

# CAPITULO

# 4

#### **CAPITULO 4. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.**

La estratigrafía de secuencias es la metodología que permite definir un cuadro cronoestratigráfico a escala global basándose en la datación precisa de las líneas de tiempo, controladas por discordancias, que limitan unidades genéticas de depósito. Es el estudio de paquetes de estratos (secuencias depositacionales) separados por discordancias, dentro de un ciclo relativo del nivel del mar. La estratigrafía secuencial es una parte de la estratigrafía, en la cual, las superficies estratigráficas que representan cambios en las secuencias de depósito son usadas para correlacionar y para definir tipos específicos de secuencias estratigráficas.

En el presente trabajo se han delimitado e identificado cuatro secuencias estratigráficas principales, las cuales muestran grandes contrastes, tal como se observa en la columna estratigráfica de la Figura 4.1. Estas secuencias se han dividido con base a los cambios bruscos en la litología, los cuales están relacionados a cambios relativos en el nivel del mar, mismos que otorgaron ciertas características a la cuenca en la que interactuaron diferentes sistemas depositacionales.

De acuerdo a lo interpretado en este trabajo y a los informes internos de PEMEX se han identificado cuatro secuencias estratigráficas en la Cuenca de Veracruz (Figura 4.1), estas son:

- 1.- Secuencia Evaporítica (Jurásico Medio), secuencia de segundo orden, duración aproximada de 7 a 10 Ma.
- 2.- Secuencia Calcáreo-arcillosa (Jurásico Superior –Cretácico Inferior), secuencia de primer orden, duración aproximada de 70 Ma.
- 3.- Secuencia Carbonatada (Cretácico Superior), secuencia de segundo orden, duración aproximada de 23 Ma.
- 4.- Secuencia Clástica (Paleoceno-Reciente). Se trata de un conjunto de secuencias de tercer orden (parasecuencias), que corresponden a diferentes sistemas depositacionales, con una duración promedio de 3 a 5 Ma.

La primera y tercer secuencias son de segundo orden, las cuales están dominadas por el cambio en la tasa de subsidencia tectónica, que generaron cambios en el nivel del mar, cuya distribución está en función de la geometría de la cuenca, así como en los tipos de sistemas de depósito presentes en la misma; además de que presentan ciclos de transgresiones y regresiones, mismos que resultaran en retrogradaciones y progradaciones, respectivamente, los que se ven reflejados en los diferentes paquetes sedimentarios de la cuenca. La segunda secuencia es de primer orden y la cuarta secuencia se trata de diferentes sistemas depositacionales que tienen duración variada, los cuales forman parasecuencias.

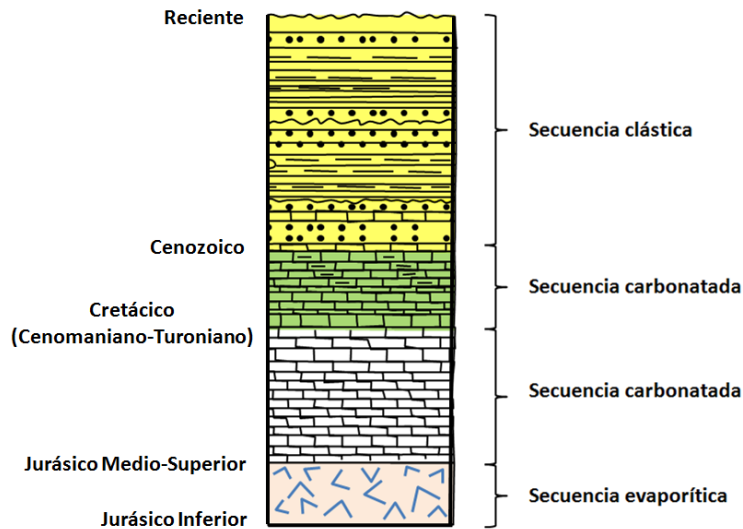


Fig. 4.1 Secuencias estratigráficas de la Cuenca de Veracruz (Tomado de PEMEX, 2001).

#### 4.1 SECUENCIA EVAPORÍTICA (JURÁSICO MEDIO).

La fragmentación y consecuente dispersión de Pangea en el área que hoy ocupa la porción oriental de México comenzó durante el Triásico Tardío (aproximadamente 220 Ma). La apertura del Golfo de México dió paso a la formación de un sistema de horst y grabenes alargados, estrechos y orientados NW-SE que originaron depresiones evolucionando a cuencas sedimentarias. Los eventos tectónicos que se tienen en la región, tienen su origen en el Triásico, asociados al emplazamiento de un flujo térmico que adelgazó en gran medida la litosfera produciendo entonces una zona de apertura (*rift*), así fue como se originaron los pilares (*horst*) y fosas (*graben*) que se rellenaron en una etapa inicial con sedimentos continentales (lechos rojos) del Triásico al Jurásico Medio (Bajociano); posteriormente fueron cubiertas mediante una transgresión por aguas marinas para depositar volúmenes importantes de sal durante el Calloviano (164-159 Ma); por lo que, se tiene un primer límite de secuencias.

La correspondiente identificación de la sal en la cuenca (Fig. 4.2) fue por medio de los reflectores sísmicos y a la forma estructural externa que la secuencia evaporítica presenta; corresponde con un diapiro. En la parte interna del diapiro se cuenta con reflectores caóticos y en algunos sectores parece tener ausencia de los mismos. Se puede inferir que la secuencia evaporítica ha influido en la deformación de las secuencias más jóvenes, lo que se puede apreciar claramente por las configuraciones de los reflectores que se aprecian en los perfiles sísmicos que se muestran arriba del diapiro como plegamientos y fallamientos.

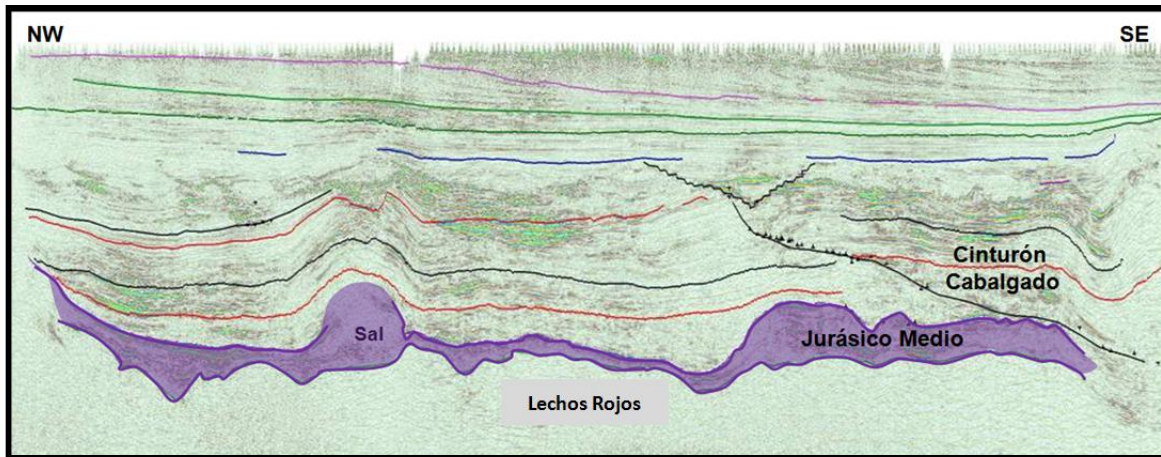


Fig. 4.2 Representación esquemática de la secuencia evaporítica en la Cuenca de Veracruz, la cual se ilustra de color morado hacia la parte inferior de la sección sobreyaciendo a los lechos rojos.

#### 4.2 SECUENCIA CALCÁREO-ARCILLOSA (JURÁSICO SUPERIOR–CRETÁCICO INFERIOR).

El área del actual Golfo de México, en el Jurásico Inferior, estaba ocupada por el Bloque Yucatán, mismo que se desplazó muy rápido hacia el sur-sureste, del orden de 400 km, hasta la posición que ocupa actualmente, en un lapso de tiempo de 5-10 millones de años. Como consecuencia de ese movimiento tan súbito, hablando en tiempo geológico, se creó un desequilibrio isostático importante que provocó largos períodos de subsidencia en la parte central del Golfo de México, acompañados de importantes levantamientos en las áreas continentales y en los bordes de la cuenca oceánica. En el Kimmeridgiano temprano la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca ya había cesado su movimiento lateral y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque de Yucatán se ubicaban desde entonces la posición próxima a la que tienen hoy (Fig. 4.3).

Para el final del Tithoniano, en el occidente de México se incrementó la actividad volcánica, como lo indica la presencia de numerosas capas de bentonita y pedernal negro en capas, lentes y nódulos en el norte de Veracruz (Viniestra, 1965).

Durante el Hauteriviano-Barremiano, aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas (Orizaba y Córdoba), de ésta forma se favoreció el depósito de gruesos paquetes de calizas arcillosas con menores cantidades de lutitas intercaladas y con un espesor superior a los 1,500 m, generando así las secuencias calcáreo-arcillosas (Fig. 4.4). En las zonas más profundas de la cuenca, se depositaron secuencias menos gruesas, como ocurre en la cuenca de Veracruz, mientras que en los bordes de las plataformas se formaban largas franjas de arrecifes de rudistas alrededor de las áreas anteriormente emergidas (Winker y Buffler, 1988).

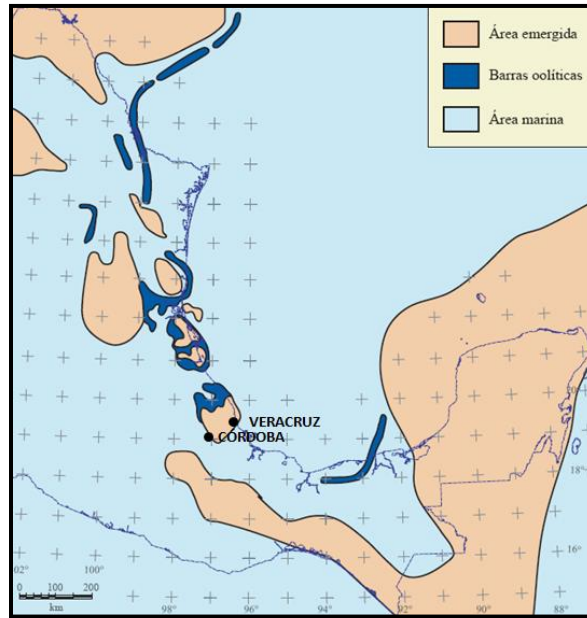


Fig. 4.3 Esquema que muestra la paleogeografía para el Kimmeridgiano de la Cuenca de Veracruz, El macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán, ilustrando como referencia las costas y las referencias del país (Tomado de Padilla y Sánchez, 2007)

Se puede interpretar la existencia de esta secuencia calcáreo-arcillosa en el subsuelo de la cuenca por medio de los reflectores sísmicos presentes, los cuales tienen la característica de ser oblicuos y paralelos y en forma de tejas; estos son característicos de zonas poco profundas; todo esto nos da información de una progradación lenta pero continúa en la cuenca. De igual forma se tienen patrones de reflexiones internos tipo hummocky, en este caso nos indican un ambiente de alta energía.

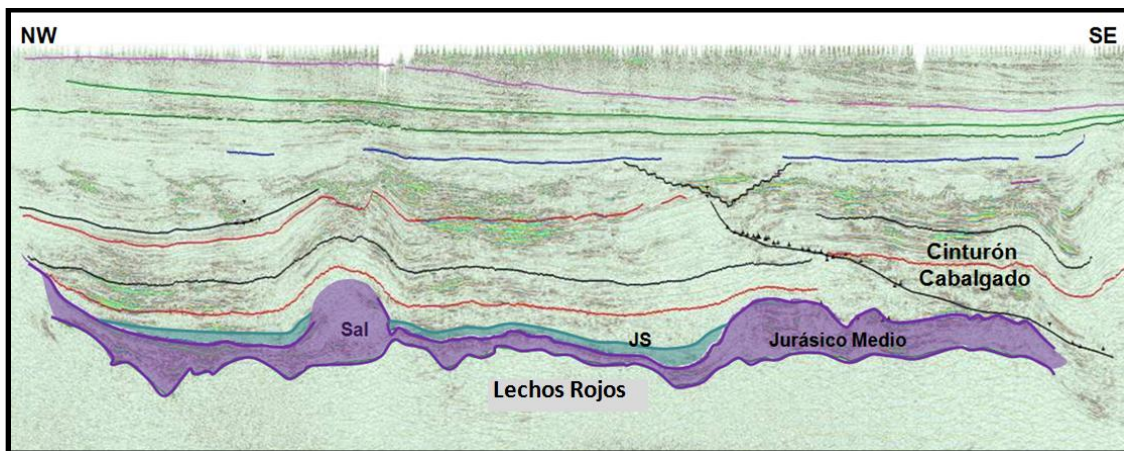


Fig. 4.4 Sección que muestra los reflectores del Jurásico Superior en color azul, mismos que se presentan en forma de tejas y menormente de tipo Hummocky, las cuales indican el inicio del depósito de la Secuencia Calcáreo-arcillosa en un ambiente somero. Estos se encuentran sobreyaciendo a las evaporitas.

Las reflexiones hummocky se relacionan con las unidades litológicas que se depositaron en el Hauteriviano y en el Barremiano que representan facies de mares epicontinentales a mixtos.

#### **4.3 SECUENCIA CARBONATADA (CRETÁCICO SUPERIOR).**

A finales del Cenomaniano y durante el Turoniano (Fig. 4.5) se depositaron en las plataformas capas delgadas de lutitas y calizas (Formación Guzmantla); mientras que en la cuenca se acumularon las calizas de estratos delgados con abundantes nódulos y capas de pedernal (Formación Maltrata).

Con base en el estudio de afloramientos a lo largo del frente de la Sierra Madre Oriental y a los datos del subsuelo que existen en pozos en la Planicie Costera del Golfo, se infiere que durante el Coniaciano y el Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México, lo cual se reflejó en la sedimentación marina del Golfo de México, en donde continuó el depósito de capas delgadas de calizas y lutitas, pero con abundantes horizontes intercalados de bentonita, abarcando todas las plataformas del borde occidental y meridional del Golfo, mientras que en la cuenca continuaba el depósito de carbonatos con bandas y nódulos de pedernal con delgadas intercalaciones de bentonita (Salvador, 1991).

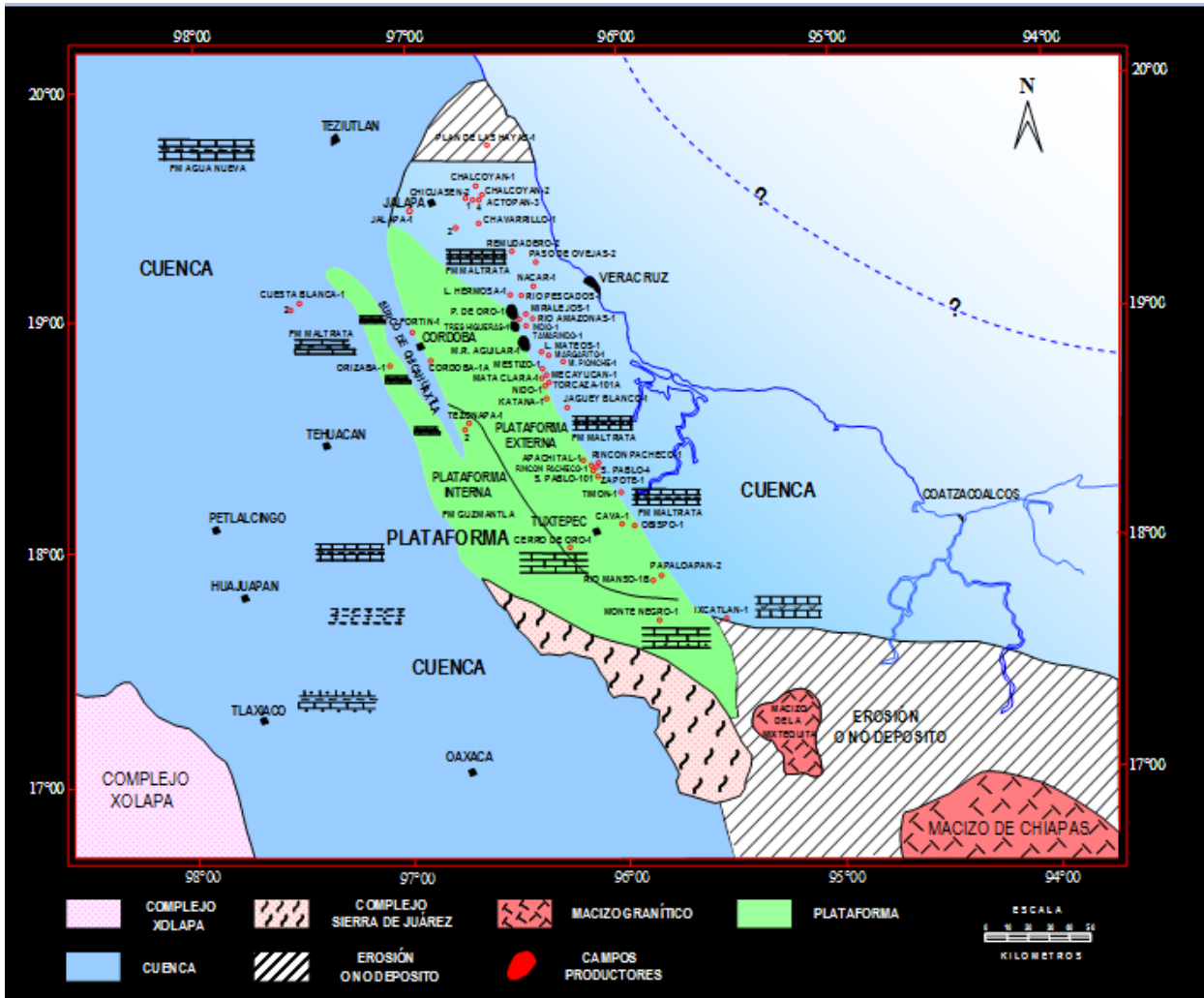


Fig. 4.5 Esquema que muestra la paleogeografía del Turoniano en la Cuenca de Veracruz.

Para el fin del Período Cretácico, durante el Campaniano y el Maestritchiano, aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez. En varias localidades a lo largo de la Sierra Madre Oriental se han reportado horizontes delgados de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986), que indican que la actividad volcánica en el occidente continuó hasta casi el fin del Cretácico.

Se identificó la secuencia carbonatada (Fig. 4.6) en las líneas sísmicas por los patrones sísmicos característicos de mayor continuidad, que corresponde, con configuraciones sísmicas paralelas, que se generan en ambientes de subsidencia y depósito uniforme. De igual forma presentan una conformidad (concordancia) tanto en la cima como en la base; se observan los reflectores deformados en la parte central debido a la intrusión salina. Se tiene que las características de los reflectores son de una continuidad buena y extensa, lo

cual nos permite deducir un ambiente de baja energía, como ocurre en una zona de profundidad considerable como lo es la cuenca.

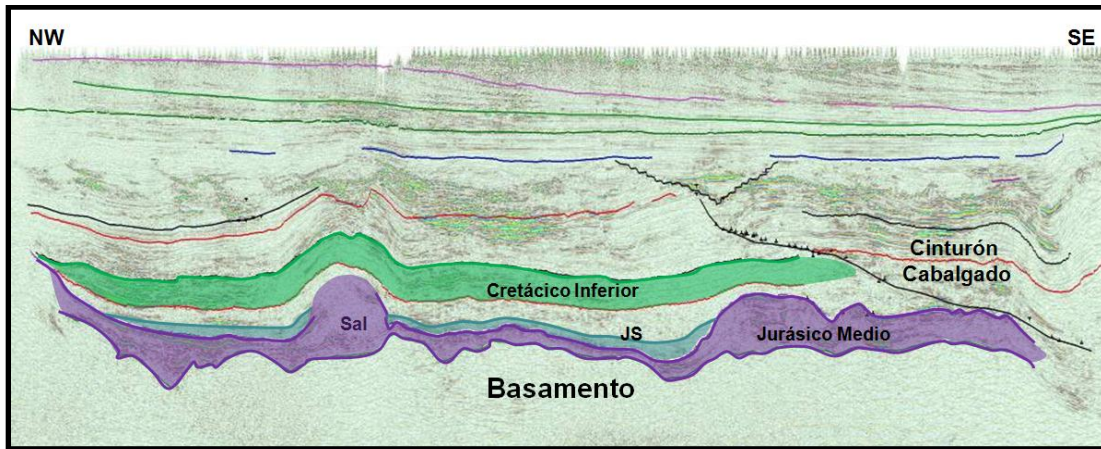


Fig. 4.6 Perfil sísmico que muestra las características de las reflexiones sísmicas para la secuencia carbonatada, la cual se encuentra marcada de color verde.

#### 4.4 SECUENCIA CLÁSTICA (PALEOCENO-RECIENTE).

Hacia el término del Cretácico, el aporte de sedimentos terrígenos del occidente del Golfo de México y del noroeste se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide. La Era Cenozoica se inicia prácticamente con el evento tectónico que dió origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica (Fig. 4.7) (Padilla y Sánchez, 1982).

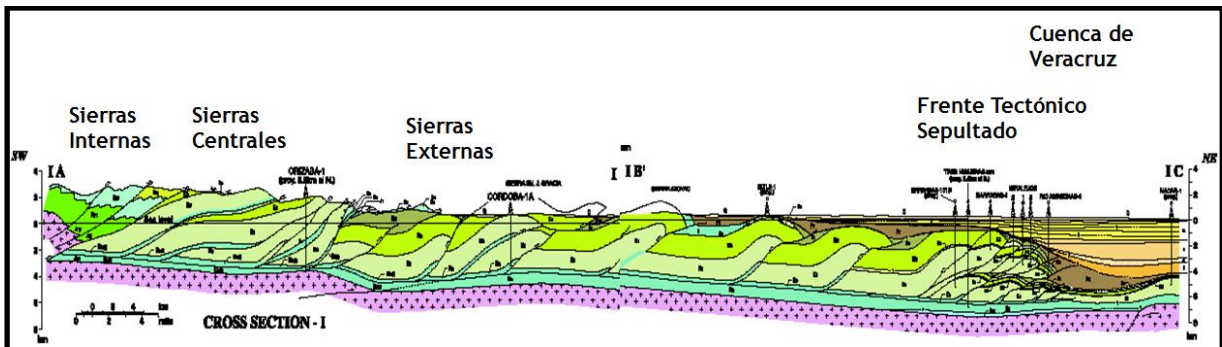


Fig. 4.7 Sección donde se muestra el plegamiento y fallamiento generado por la Orogenia Laramide.

El evento tectónico de La Orogenia Laramide fue el resultado de la convergencia de la dinámica de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica que estaba en subducción tuvo un ángulo muy bajo, causando así, una deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera y elevando



una porción considerable de la parte meridional de la Placa de Norteamérica, generando un importante relieve en el que se tienen numerosos pliegues y fallas inversas, los cuales en su porción más oriental conforman al frente tectónico sepultado que corresponde con el límite inferior de la secuencia clástica en la Cuenca Cenozoica de Veracruz (Fig. 4.7) (de Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 1986); situación que comenzó a originar un espesor importante de terrígenos procedentes de la sierra a partir del Paleoceno. Ésta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos después de la orogenia, los cuales empezaron a depositarse en la Cuenca Cenozoica de Veracruz, originando cambios importantes en el nivel del mar que dieron lugar a sistemas transgresivos y regresivos (Fig. 4.8).

Para el Eoceno se formaron una plataforma clástica estrecha en el occidente con fuerte talud y la cuenca turbidítica, con un importante depocentro que inició su relleno con sedimentos clásticos derivados del oeste (Jennette *et al.*, 2003). El límite oriental de esta cuenca estaba constituido por el Alto de Santa Ana (Viniegra, 1965).

Dentro de las litologías presentes en el Eoceno Medio y Superior, se encuentran que están constituidas por lutitas y cuerpos de litarenitas, así como conglomerados y areniscas con líticos de carbonatos en un sistema turbidítico, con derrumbes, canales y lóbulos, cuya granulometría está asociada al sistema de transporte. Las unidades de roca del Eoceno Medio se interpretaron como facies de relleno de canal, desbordes proximales y distales, que fueron depositadas en forma de lóbulos en abanicos al pie del talud. En general, las profundidades del sistema de depósito alcanzan de batial a nerítico externo en el Mioceno y batial en el Eoceno Medio. La litología presente en el Eoceno medio se clasifica como un depósito de bajo nivel, debido a que contiene rellenos de canal, así como también los desbordes proximales en el talud.

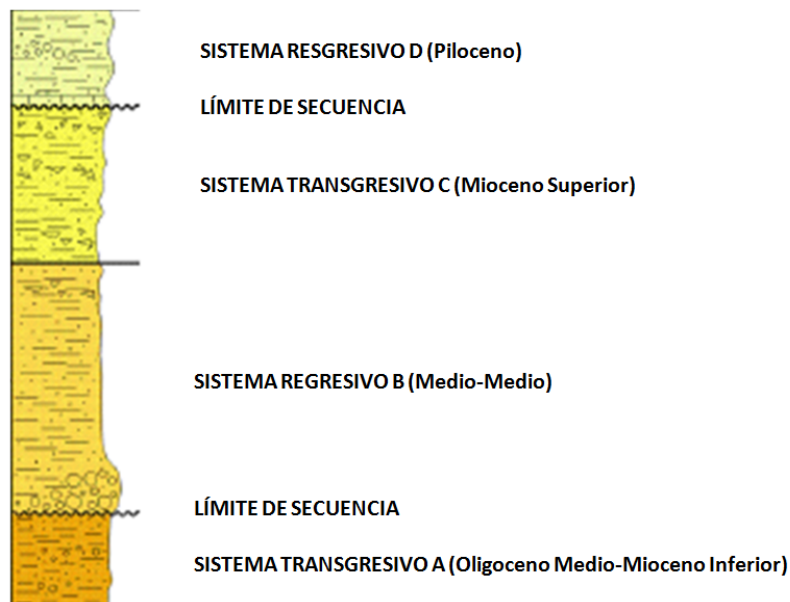


Fig. 4.8 Esquema que ilustra los sistemas depositacionales identificados en las secciones sísmicas durante el Cenozoico.

El depósito de los grandes espesores de terrígenos durante el Eoceno y el Mioceno fueron favorecidos por una fuerte subsidencia por flexión de la corteza, sin que hasta el momento se hayan identificado fallas regionales que limiten la cuenca (Prost y Aranda, 2001). En la Figura 4.9 se muestra de manera esquemática el modelo sedimentario (turbidítico), que representa de forma completa los ambientes en los cuales, se fueron originando este tipo de depósitos. Las turbiditas generalmente ocurren hacia abajo del declive que se encuentra en la desembocadura de los ríos y de los cañones submarinos, área donde pueden dislocarse y ponerse en movimiento grandes masas de sedimentos y deslizarse por derrumbe. Los flujos de turbidez repetidos tienden a formar cuerpos en forma de abanicos submarinos. Estos abanicos normalmente se extienden en dirección perpendicular a la orientación de la cuenca, pero las expresiones topográficas en el piso de la misma pueden alterar tanto la orientación como la forma. En cuencas más profundas, las turbiditas pueden cubrir muchos kilómetros cuadrados y ser depositadas a 50 kilómetros o más del margen de la cuenca.

Los depósitos de corrientes de turbidez están compuestos por sedimentos de grano relativamente grueso depositados por dichas corrientes en aguas profundas, aunque a medida que se aleja de la fuente el tamaño disminuye (índice de distalidad). Estos depósitos, caracterizados por la presencia de una fauna autóctona de poca profundidad, están interestratificados con limos y arcillas de aguas profundas (hemipelágicos y pelágicos), así como, por sedimentos retrabajados por las corrientes de fondo.

La frecuencia con que las corrientes de turbidez son generadas y emplazadas en determinado lugar geográfico de la cuenca, depende de la naturaleza del área donde se genera la corriente turbidítica, la proximidad entre el área de origen y el área de sedimentación, sismicidad y nivel relativo del mar. Las corrientes turbidíticas generadas por descargas de ríos durante los periodos de lluvia pueden sucederse 2 veces al año.

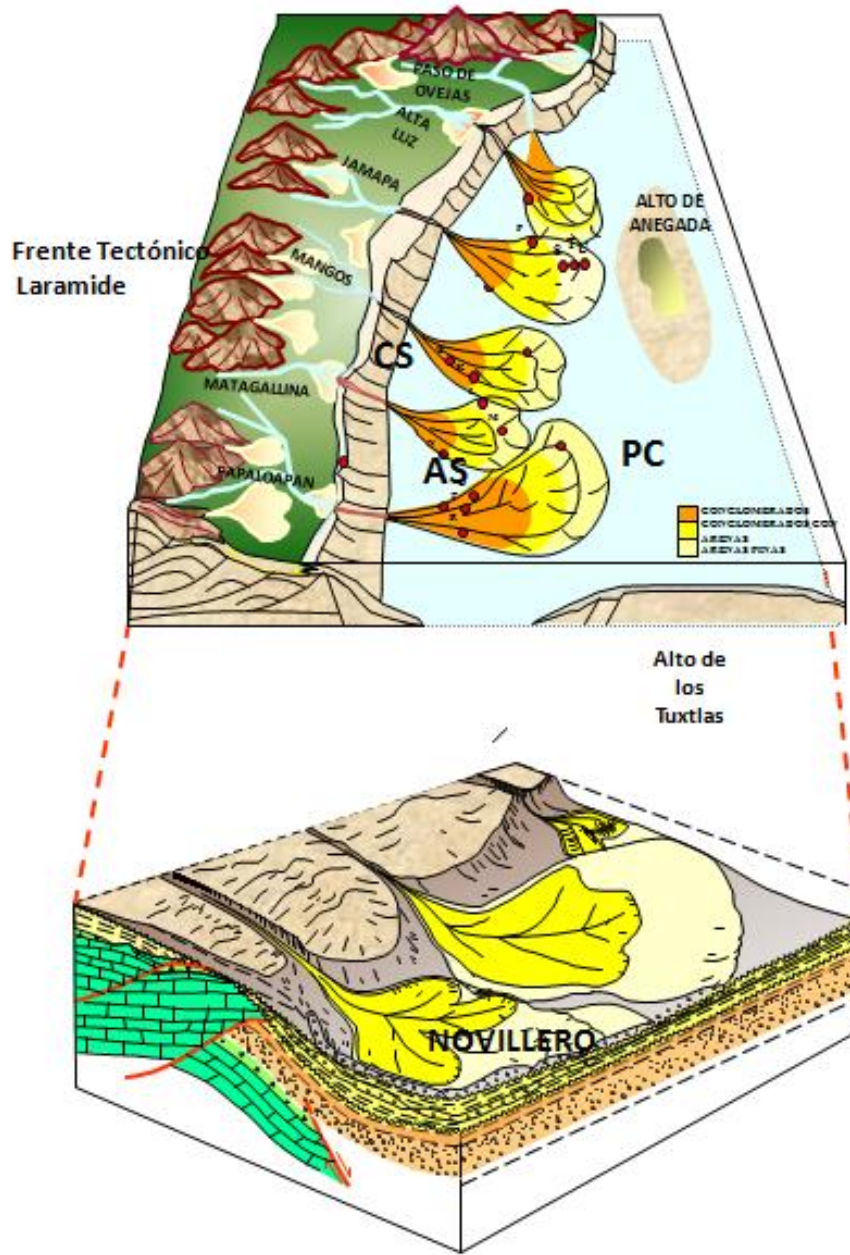


Fig. 4.9 Esquema que muestra el modelo del sistema de depósito para el Mioceno Inferior (23 Ma) de la Cuenca Cenozoica de Veracruz (CS; Cañones Submarinos, AS; Abanicos submarinos, PC; Piso de Cuenca).

En la sedimentación submarina originada por turbiditas, los flujos de sedimentos son transportados bajo la influencia de la gravedad, donde el movimiento de los mismos transporta flujos altamente concentrados de sedimentos, soportados por diferentes mecanismos incluyendo turbulencia y corrientes de turbidez. El modelo de Walker (1978), muestra la variedad de facies sedimentarias depositadas en las diferentes partes del abanico submarino. Los abanicos submarinos, al igual que los deltas, pueden ser

subdivididos y se encuentran siempre asociados a las cabeceras de un cañón o canal submarino, esparciendo las masas de sedimentos hacia la llanura abisal.

Los cañones submarinos son valles profundos abiertos en el talud [continental](#) de los océanos siguiendo el sentido de [la](#) pendiente. Se originan [por](#) la [erosión](#) producida por las masas de sedimentos que se desplazan, embebidos en [agua](#), a altas velocidades, hacia las zonas más profundas de las cuencas oceánicas. Estos cañones se continúan hasta las planicies oceánicas situadas entre los 4000 y 5000 m de profundidad.

El abanico submarino puede ser subdividido en; a) Abanico interno o superior; representa la porción más proximal y actúa como el vehículo alimentador del abanico. b) Abanico medio; representa la parte media del abanico y es muy rica en sedimentos arenosos (dependiendo de la fuente de aporte); numerosos lóbulos pueden formarse dependiendo de la bifurcación de distribución o de los canales entrelazados. c) Abanico externo; es la parte distal del abanico, la cual recibe los sedimentos más finos; es característica la intercalación monótona de arenas, limos y arcillas, de gran extensión lateral.

En cuanto a las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, la mayoría de las capas de todos estos ciclos poseen estructuras internas denominadas Bouma. Esta sucesión de estructuras está formada de base a tope por un intervalo "a" de gradación o masivo, un intervalo "b" de laminación paralela u ondulada y un intervalo "c" de laminación cruzada o convoluta. Luego el intervalo "d", o de laminación paralela superior y por último un intervalo de naturaleza pelítica designado con la letra "e". A una capa con esta sucesión completa de estructuras se le denomina Ta-b-c-d-e.

Dentro de los abanicos submarinos han sido propuestas tres asociaciones de facies. El Abanico superior se caracteriza por capas gruesas de grano grueso, facies arenisca-conglomerado frecuentemente lenticulares y facies de lutitas bioturbadas. El Abanico medio está caracterizado por sucesiones de engrosamiento hacia el tope, facies de grano medio y cantidades menores de hemipelagitas. El abanico inferior, por facies turbidíticas de grano fino-medio, lateralmente de muy buena continuidad e intercaladas con hemipelagitas. Por último las facies de planicie de cuenca se caracterizan por turbiditas de grano muy fino, además de ser muy delgadas, donde las lutitas pelágicas y hemipelágicas representan la mayor proporción dentro de las facies presentes. De igual forma, la presencia de derrumbes entre los abanicos submarinos caracterizó y dió forma a la sedimentación de la cuenca.

El aporte sedimentario, se debió principalmente a los ríos: Papaloapan, Matagallina, Mangos, Jamapa, Alta Luz y Paso de Ovejas, que dieron lugar al sistema turbidítico presente en la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Dentro de la estratigrafía presente en la cuenca, como se mencionó con anterioridad, se encuentran diferentes eventos, que han ido caracterizando a la misma. A continuación se describen las principales características estratigráficas de las secuencias que se encuentran en el subsuelo del área de estudio (Secciones sísmicas regionales Fig. 4.10a y 4.10b), en las que se observan: las diferentes terminaciones de los reflectores (de tipo truncamiento erosional, onlap costero,

truncamiento estructural y toplap) y las configuraciones sísmicas (caótica, en tejas y paralela, siendo esta última la principal y de gran presencia). Se hace énfasis en la Sección Regional Este-Oeste para el análisis sísmico, debido a que esta orientación es más adecuada, ya que, se encuentra en una alineación perpendicular a las estructuras presentes y al aporte sedimentario.

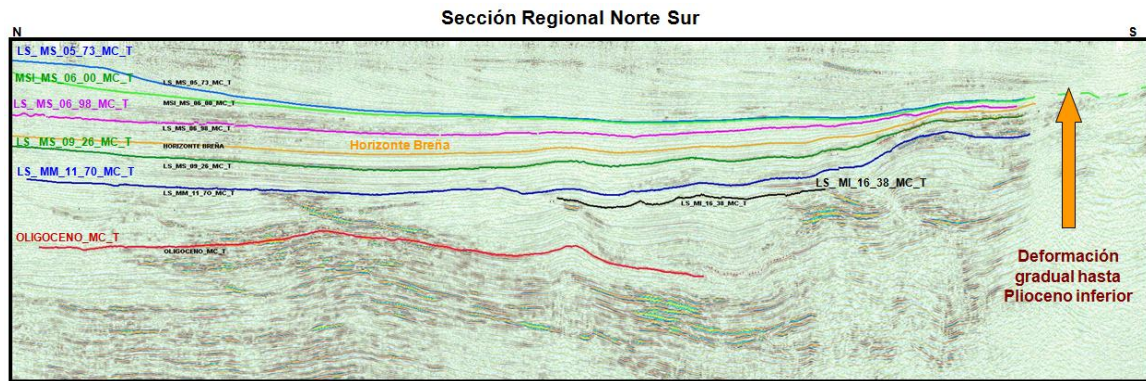


Fig. 4.10a Esquema que muestra sección sísmica regional con orientación Norte-Sur de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

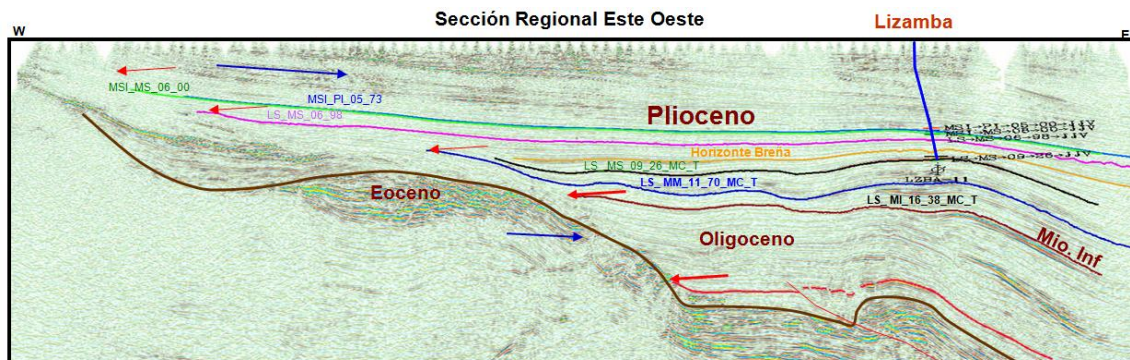


Fig. 4.10b Esquema que muestra una sección sísmica regional con orientación Este-Oeste de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

#### 4.4.1 CONFIGURACIONES SÍSMICAS PRESENTES EN LAS SECCIONES SÍSMICAS.

A continuación se tiene una descripción más detallada de las configuraciones sísmicas encontradas en la Cuenca Cenozoica de Veracruz, siendo la configuración sísmica paralela la más representativa para esta secuencia clástica (Fig. 4.11).

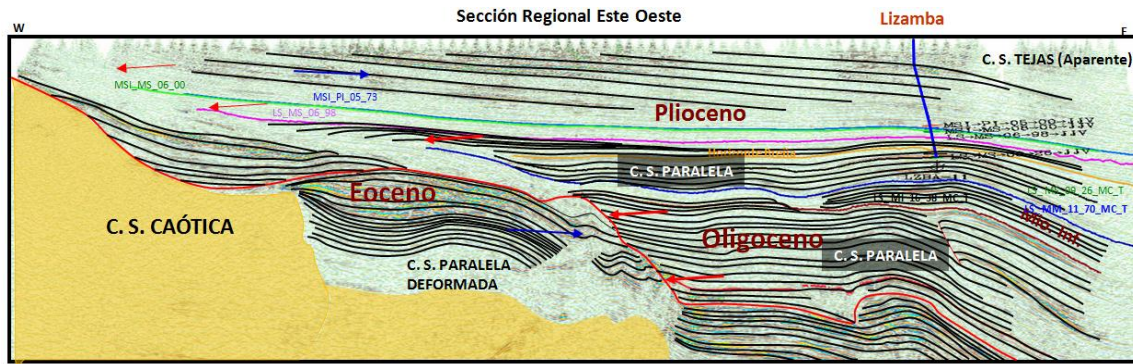


Fig. 4.11 Esquema que representa las configuraciones sísmicas presentes dentro de la Cuenca Cenozoica de Veracruz, las cuales se separan por zonas para un mejor análisis.

#### 4.4.1. A Eoceno.

Dentro de las configuraciones sísmicas encontradas en este intervalo de tiempo, se tienen en la porción oriental de la cuenca, así como también en la parte central una configuración sísmica paralela deformada suavemente, debido a los esfuerzos tectónicos generados por la Orogenia Laramide en su fase final (Fig. 4.12). Las características sísmicas de este tipo ocurren cuando el intervalo está conformado por una superficie estable, que presenta una subsidencia uniforme, además de presentar un área considerablemente extensa. Las facies presentes para esta unidad se caracterizan por ser de un ambiente de baja energía, debido a la gran extensión que se tiene; se encuentran litologías de grano fino, como lo son las lutitas de la Formación Guayabal (Suárez, 1950). En la porción occidental se localiza una configuración sísmica caótica, que es apreciable gracias a que las unidades se encuentran fuertemente fracturadas por una deformación posterior al depósito, además de presentar litologías de grano más grueso, que corresponden con las diferentes facies de la Formación Tantoyuca del Eoceno Superior; facies conglomerática (derrumbes), facies areno-arcillosa de la parte media del abanico y en menor proporción las facies arcillosas más distales (Suárez, 1950).

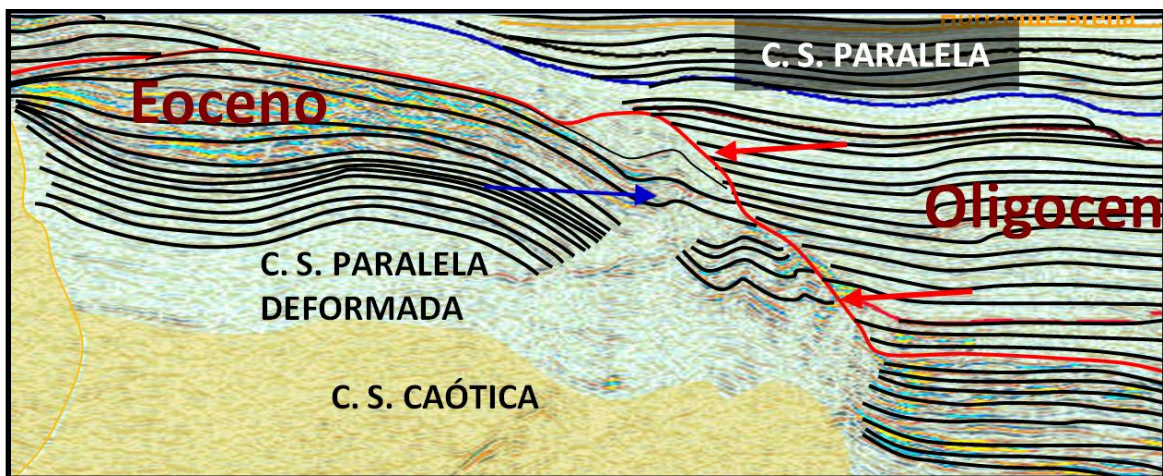


Fig. 4.12 Esquema que representa las configuraciones sísmicas presentes en el Eoceno dentro de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

#### 4.4.1. B Oligoceno.

Para este intervalo se tiene la presencia de la configuración sísmica paralela en la porción oriental y de menor magnitud en el centro de la cuenca (Fig. 4.13); en este caso, se trata de un ambiente más somero, originado por un descenso en el nivel del mar, siendo desde litoral, cercano a la costa, con alta energía, a plataforma con aporte de material detrítico de granulometría variada como lo son las facies de la Formación Horcones, siendo lutitas en la base y cambiando tanto, lateral como verticalmente, a areniscas (Suárez, 1950). De igual forma se aprecia hacia el este un límite de secuencia, el cual es originado por un truncamiento.

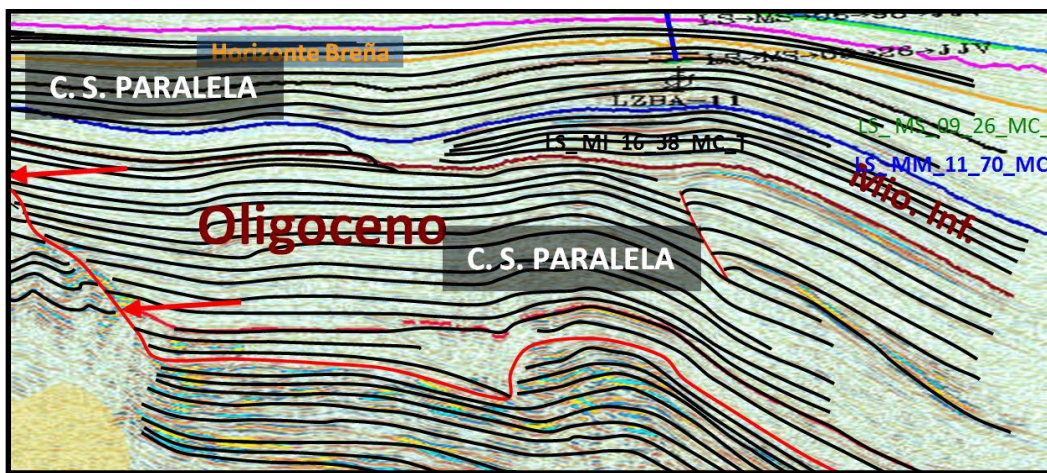


Fig. 4.13 Sección que muestra las configuraciones sísmicas localizadas en Oligoceno dentro de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

#### 4.4.1. C Mioceno.

La secuencia estratigráfica que corresponde al Mioceno Inferior (23.3 – 16.38 Ma) en la parte central de la Cuenca, presenta una configuración sísmica paralela (Fig. 4.14), la cual es característica de zonas de baja energía y de gran extensión; de manera ascendente, van cambiando el área ocupada por estas unidades, abarcando gran parte hacia el occidente; donde se conserva su patrón sísmico en toda el área que ocupa hasta lo que se conoce como el Horizonte Breña del Mioceno Superior. Este tipo de configuración se puede deber a que el depósito de estas unidades tuvo lugar en un ambiente de plataforma clástica estrecha al occidente, talud y cuenca al oriente, donde se tiene una importante secuencia turbidítica, de esta forma es correlacionable con secuencias de areniscas de grano fino a medio y lutitas arenosas mal consolidadas de la Formación Encanto, descrita por Viniegra (1965).

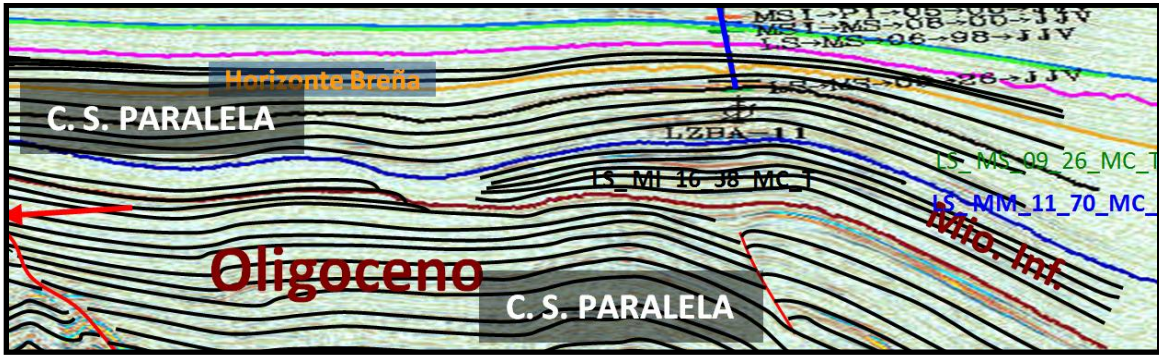


Fig. 4.14 Sección esquemática que muestra el tipo de configuración sísmica presente en el Mioceno de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

#### 4.4.1. D Plioceno.

Para este intervalo de tiempo se cuenta con un tipo de configuración sísmica de tipo sigmoide (Fig. 4.15), característica de zonas donde se tiene una baja en la tasa del aporte sedimentario, dando origen a una progradación en la geometría del relleno terrígeno de la cuenca; aunado a que se tiene un descenso en el nivel relativo del mar; lo cual favoreció la génesis de este tipo de configuración. De esta forma se cuenta con un sistema de depósito de nivel bajo. La facies a la que pertenece este tipo de geometría es a un ambiente de depósito de baja energía; asociado a una subsidencia lenta, paulatina y continua. Las litologías que se relacionan a este tipo de ambientes son areniscas (Formación Paraje Solo) y lutitas arenosas como las de la Formación Concepción Superior, como los que describe Ríos Macbeth (1952).

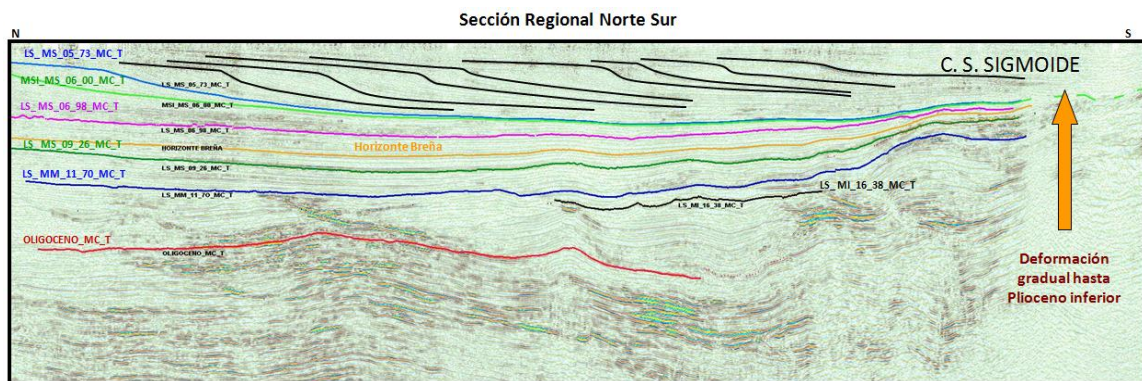


Fig. 4.15 Sección sísmica que representa las configuraciones sísmicas presentes en el Plioceno dentro de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.

#### 4.4.2 Terminaciones de los reflectores presentes en las secciones sísmicas.



#### 4.4.2.1 Eoceno.

##### 4.4.2.1 A Terminación tipo Truncamiento erosional.

La terminación de reflectores de tipo Truncamiento erosional dentro del área de estudio indica un descenso relativo en el nivel del mar, debido a que se trata de una amplia superficie discordante, donde el límite de los reflectores corresponde con una discordancia que representa un límite de secuencia, que se asocia a un cambio en el nivel del mar entre el Eoceno y el Oligoceno (Fig. 4.16).

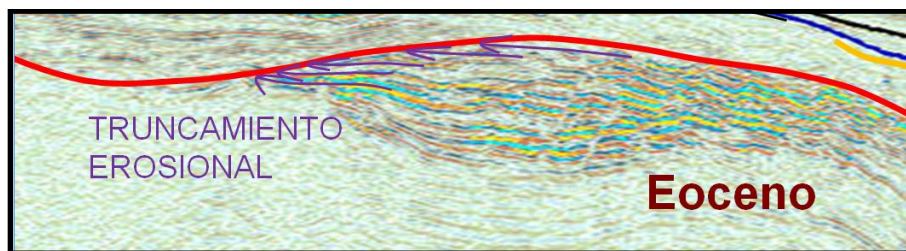


Fig. 4.16 Sección donde se tienen las terminaciones de los reflectores tipo Truncamiento erosional que se encuentran en el límite Eoceno-Oligoceno.

#### 4.4.2.2 Oligoceno.

##### 4.4.2.2 A Terminación tipo Onlap costero.

Las zonas en las que se encuentra un onlap costero van a determinar los lugares de la sección sísmica, en donde se tiene la presencia de una transgresión, donde los patrones de terminación de los estratos que van retrogradando desde el interior de la cuenca hacia el continente. Son terminaciones de los reflectores que representan estadios del nivel del mar, donde se presenta una elevación del mismo. Para la secuencia transgresiva presente en la cuenca durante el Oligoceno se tiene una configuración de transgresión con retrogradación (Fig. 4.17); este tipo de configuración de la secuencia y del nivel del mar, se forma cuando la tasa de subsidencia supera a la de la sedimentación y los aportes se mantienen semejantes o van disminuyendo. La línea de costa se desplaza hacia el continente (transgresión) y las unidades litoestratigráficas se expanden hacia el exterior de la cuenca (retrogradación).

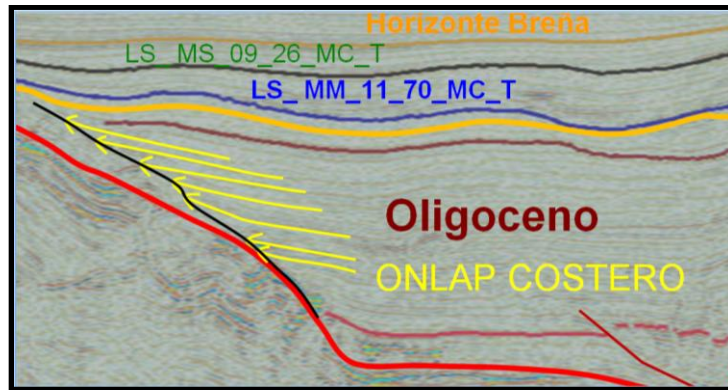


Fig. 4.17 Sección donde se indican de las terminaciones de los reflectores tipo Onlap Costero presentes en el Oligoceno.

#### 4.4.2.2 B Terminación tipo Truncamiento estructural.

La presencia de terminaciones de reflectores de tipo truncamiento estructural se tienen presentes en el área de estudio en el límite Eoceno-Oligoceno (Fig. 4.18); este tipo de terminación se tienen debido al contacto con fallas inversas, las cuales van a formar parte del sistema petrolero como el elemento para generar la trampa que originará un yacimiento de hidrocarburos. El origen de las fallas se debe a esfuerzos compresivos generados por episodios de actividad tectónica que se mantuvo durante el Plioceno en una fase de transpresión (fallas laterales), descrito por Salvador (1991).

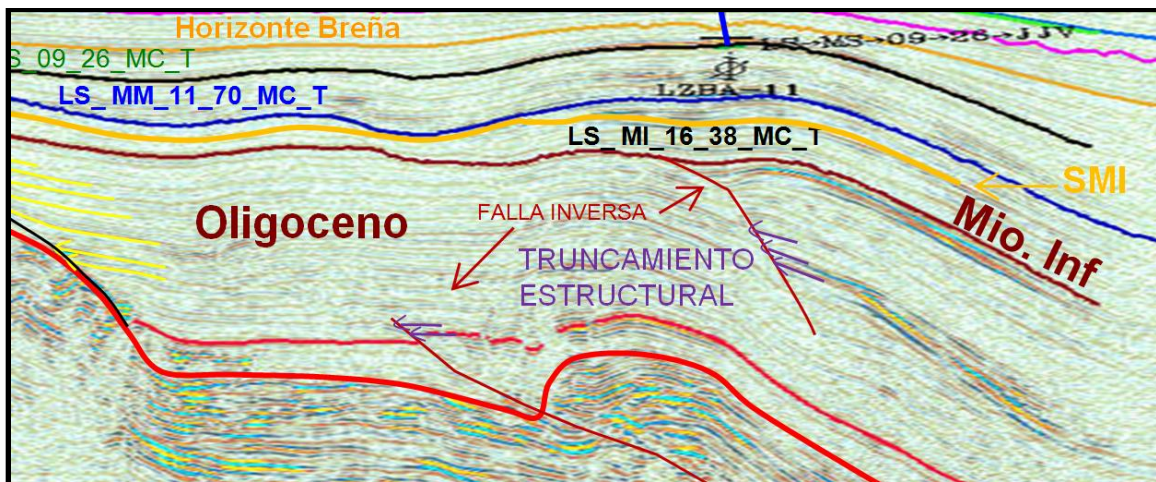


Fig. 4.18 Sección sísmica donde se indican las terminaciones de los reflectores tipo Truncamiento estructural presentes en el Oligoceno.

#### 4.4.2.3 Mioceno.

##### 4.4.2.3 A Terminación tipo Onlap costero.

En este intervalo de tiempo se identifica la presencia de un Onlap costero, debido a que para el Mioceno, se tenía un incremento relativo en el nivel del mar generando así que la geometría de la cuenca retrogradara hacia el continente, además de que se identifica una transgresión (Fig. 4.19) misma que se fundamenta por la presencia de las facies de sedimentos finos que se superponen a sedimentos más gruesos, todo esto en conjunto representa un sistema de tipo transgresivo.

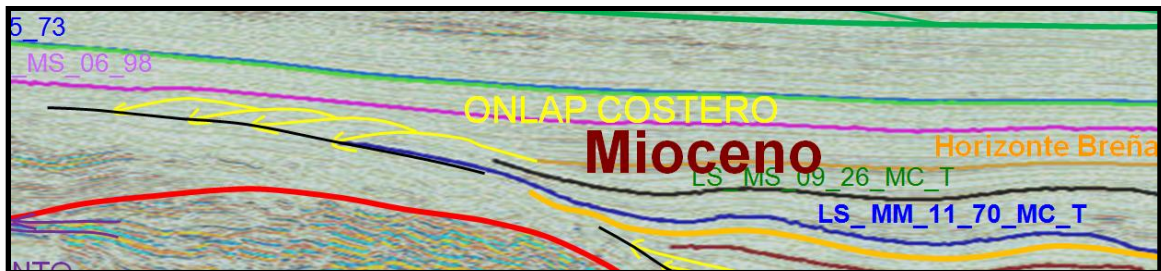


Fig. 4.19 Representación esquemática de las terminaciones de los reflectores tipo Onlap Costero presentes en el Mioceno.

#### 4.4.2.4 Plioceno.

##### 4.4.2.4 A Terminación tipo Truncamiento erosional.

La identificación de terminación de reflectores de tipo Truncamiento erosional dentro del área de estudio indica un descenso relativo en el nivel del mar, debido a que se encuentran en la zona donde los ríos fueron erosionando en el momento en que el nivel bajaba; este tipo de reflexión es propio de los sistemas regresivos que en el caso de la Figura 4.20 se encuentra limitado a un sistema de canales fluviales.

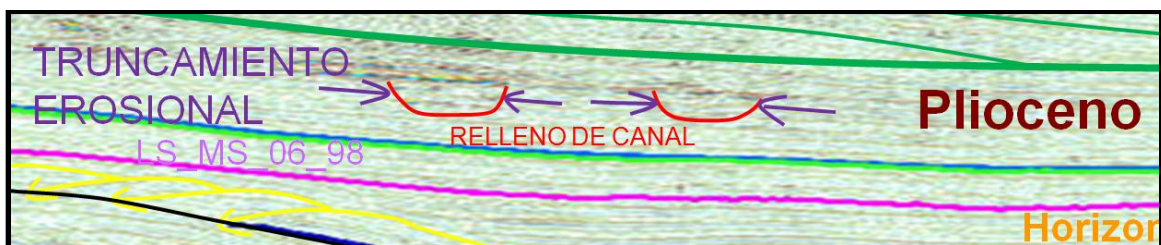


Fig. 4.20 Sección en la que se muestran las características de las terminaciones de los reflectores tipo Truncamiento erosional presentes en el Plioceno.

#### 4.4.2.4 B Terminación tipo Toplap.

La identificación de la terminación de reflectores de tipo Toplap dentro de la cuenca, indican una caída relativa del nivel del mar, lo cual interpretado conforme a la estratigrafía de secuencias, determina la presencia de sistemas de nivel bajo o sistemas regresivos; en los cuales, se tiene una progradación debido al aumento relativo de aporte sedimentario; de igual forma, puede corresponder con una sedimentación rápida que forma superficies con cierta inclinación. Para el caso presente en la sección sísmica regional Norte-Sur de la figura 4.21, se tiene una terminación de los reflectores sísmicos de tipo Toplap para el Plioceno en el intervalo de tiempo 5.73 Ma – Reciente, lo cual indica un aporte sedimentario bajo.



Fig. 4.21 Sección sísmica Norte Sur, donde se identifican las terminaciones de los reflectores tipo Toplap presentes en el Plioceno-Reciente.

#### 4.4.3 Análisis de sistemas de depósito en base a los patrones sísmicos.

La Cuenca Cenozoica de Veracruz ha sido parte a lo largo de su historia de diversos eventos geológicos; como son tectónicos, eustáticos y sedimentarios, mismos que generan ciertos aspectos y características propias de la cuenca; que en conjunto, han generado importantes y variados sistemas de depósito, como lo son los sistemas de depósito transgresivos y regresivos (Fig. 4.22) que serán analizados a continuación; estos aspectos se pueden definir de distintas formas, por medio de registros geofísicos de pozos, de exploración geológica de campo, de estratigrafía de secuencias.

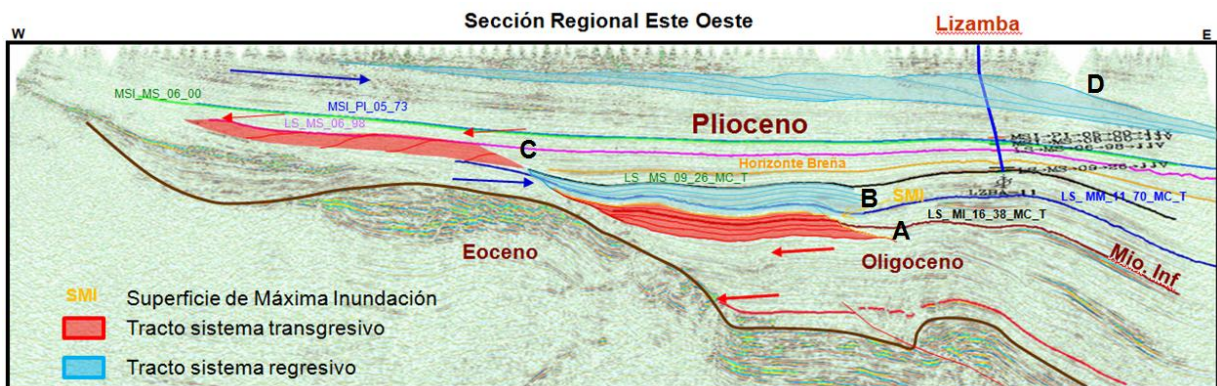


Fig. 4.22 Sección sísmica en la que se muestran los diferentes sistemas de depósito identificados en la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Sistemas de depósito Transgresivo (A y C), sistemas de depósito Regresivo (B y D).

A continuación se hará una descripción de los sistemas de depósito más representativos localizados en el área de estudio; así mismo, se hará uso del modelo sedimentario de la

Fig. 4.9 el cual será necesario para ir representando las condiciones de la cuenca para cada sistema depositacional.

#### 4.4.3.1 Sistema de depósito Transgresivo A.

Por la presencia de las terminaciones de tipo Onlap Costero retrogradantes en el Oligoceno (véase Fig. 4.17); a la geometría de plataforma somera, así como también a los patrones de amplitud y frecuencia, además de las litologías de grano medio (areniscas y limos) en el Oligoceno Medio y Superior y una pequeña porción del Mioceno Inferior, además de contar con la Superficie de Máxima Inundación y de superficies tipo Topset (Fig. 4.23); se puede interpretar un Sistema de depósito Transgresivo para el intervalo antes mencionado. Quedando así una geometría retrogradante de la cuenca, ya que, comienza un crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca; para este sistema se tiene una subsidencia gradual rápida, la cual es mayor que la tasa de aporte sedimentario y resulta en un mayor espacio de acomodamiento. Así que, para el centro y hacia el este de la sección sísmica tenemos características de mayor profundidad como lo son los abanicos de piso de pie de talud abastecidos por cañones y flujos de escombros (véase zona PC en Fig. 4.9); todo esto perteneciente a una secuencia turbidítica.

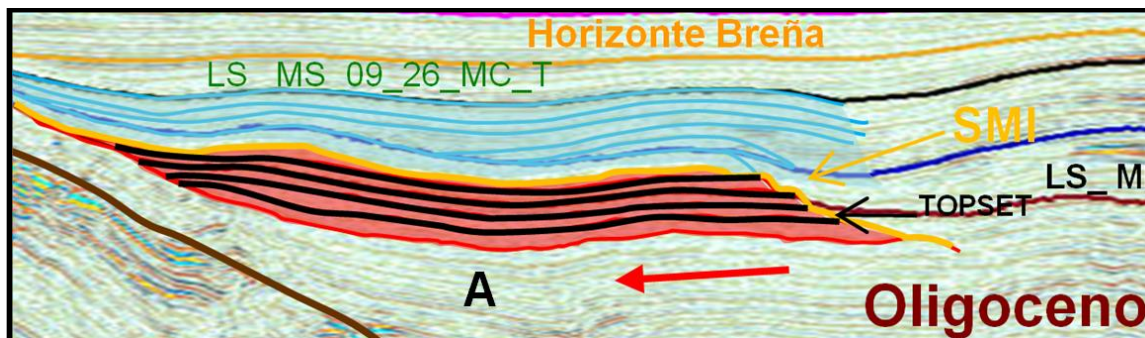


Fig. 4.23 Sección sísmica en la que se muestra la representación del sistema transgresivo del Oligoceno, además de ilustrar la geometría retrogradante y las superficies de tipo topset y de Máxima Inundación.

#### 4.4.3.2 Sistema de depósito Regresivo B.

Este sistema de depósito fue identificado debido a que presenta una geometría progradante desde la porción Oeste de la cuenca hacia el oriente de la misma (Fig. 4.24), esto ocurrió por un descenso en el nivel relativo del mar; previo a todo ésto, los ríos tenían un perfil más o menos constante, con una más alta porción erosional y una porción más baja depositacional (llanura aluvial y llanura costera): de esta forma el río cortó el

topset previamente depositado, la llanura aluvial, la llanura costera y/o los depósitos de plataforma de la secuencia previa, dando como resultado un sistema de depósito de nivel bajo; además de que se cuenta con una superficie de gran extensión. Hacia el oriente de la plataforma, se tiene el talud y aguas profundas donde el depósito de terrígenos se debe a la presencia de abanicos submarinos en una secuencia turbidítica, que también presenta flujos de escombros en las zonas de mayor pendiente, independiente de los cañones submarinos, en cuya parte final se tienen a los abanicos submarinos (Fig. 4.25).

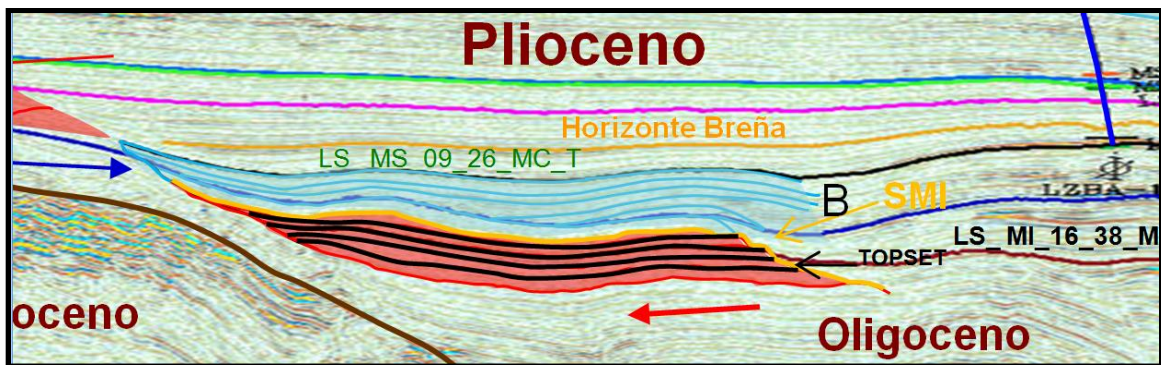


Fig. 4.24 Sección sísmica en la que se interpreta un sistema de depósito regresivo del Mioceno Inferior–Mioceno Medio.

El límite entre el sistema de depósito transgresivo A y el sistema de depósito regresivo B, se tiene donde se cuenta con la Superficie de Máxima Inundación. Es de esta forma como se puede determinar que los sistemas depositacionales activos fueron los que originaron este tipo de configuración, son sistemas dominados por el desvío del talud y la depositación de abanicos submarinos en la cuenca. De esta forma se interpreta que la progradación de la cuenca generará el cambio de posición de las zonas CS y AS (Fig. 4.9) hacia el este de la cuenca.

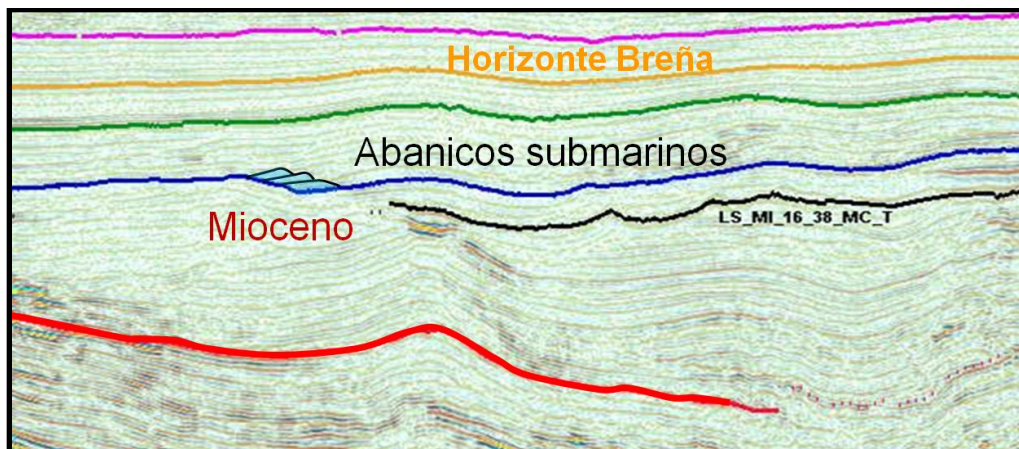


Fig. 4.25 Sección sísmica en la que se tiene la presencia de abanicos submarinos en la porción central de la Cuenca Cenozoica de Veracruz para el Mioceno.

#### 4.4.3.3 Sistema de depósito Transgresivo C.

Para el Mioceno Superior se interpreta la existencia de un sistema de depósito Transgresivo (Fig. 4.26), el cual fue descrito y analizado con base en los patrones sísmicos que se presentan como son: configuraciones sísmicas paralelas, terminación tipo Onlap Costero de los reflectores sísmicos en la parte occidental, además de presentar una geometría retrogradante en los paquetes estratigráficos, dando así, un aumento en la magnitud de los paquetes de roca hacia el exterior de la cuenca; todo esto fue producido durante un ascenso en el ciclo del nivel relativo del mar, además, cuando las condiciones de la cuenca propiciaron que el volumen de acomodamiento en el topset, se incrementara más rápido que la tasa de suministro de sedimento. Se puede interpretar que se trata de un sistema de tipo transgresivo gracias a la presencia de topsets y clinofórmulas asociadas. Los sistemas depositacionales activos que influyeron en la creación de este sistema, son sistemas tipo topset, aluvial, lagunar, de planicie costera y de plataforma en la parte occidental mientras que al oriente de la plataforma, existe la presencia de los abanicos de piso de cuenca y del piso de cuenca hacia el centro y el este de la sección sísmica, respectivamente, contando así con la presencia de las zonas AS y PC (Fig. 4.9) hacia el este, con diferentes facies, lóbulos, canales y secuencias clásticas tabulares en el centro de la cuenca.

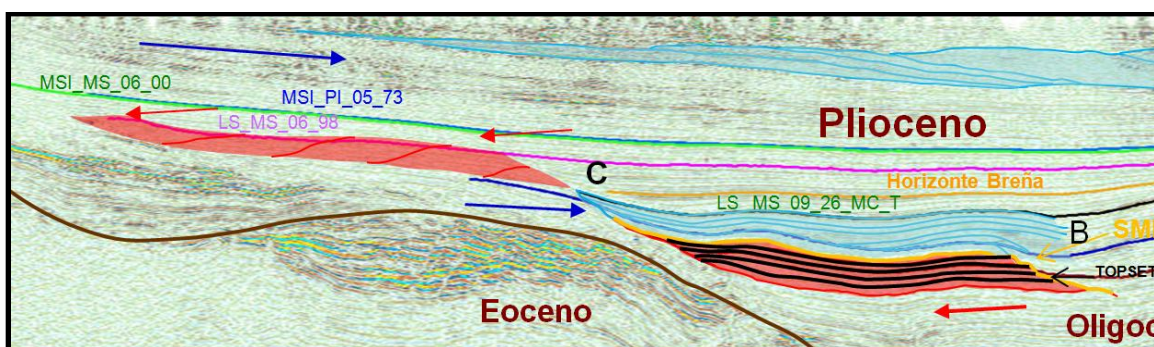


Fig. 4.26. Sección sísmica que muestra la representación del sistema transgresivo del Mioceno Superior, además de ilustrar la geometría retrogradante y las superficies de tipo topset.

#### 4.4.3.4 Sistema de depósito Regresivo D.

Dentro del Plioceno se encuentra un sistema de depósito de tipo regresivo (Fig. 4.27), el cual fue identificado gracias a las características sísmicas, como son, las configuraciones de tipo sigmoide que progradan desde el occidente de la cuenca hacia el este de la misma, lo cual nos indica que el talud fue variando de posición, y los patrones de reflexión con forma de tejas; condición que determina que este tipo de depósitos se dio en aguas más someras, con una subsidencia lenta pero continua. Este sistema de depósito contiene depósitos de rellenos de canal, los cuales fueron producidos por la erosión continua de los ríos cortantes, mismos que tuvieron presencia debido a una caída relativa en el nivel del

mar en la cuenca. Este sistema de depósito de nivel bajo consiste, por lo tanto, de dos partes; una unidad de abanicos submarinos, generados por la acción de los ríos activados durante la caída del nivel relativo del mar, y un sistema topset/clinoform progradacional. De esta forma se cuenta con la presencia de la zona CS y AS (Fig. 4.9) hacia el centro y este de la cuenca, respectivamente, generando una progradación de la cuenca y relleno (colmatación) total de la misma.

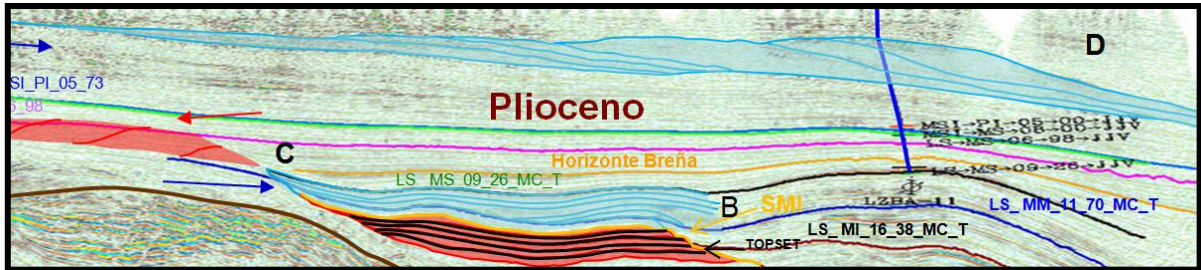


Fig. 4.27. Sección sísmica en la que se interpreta un sistema de depósito regresivo del Plioceno.

La Cuenca Cenozoica de Veracruz es una cuenca que se desarrolló como resultado de la carga de la litosfera que se encuentra por debajo de los cinturones plegados de la Sierra de Zongolica y del frente tectónico sepultado, por lo que se fue creando una gran depresión en dirección oriente a los plegamientos de la Sierra de Zongolica. Se puede determinar que la Cuenca Cenozoica de Veracruz es de tipo compresivo, ya que presenta una geometría en forma acuñada, característica de este tipo de cuencas, la cual se engrosa hacia el frente del plegamiento (sector cratónico). Fueron las variaciones en la contribución de detritos y los cambios en la subsidencia los que produjeron los estadios de colmatación y falta de sedimentos en la evolución del frente tectónico. Debido a todo esto, el diseño de superposición es variable, ya que se puede pasar desde la presencia de sedimentos marinos profundos a continentales o desde sedimentos proximales a distales en la cuenca. El transporte de los sedimentos desde el continente por los ríos hacia la cuenca, produjo marcados cambios laterales de facies; por ejemplo, desde depósitos de abanicos aluviales a lacustres o desde continentales a marinos someros y profundos, predominando en este caso las turbiditas. De igual forma la influencia de los cambios eustáticos formó parte importante en la evolución de la cuenca.