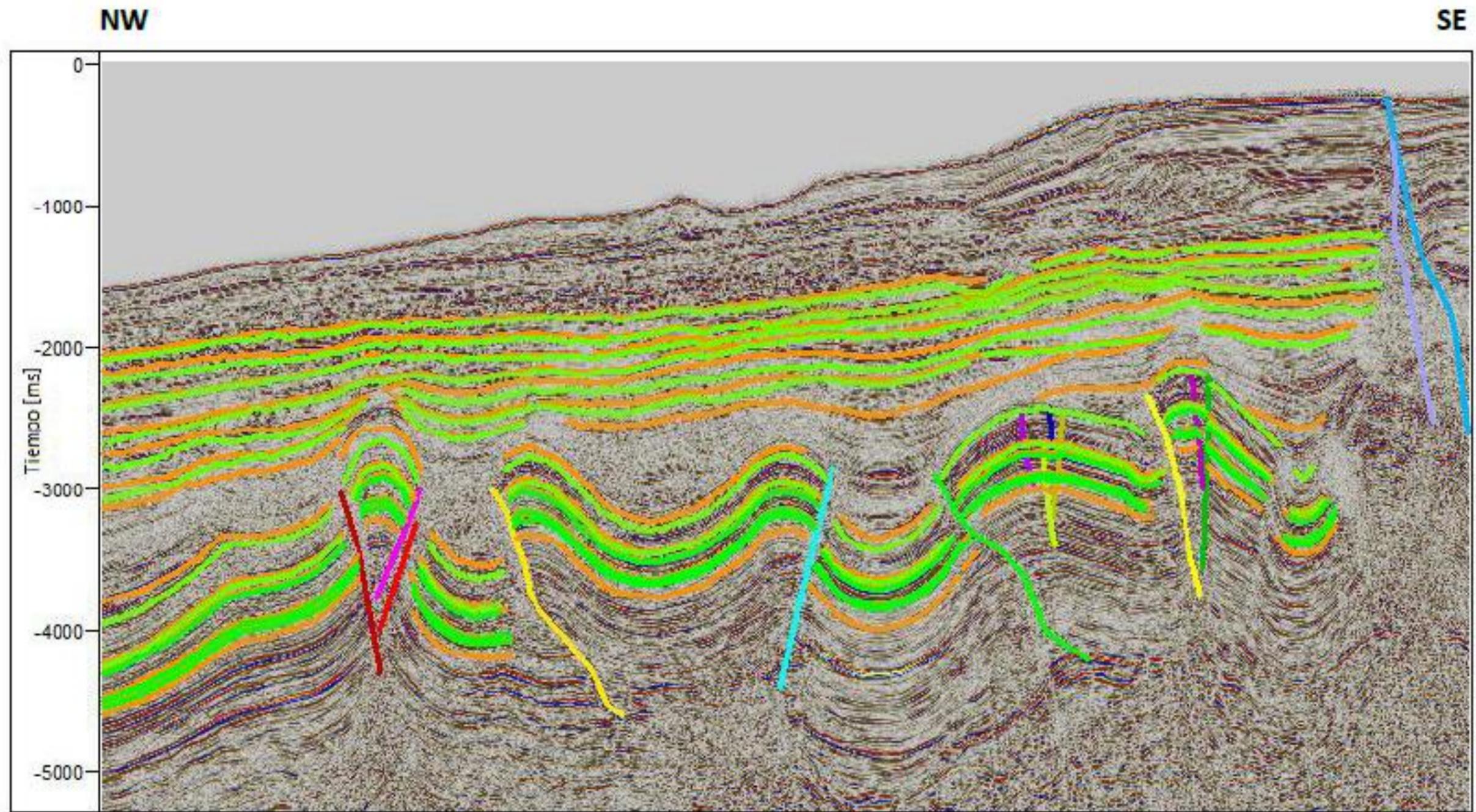
78178 St. Louis, MO 63105, CD 8002 30-422-6196 401 Westline, Suite 116, Houston, TX 77057 713-471-4198

GULF OF MEXICO PLIOCENE - PLEISTOCENE BIOSTRATIGRAPHIC AND CYCLE CHART

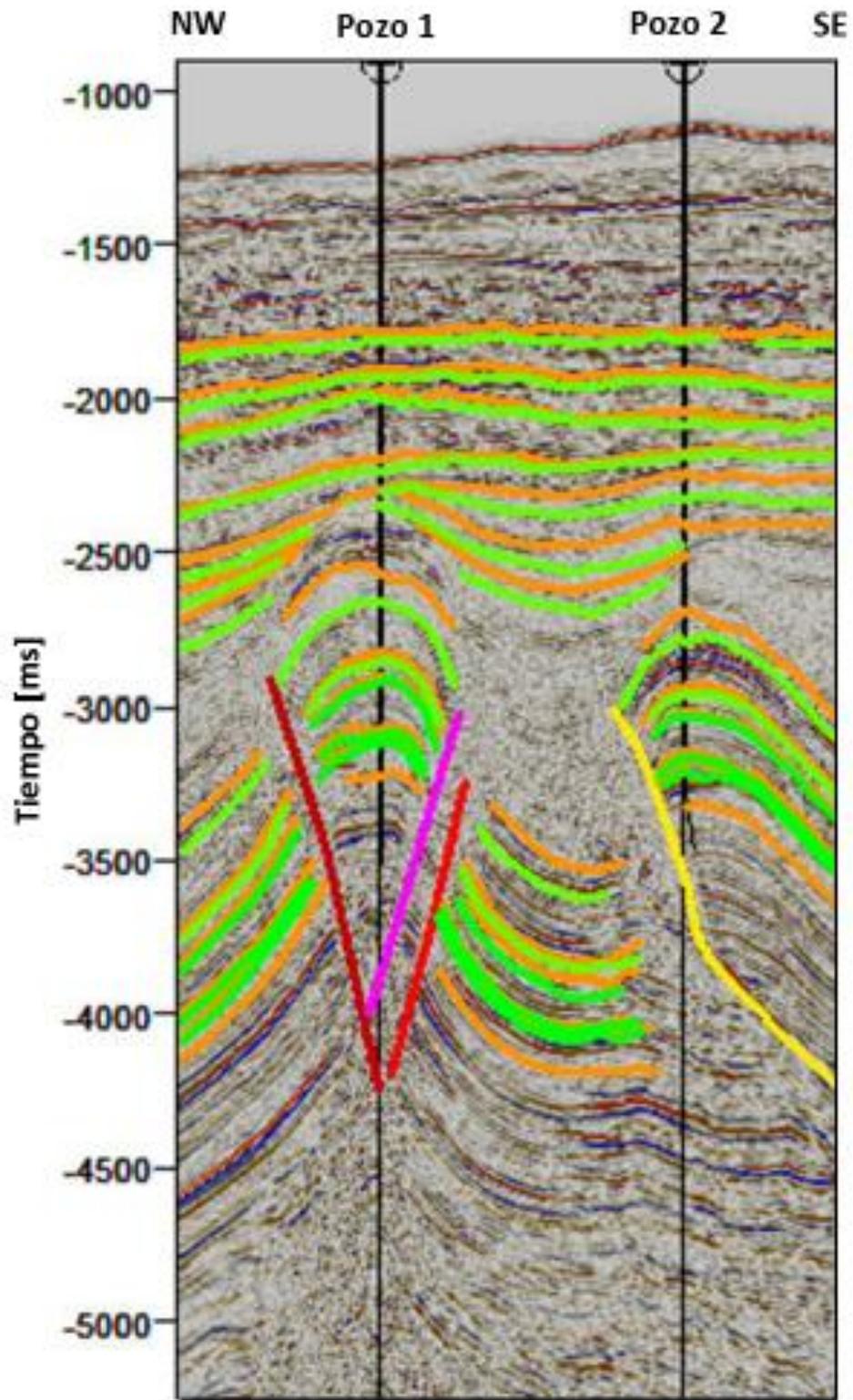


MESOZOIC-CENOZOIC CYCLE CHART





Anexo 5



Anexo 6