



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**“ESTUDIO PALEOSEDIMENTARIO, ESTRATIGRÁFICO Y ESTRUCTURAL  
DE LA CUENCA DE CHICONTEPEC, CENTRO ORIENTE DE MÉXICO.”**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:**

**JUAN MANUEL DE ANDA ROMERO**

**TUTOR:**

**DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO**  
**INSTITUTO DE INGENIERÍA**

Ciudad de México marzo de 2017



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.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

“ESTUDIO PALEOSEDIMENTARIO,  
ESTRATIGRÁFICO Y ESTRUCTURAL DE LA  
CUENCA DE CHICONTEPEC, CENTRO ORIENTE  
DE MÉXICO.”

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA

**JUAN MANUEL DE ANDA ROMERO**

DIRECTOR: DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO  
CIUDAD UNIVERSITARIA

2017

**UNAM**  
**POSGRADO**  
Ciencias de la Tierra

## ***Dedicatoria***

A mis padres y hermanos, que les debo todo.

## ***Agradecimientos***

Agradezco al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para mi mantenimiento mientras realizaba este proyecto; así como a la UNAM por brindarme siempre todas las oportunidades.

Agradezco de todo corazón por su confianza, consejo y apoyo al Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, que gracias a su guía y experiencia me mantuvo tranquilo a dar cada paso adelante.

A mi comité tutor que me guio y oriento para la elaboración de este trabajo.

A Gaby quien siempre me apoyó y levantó en los momentos indicados.

A todos mis compañeros con los que compartí prácticas, seminarios, pláticas y risas.

A mis amigos.

Resumen.....	ii
Abstract.....	iii
1. Introducción .....	1
1.1. Objetivos.....	2
1.2. Alcances.....	2
1.3. Justificación .....	3
1.4. Metodología de Trabajo .....	3
1.5. Generalidades.....	4
1.5.1. Localización .....	4
1.5.2. Fisiografía.....	4
1.6. Trabajos Previos. ....	6
1.7. Marco teórico .....	8
2. Marco Geológico Regional .....	9
2.1. Estratigrafía. ....	9
2.1.1. Evolución Geológica.....	10
2.1.2. Megasecuencias Cronoestratigráficas. ....	17
3. Modelo Geológico Regional .....	20
3.1. Geología Estructural. ....	20
3.1.1. Sector Norte.....	20
3.1.2. Sector Centro. ....	26
3.1.3. Sector Sur.....	30
3.2. Facies de Secuencias Turbidíticas.....	34
3.2.1 Distribución de Facies. ....	35
3.3. Sedimentología.....	41
3.3.1. Megasecuencias.....	42
3.4. Modelo Sedimentario.....	48
3.5. Aspecto regional de la Cuenca. ....	50
4. Marco Geológico Local.....	55
4.1. Análisis de respuesta sísmica y de registro de pozos. ....	55
4.1.1 Sector Norte.....	55
4.1.2. Sector Centro. ....	58
4.1.3. Sector Sur.....	62
5. Conclusiones. ....	64
6. Recomendaciones. ....	66
Bibliografía .....	67

## RESUMEN

La Cuenca de Chicontepec contiene una columna estratigráfica con grandes espesores constituidos por terrígenos de composición siliciclástica y de carbonatos, que son el resultado de la carga efectuada por la Sierra Madre Oriental aplicada sobre el basamento Cretácico pasivo no plegado debido a los esfuerzos tectónicos hacia el noreste de la Orogenia Laramide contra la Isla de Tuxpan al este. La cuenca de antepaís consiste estratigráficamente de sistemas turbidíticos complejos de baja densidad que forman facies de lóbulos de abanico externo compuestos básicamente por lentes arenosas dispersos y discontinuos, que en conjunto muestran sistemas de fallas verticales de tipo transpresivos dextrales NW-SE que causan una dispersión mayor a los lentes arenosos.

En la columna sedimentaria se puede distinguir en tres grandes etapas de sedimentación, que se nombraron como Megasecuencias, las cuales se caracterizan por ser principalmente arcillo-arenosas, y se pueden diferenciar desde una discordancia basal, que separa los sedimentos mesozoicos de los cenozoicos, al igual es claro notar tres discordancias que nos ayudarían a nombrar las tres Megasecuencias en toda la cuenca. Los mecanismos de transporte ocurridos en esta cuenca son principalmente derrumbes y flujos de escombros, de forma canalizada y por corrientes turbidíticas, que al depositarse formaron abanicos longitudinales con litofacies calcáreas compactas y altamente cementadas, micro-fracturadas y micro-cavernosas por disolución.

Las Megasecuencias representan el resultado de los diferentes procesos tectono-sedimentarios durante su depósito, iniciando con la parte inferior que define un proceso pasivo y nivelador, con facies distales o externas; la segunda Megasecuencia representa un proceso activo donde se encuentra el mayor aporte sedimentario en facies medias, compuesta principalmente de material areno-arcilloso; y la tercera Megasecuencia que representa el colapsamiento con facies arcillo-arenosas, internas o proximales, con mayor aporte por deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros de características arcillosas en su mayoría.

En las secciones generadas para esta información se puede identificar deformaciones que afectan a la columna mesozoica y cenozoica, que corresponden a un sistema de fallas laterales transpresivas de componente dextral, en general tienen un rumbo promedio de NW 45° SE con 90° de echado, que en superficie se conjunta con fallas inversas de segundo orden para así formar estructuras de flor positiva. Y estas tienen un par conjugado de dirección NE 25° SW que al cruzarse forman zonas de amplia deformación y micro-fracturamiento vertical. Teniendo un esfuerzo principal en NW 5° SE en sentido horizontal.

## **ABSTRACT**

The Chicontepec Basin contains a stratigraphic column with large thicknesses constituted by terrigenous clastic composition and carbonates that are the result of the charge made by the Sierra Madre Oriental applied to the Cretaceous basement passive unfolded due to tectonic forces to the northeast of the Laramide Orogeny, against the Island of Tuxpan at east. This foreland basin is stratigraphically made of a complex low density turbidite systems forming external fan facies compound of lobes basically scattered and discontinuous with sand lenses that together show systems of transpressive vertical dextral faults NW-SE, which causes even more dispersion of the sandy lenses.

The sedimentary column can be distinguished in three major stages, which were named as megasequences, who are characterized as being primarily clay-sandy, and can be differentiated from a basal unconformity separating the Mesozoic sediments from the Cenozoic, it is possible to notice three discontinuities which would help us to appoint the three megasequences throughout the basin. The Transport mechanisms occurring in this basin are mainly landslides and debris flows, which are channeled and in form of slumps, which, laying formed longitudinal fans, with compact and highly cementated, micro-fractured sandy lenses and micro-vugs caused by dissolution.

The megasequences represent the result of the different tectono-sedimentary processes during deposition, starting with the bottom portion defining a liability and leveler, with distal facies or outer-fan; the second megasequence represents an active process where the greater sediment supply in mid-fan facies, composed mainly of sand-clayey material; and the third megasequence representing collapsing with sandy clay, internal or proximal facies with greater contribution by landslides, slumps and debris flows mostly made of clay.

In the generated sections for it can be identified strains that affect the Mesozoic column and Cenozoic, corresponding to a system of lateral faults transpressional hatchet component generally have an average direction of NW 45° SE with 90° pitched, that surface is combined with reverse faults of second order to form positive flower structures. And these are a pair conjugate NE 25° SW that form cross wide deformation zones and micro-fracturing vertically. Taking a major effort in NW 5° SE horizontally.

## 1. INTRODUCCIÓN

Este trabajo surge de la necesidad de desarrollar nuevos estudios que permitan una mejor comprensión a la problemática que la Cuenca de Chicontepec esconde en su subsuelo, a pesar de ser una de las cuencas más exploradas de México, también es una de las cuencas de las que no se tiene un modelo geológico que sea del todo satisfactorio; esto ha llevado a la utilización de técnicas de alta complejidad y de alto costo. Por lo mismo, el proyecto se basó en la información generada de un estudio en conjunto entre la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) y la Facultad de Ingeniería, UNAM, a finales del año 2012.

La Cuenca de Chicontepec ha demostrado ser un gran reto geológico para su comprensión durante las últimas décadas, pues corresponde con una zona petrolera de amplio interés económico, incluso para las grandes compañías petroleras aún sigue mostrando gran complejidad para su comprensión y estudio; lo cual ha generado la necesidad de encontrar nuevas tecnologías y metodologías para su estudio, aparte de tener un área considerable, cubriendo aproximadamente 11,300 Km<sup>2</sup>, encontrándose dentro de los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí, se ha conseguido con el paso del tiempo mejorar su modelo geológico que se relaciona con el relleno de una cuenca de tipo foreland, generada por erosión y acumulación de sedimento provenientes del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, principalmente, con una edad aproximada del Paleoceno al Eoceno Medio. Desde el punto de vista tectónico y sedimentológico se caracteriza por haber sido formada durante Paleógeno Temprano con rocas turbidíticas; siendo esta evidencia del levantamiento y plegamiento de la Sierra Madre Oriental ubicada al Noroccidente y occidente de la cuenca, y siendo prácticamente contenidas por la Plataforma de Tuxpan al oriente. En cuanto a la actividad tectónica, siguió presentándose en dichos depósitos con plegamientos y fallamientos en las Megasecuencias de Chicontepec.

La estratigrafía de la cuenca, contiene espesores muy amplios de secuencias siliciclasticas y calcáreas, cuyo origen es principalmente por derrumbes derivados de la erosión de los bordes de la cuenca. Por lo que la distribución horizontal y vertical de los clastos tiende a ser distinta, con cambios bruscos, complicando así el modelo de distribución de los cuerpos sedimentarios.

La Información fue obtenida en el marco del proyecto llevado por parte de la UNAM y la Facultad de Ingeniería, en el 2012, titulado “Apoyo técnico especializado para el modelo geológico, estructural, sedimentario y de yacimientos de los campos del Paloecanal de Chicontepec denominados: Furbero, Coyotes, Humapa, Miquetla, Aragón, Palo Blanco, así como de la actualización de los modelos en función de la nueva información respecto a los campos Tajín y Agua Fría”. Utilizando así de este proyecto, la vasta información que fue facilitada para su estudio, tomando en cuenta algunos aspectos que se han tenido que tomar con discreción por el mismo interés económico que asumen, para interpretar en parte el complejo geológico de los distintos depósitos lito-estratigráficos, contando con la ayuda de secciones sísmicas, perfiles geofísicos de pozo, así como muestras de núcleos procesados, y poder hacer una interpretación integrada de las facies y su diagénesis.

Con esta información, dicha división en campos petroleros es proporcionada y nombrada por parte de Petróleos Mexicanos y se muestra la división completa del Canal de Chicontepec en su totalidad en la Figura 1.1.



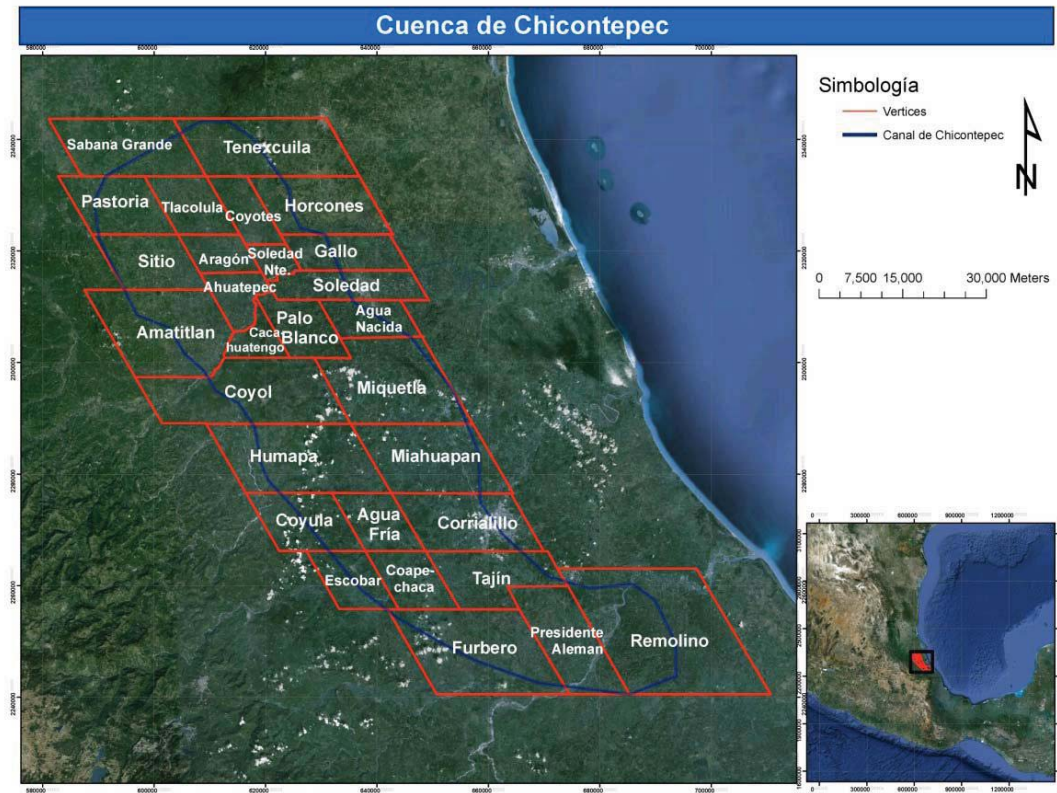


Figura 1.1. Localización de la Cuenca de Chicontepec con subdivisiones por campo (CNH-UNAM, 2012).

### 1.1. OBJETIVOS

Identificar, caracterizar e interpretar las facies y paragénesis en el subsuelo de la cuenca, considerando sus características geológicas y geofísicas, por medio de secciones sísmicas, perfiles geofísicos, datos litológicos y petrofísicos de núcleos.

### 1.2. ALCANCES

El estudio tiene como intención visualizar en los tres sectores Norte, Centro y Sur de la Cuenca de Chicontepec, la geología estructural y el estudio de sus características sedimentarias, para lograr su mejor interpretación paleo-sedimentaria de toda la cuenca.

Se utilizó información del proyecto en conjunto por la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) y la UNAM (2012), integrando cubos sísmicos, imágenes de núcleos, georreferenciación de pozos, entre otros; de manera que se restringen u omiten algunos datos en base a un acuerdo de confidencialidad que se contrajo con sus fuentes; mismos datos que fueron revisados y validados para su utilización. Por lo que, gran parte de los datos indirectos son tomados de reportes técnicos previamente elaborados, los cuales se integraron e interpretaron conjuntamente en este trabajo.

### **1.3. JUSTIFICACION**

Este proyecto resulta del seguimiento y ampliación al estudio realizado por el autor sobre el Campo Tajín, como tesis de licenciatura en la Facultad de Ingeniería, UNAM en 2013; enriqueciéndolo con la vasta información que fue otorgada por parte de la CNH, para poder entender el comportamiento de la cuenca en el subsuelo, y con ello tener una mejor visualización de la cuenca de manera regional integrando la información local de estudios previos.

### **1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO**

En el presente trabajo de investigación se contó con información proporcionada del proyecto CNH-UNAM (2012) aplicando conceptos propuestos por Mutti et al. (1972,1979), Ricci-Lucci (1975), Bitter (1983), Cossey (2007) y Aguayo, et al (2016).

Con base en la información disponible y objetivos:

- Se hizo una revisión bibliográfica y compilación de mapas geológicos, imágenes, secciones sísmicas y estructurales del área.
- Posteriormente compilaron y seleccionaron los datos recabados.
- Se realizó un Diagnóstico de Calidad y Cantidad de los datos.
- Se determinó cual fue la disponibilidad de los datos.
- Se delimitó la geometría del área de estudio y sus controles de profundidad con la información sísmica.
- Se Identificaron, delimitaron, analizaron, y correlacionaron los patrones tectono-estratigráficos y paleosedimentarios dentro del marco geológico regional en la cuenca de Chicontepec.
- Se generó un modelo paleosedimentario evolutivo durante el Paleógeno.

## 1.5. GENERALIDADES

### 1.5.1. Localización

La Cuenca de Chicontepec está ubicada al occidente de la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), al Este limita con la Sierra Madre Oriental, así como al norte con la Sierra de San Carlos y el Arco de Tamaulipas, y al sur se encuentra con el Macizo de Teziutlán. Las ciudades más de mayor población en sus cercanías son Tuxpan y Poza Rica de Hidalgo en el estado de Veracruz, Tulancingo en Hidalgo y Teziutlán en Puebla.

La Cuenca de Chicontepec se ubica en la parte noreste de México; con coordenadas UTM acotadas al norte 14Q 511847.79 m E- 2395743.67 m N y al sur con 14Q 733108.99 m E- 2205518.68 m N. Por su actividad económica altamente petrolera en la zona, la cuenca está dividida oficialmente por campos 29 productores (figura 1.2).



Figura 1.2. Ubicación de la Cuenca de Chicontepec (González, 2012).

### 1.5.2. Fisiografía

La Cuenca se encuentra netamente en la porción sur de la provincia Llanura Costera del Golfo Norte, con la Sierra Madre Oriental al Oeste, al igual que en su parte suroeste y al sur por el eje Neovolcánico (figura 1.3).

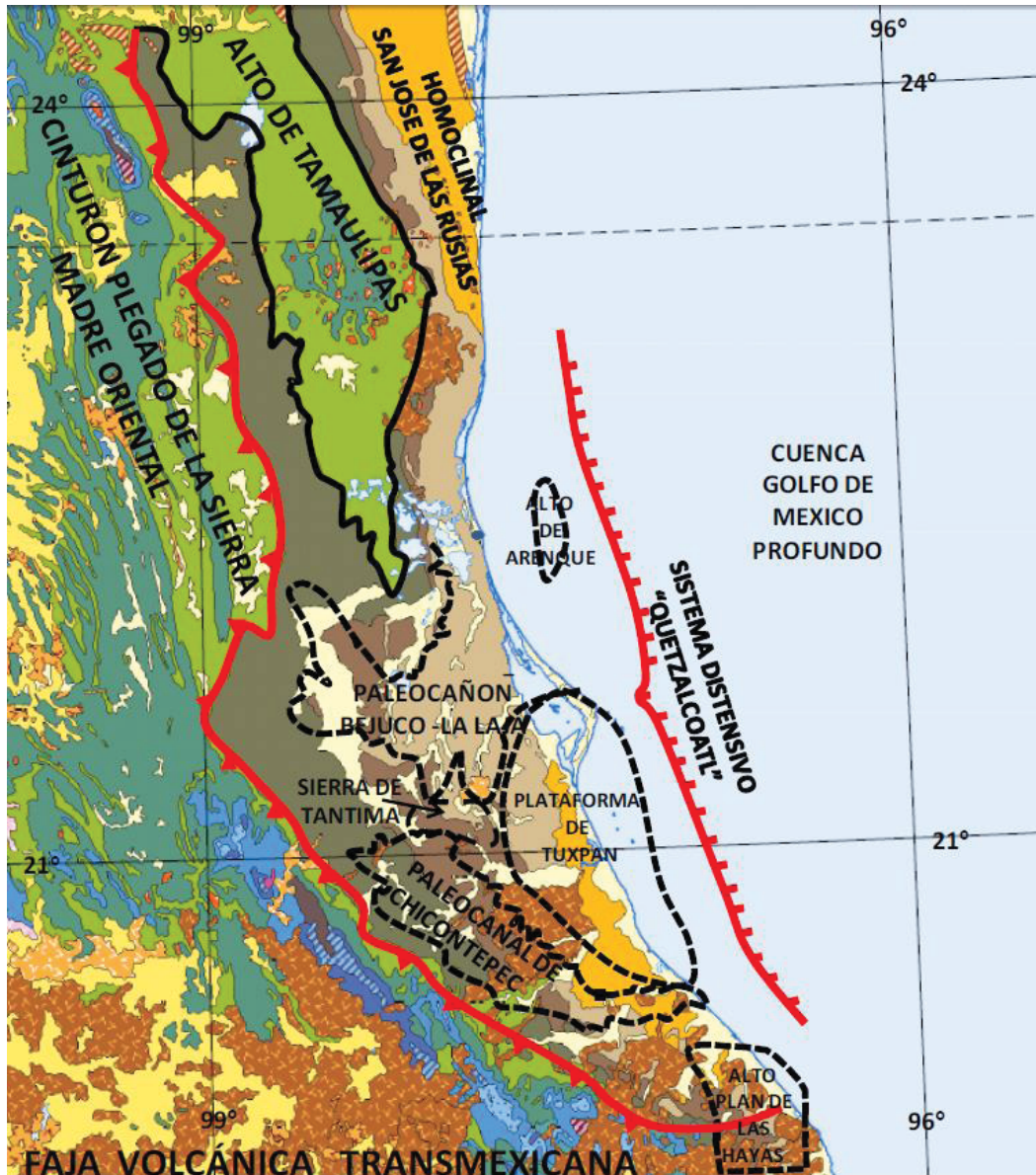


Figura 1.3. Principales elementos tectónicos en la Provincia de Llanura Costera del Golfo (PEMEX, 2012).

### Llanura Costera Norte del Golfo

La Cuenca de Chicontepec se caracteriza por ser una amplia llanura con topografía de suaves pendientes, aun contando con lomeríos y elevaciones locales, las cuales sobresalen entre las planicies como áreas montañosas y abruptas. Esta provincia tiene al oeste corresponde al frente de la Sierra Madre Oriental. A su porción sur se encuentra en transición hacia el eje Neovolcánico, con el macizo de Teziutlán, Puebla (Bitter, 1993); la línea de costa en el Golfo de México marca el límite este, que se asocia a lagunas costeras y pantanos.

La zona en la que se encuentran las mesetas y las sierras bajas volcánicas está dividida en Llanuras y lomeríos, Sierra de Tamaulipas y Sierra de Tántima.

## **Sierra Madre Oriental**

La Sierra Madre Oriental se conforma de sierras altas y complejas en su mayoría se relacionan con pliegues anticlinales y sinclinales alargados, truncados o buzantes; con altitudes variantes del rango de 500 a 3000 metros. La topografía está representada por una mezcla de valles con serranías, lomeríos, llanuras altas y laderas escarpadas; por lo mismo se puede dividir en tres subprovincias: Sierras y Llanuras Occidentales, Gran Sierra Plegada, Carso Huasteco.

## **Eje Neovolcánico**

El Eje Neovolcánico es una faja volcánica que prácticamente cruza el Territorio Nacional de este a oeste; siendo su fracción oriental la que limita con la cuenca de Chicontepec. Esta se caracteriza por tener sierras altas, así como gran cantidad de conos y aparatos volcánicos, calderas y cuencas de intramontañas; formando lagos en las partes centrales de las cuencas y cráteres, que gracias a su gran altura es sujeto de diferentes tipos de erosión llevándolo a una peniplanización; dado que su gran área y diferencias entre esta misma se pueden reconocer las siguientes subprovincias: Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo, Lagos y Volcanes del Anáhuac, Sierras de Puebla y Chiconquiaco.

### **1.6. TRABAJOS PREVIOS.**

La Cuenca de Chicontepec, por su misma complejidad y antiguo descubrimiento, tiene una cantidad extraordinaria de publicaciones y reportes en su haber, desde reportes de producción petrolera hasta investigaciones de carácter tectónico, todos estos con el afán de resolver las problemáticas que los modelos geológicos y petrofísicos propuestos no pueden simplificar. A pesar de esto, existen trabajos sobresalientes que son tomados como ejes para estudios posteriores, de los cuales se pueden resaltar:

López-Ramos (1956), realizó un bosquejo geológico de la Cuenca Tampico-Misantla enfocado a las formaciones terciarias enfatizando sus características litológicas, paleontológicas y estructurales y así dividió a la Formación Chicontepec en las tres unidades formacionales ahora conocidas.

Busch y Govela (1978), se enfocaron en el estudio estratigráfico y estructural de turbiditas al sureste de la cuenca.

Bitter (1993), realizó un estudio sedimentario en las areniscas asociándolo al levantamiento de la Sierra Madre Oriental y el Macizo de Teziutlán. Otros de los estudios que sobresalen es la guía de facies turbidíticas realizada por Mutti y Araujo en 1997 por parte del Instituto Mexicano del Petróleo. En el 2007 Cossey propuso un modelo sedimentario evolutivo. En el 2011 se publicó un estudio realizado por Aguayo y Santillán en la parte noroeste de la cuenca sobre facies.

Blair (2004), usando el modelo de Walker, identificó los ambientes deposicionales haciendo estudios de núcleos de pozos y de medición de secciones en afloramientos ubicados en los extremos de la Sierra Madre Oriental. Él introduce el término de Cinturón Expuesto y Cinturón Sepultado en Chicontepec basándose en que la porción occidental de la cuenca se encuentra sepultada por depósitos del Eoceno Medio y Oligoceno, mientras que su contraparte se encuentra en superficie. Siendo esto la

remanente para el autor de la Cuenca Foreland Chicontepec, por lo que describió a la Formación Chicontepec Sepultado como un solo yacimiento, caracterizado por ser de espesores grandes y continuos; donde los campos Tajín y Agua Fría son descritos como areniscas de grano fino a medio con intercalaciones de lutitas depositadas en un ambiente de abanico submarino, y de esta forma cada campo se muestra como un sistema de abanicos que progradaran hacia el noreste transversalmente a la cuenca.

Scotia Group Inc. (2004), seccionó la Formación Chicontepec en nueve unidades estratigráficas delimitadas básicamente por sus aspectos estructurales y estratigráficos basándose en horizontes de máxima inundación, además de los contactos transicionales. Con esto, construyeron mapas de electrofacies, que delimita la distribución de cada facies, definiendo un marco de secuencias estratigráficas y de facies. En su estudio también generaron marcadores sísmicos, con cima en el Cretácico, que se utilizaron para formar mapas estructurales.

Instituto Mexicano del Petróleo (2005), realizó estudios y modificó el modelo diagenético de distintos cuerpos arenosos, para definir el origen de la porosidad y permeabilidad de los mismos, incluyendo principalmente el sector noreste del Canal de Chicontepec.

PEMEX (2007), realizó estudios sísmicos, donde definió una columna cronoestratigráficas señalando lo descrito por López-Ramos (1956); donde se caracterizó el horizonte Eoceno Inferior Chicontepec, que comprende de 5 horizontes para el estudio de la roca almacén, llamándolos Cretácico Superior, Paleoceno Superior, Discordancia A, Discordancia C y Eoceno Medio respectivamente.

GYMSA (2009), hizo estudios superficiales de cartografía geológica junto con análisis de procedencia, estructuras sedimentarias y ambientes de depósito. Este trabajo determinó por medio de las rocas aflorantes, las distintas litologías que la Formación Chicontepec contiene, dentro de las cuales se identificaron hasta 8 facies: depósitos de lóbulo interno, depósitos de lóbulo medio, depósitos de lóbulo externo, relleno de canal, complejo de canales, flujos de escombros, “slumps” y complejos de transporte en masa, respectivamente. Con esto genera un modelo de depósito donde define al lóbulo interno y medio de edad paleocénica inferior, y la sección del lóbulo medio y externo del Paleoceno Medio.

PEMEX (2009), Desarrolló el Atlas de afloramientos de la Cuenca de Chicontepec mediante el estudio de afloramientos que servirían como modelos geológicos similares, para ayudar a comprender los modelos sedimentarios y tendencias con el fin de encontrar zonas económicamente más atractivas.

G&W SYSTEMS CORP. (2010), realizó los estudios sísmicos adquiridos en las zonas de los campos Coyula-Humapa-Cacahuatengo, al poniente del paleocanal y limítrofe a la Sierra Madre Oriental, con objetivo de resaltar zonas potencialmente activas.

Aguayo, et al (2016) realizaron estudios sedimentológicos de los sistemas turbidíticos y dividieron la cuenca en tres secuencias de sedimentación y propusieron un modelo paleosedimentario.

## 1.7. MARCO TEÓRICO

La cuenca de Chicontepec está enmarcada entre el frente oriental de la Sierra Madre Oriental al oeste; la plataforma de Tuxpan al este; el Paleocanal Bejuco-La Laja al norte y el Macizo de Tezuitlán al sur. Por lo que surge como cuenca de Antepaís por consecuencia de la presión de la Sierra Madre Oriental emergiendo sobre el basamento pasivo, no plegado y en subsidencia termal (Cretácico), causados principalmente por los esfuerzos tectónicos generados por la Orogenia Laramide encontrándose a la Isla de Tuxpan.

La cuenca de Chicontepec está compuesta principalmente por sistemas turbidíticos complejos de baja densidad que forman principalmente lentes arenosos dispersos y discontinuos con litofacies calcáreas compactas y altamente cementadas micro fracturadas y micro cavernosas por efectos de la disolución. Esto da forma a facies de tipo abanico externo, aislados y no canalizados, estos a su vez presentan planos de falla junto con sistemas de fracturas de tipo dextral con preferencia en dirección al NW-SE. Es por esto que para hacer la caracterización de una manera más práctica se descarta el concepto Litoestratigráfico por la disposición en que se encuentra el subsuelo tomándose por el concepto Cronoestratigráfico puesto que dicho relleno tiende a ser mejor definido en base a los eventos de depósito gracias a que sus contactos están compuestos por discordancias de tipo regional.

Los datos en este estudio fueron integrados y analizados en información geológica y geofísica, como lo son los cubos sísmicos tridimensionales y reportes previos de núcleos o esquirlas de pozos, los cuales se omiten por confidencialidad, obtenidos a partir de un proyecto de investigación en conjunto de la Universidad Nacional Autónoma de México y la Comisión Nacional de Hidrocarburos (C.N.H.) en el 2012.

La importancia de estudiar la cuenca de una manera integral, comprendiendo por esta su totalidad en cuanto a disciplinas y localidades, es de gran importancia en el carácter sedimentológico y estratigráfico pues está compuesta de grandes volúmenes de rocas clásticas de origen turbidítico y por su reto que ha representado durante tantos años para poder ser comprendido esta zona del territorio nacional.

## 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1. ESTRATIGRAFÍA.

La columna estratigráfica de la cuenca de Chicontepec contiene a veinte formaciones geológicas; las cuales se pueden agrupar cronológicamente en tres periodos: tres en el periodo Jurásico, siete en el Cretácico y diez correspondiendo al Cenozoico, siendo las del Cenozoico el relleno de la cuenca (figura 2.1).

Debido a su gran interés económico, las formaciones que cuentan con mayor amplitud de estudios son el Grupo Chicontepec, Aragón, Guayabal y Tantoyuca, pues por sus características texturales sedimentarias demuestran ser un sistema adecuado para el acumulamiento de hidrocarburo en forma de trampas estratigráficas y estructurales, de las cuales resaltan por cambios laterales de facies.

SIS-TE-MA	SERIE	FORMACIÓN	
		AREA NORTE	AREA SUR
PALEOGENO	OLIG. SUP.	HORCONES	PALMA REAL SUPERIOR
	OLIG. INF.	ALAZAN	PALMA REAL INFERIOR
	EOCENO SUP.	TANTOYUCA	CHAPOPOTE
	EOCENO MED.	GUAYABAL	
	EOCENO INF.	ARAGON	CHICONTEPEC SUPERIOR / CANAL
	PALEOCENO SUPERIOR	CHIC. MED. CHICONTEPEC INF.	
	PALEOCENO INF.	VELAZCO BASAL	
CRETACICO	SUPERIOR	MENDEZ SAN FELIPE AGUA NUEVA	
	MEDIO	TAMAPULIPAS SUP. TAMABRA	
	INFERIOR	TAMAULIPAS INF.	
	JURA-SICO	SUPERIOR	PIMIENTA TAMAN

Figura 2.1. Columna Estratigráfica del Paleocanal de Chicontepec (Modificado de Mayol, 2005, tomado de Yañez,1998).

En cuanto a su basamento se hallan la Formación Huizachal de edad triásica, mientras que del Jurásico, se presentan las formaciones Huayacocotla, Cahuasas, Tenexcate, Huehuetepic, Tepéxic, Santiago y San Pedro; gracias a que se encuentran en horizontes más profundos estas formaciones, no sufrieron erosión causada por el paleocanal de Chicontepec.



### 2.1.1. Evolución Geológica.

El origen de la Cuenca de Chicontepec del Paleoceno-Eoceno y la Sierra Madre Oriental, se hallaban en la última etapa de su levantamiento, ocasionando que en la base del Grupo Chicontepec se presente una serie de discontinuidades mayores y menores que separan distintos episodios de sedimentación en una cuenca sintectónica. Las turbiditas dominan en esta época, donde se distinguen complejos sedimentos terrígenos submarinos, zonas de derrumbes, abanicos submarinos y zonas de desborde.

Existe una vasta cantidad de publicaciones y reportes los que indican que el registro estratigráfico, de la región Tampico-Misantla, corresponde desde el Paleozoico hasta edades Recientes, con ello se describirá en resumen la evolución de la misma.

#### **Paleozoico.**

La sedimentación en los periodos de Carbonífero y Pérmico se reportan de tipo plataforma clásica y carbonatada, que gradualmente fue subsidiando hasta cambiar a un ambiente de aguas profundas; posteriormente existe una acreción sobre el cratón de Norteamérica ocasionado por la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon, cuyo resultado de esto fue la formación de rocas metamórficas, los cuales afloramientos más próximos se encuentran en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla y en el macizo de Tezuitán, Puebla, y de igual manera en el basamento del subsuelo de la Cuenca de Chicontepec (Nava y Luna, 2001). A finales del Pérmico se produjo actividad intrusiva, los océanos se empiezan a cerrar y se crea el súper continente de Pangea.

#### **Mesozoico.**

Para esta época a paleogeografía del país sufre grandes eventos tectono-sedimentarios, estos eventos se pueden evidenciar gracias a la existencia de las grandes secuencias sedimentarias que afloran en la Sierra Madre Oriental al occidente de la Cuenca de Chicontepec.

La desintegración de Pangea es uno de los eventos más importante al inicio del Mesozoico pues permitió la formación del actual Golfo de México, ocasionando movimientos tectónicos causantes de una serie de fallas con horst y grabens que determinaron la sedimentación local y regionalmente (López-Ramos, 1981).

Posteriormente, durante el Triásico Temprano y Medio, en el territorio mexicano empieza a haber una serie de invasiones oceánicas, las cuales se pueden encontrar documentadas por secuencias marinas aflorando en el Oeste de Zacatecas y la región de Caborca en Sonora, donde se tienen secuencias del Cárnico, Rético y Nórico.

Para el Triásico Tardío los sedimentos son ahora de tipo continental, producto de la erosión de rocas del basamento, por lo que se encuentran de forma discordante en las zonas continentales de topografía baja, areniscas, conglomerados y lutitas. Esta etapa se caracteriza por ocurrir procesos tectónicos que se originan de la deformación por extensión que separa la placa Norte-Americana de la Africana, causando una serie de "horst" y "grabens" (Aitken et al. 1984). Estos "grabens" empiezan a tener recepción de sedimentos de tipo continental que se denominaron como las capas rojas de la Formación Huizachal, que está compuesta principalmente de arcosas, limolitas, lutitas y conglomerados con intercalaciones de lavas, diques y mantos de composición basáltica y andesítica, con intrusiones de

cuerpos graníticos y granodioríticos; el material volcánico que se puede observar en dichas formaciones se interpreta como producto de la actividad del arco del Triásico Tardío.

Esta secuencia de terrígenos continentales se encuentra en una amplia distribución en varias localidades en los estados de Tamaulipas, Hidalgo, Veracruz y Puebla; donde también se puede correlacionar con otras unidades litológicas que afloran al sur de Coahuila, este de Durango, norte y sur de San Luis Potosí, Oeste y sur de Tamaulipas, Sur de Nuevo León, este de Hidalgo y norte de Veracruz (Salvador, 1987).

Los eventos que señalan el final del Triásico y el inicio del Jurásico son la fragmentación de Pangea asiste a la expansión del fondo marino para dar inicio a la evolución del Océano Atlántico, y a finales del Jurásico Medio se inicia la apertura del Golfo de México. La apertura del Golfo de México creó ambientes hipersalinos, que sumados a una circulación de agua restringida con un ambiente tipo desértico, favoreció al depósito de grandes volúmenes de evaporitas en la parte central de lo que fue el Paleogolfo de México, que donde el depósito más marcado es sobresaliente como de edad calloviana (Salvador, 1991).

El Jurásico se puede distinguir por la deformación del basamento, conformado por rocas ígneo-metamórficas del Permotriásico, causando que se generen una serie de “grabens” y “semigraben” lo cual causó un fuerte cambio en la geometría y distribución en la estratigrafía y dejando una notoria firma para su paleogeografía, ya que este reestructuramiento dio control a la invasión oceánica y a la generación de las plataformas carbonatadas y rampas. De manera global se tiene un marco de transgresión marina, lo que provoca que las márgenes protegidas en los “grabens” y “semigrabens” pasaron a ser cuencas ya que correspondían a zonas bajas.

En el Jurásico Inferior (Liásico), esta transgresión cubrió áreas de topografía baja y da origen a la Cuenca de Huayacocotla, la cual al desarrollarse provoca el depósito de la Formación Huayacocotla (Arellano y Yussim, 2004).

Durante el Jurásico Inferior la transgresión marina es impulsada aún más con la apertura del Atlántico Norte y del Golfo de México. Sumado a esto, la corteza oceánica fue también generándose, plegando la Cuenca de Huayacocotla y exhumando nuevamente el área de estudio, lo que ocasionó interperismo y erosión de la misma, alimentando así a las zonas de topografías bajas, y dio origen a la Formación Cahuasas (Arellano y Yussim, 2004).

En la zona sur del área de estudio ocurre el vulcanismo de tipo andesítico que generaría la Formación Tenexcate, al sur de Poza Rica, Veracruz, esto mientras el Golfo de México seguía con su expansión.

Para el Calloviano la transgresión regional causó la formación de mares someros, cuencas marinas profundas y elementos paleogeográficos positivos aislados que están asociados a sistemas de fallas transformes originando cambios locales. La sedimentación siliciclástica empezó a ser predominante en algunos sitios, mientras que en otros se estaban formando cuencas marinas someras, generando evaporitas.

Siguiendo su evolución, el relieve que se había formado por las fosas y pilares, empieza a ser modificado; formándose cuencas sedimentarias de ambientes transicionales y marinos donde antes eran las depresiones. Las rocas que evidencian este proceso se encuentran aflorando en el Anticlinorio de Huayacocotla y sobre el Macizo de Tezuitlán y en el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla en los

estados de San Luis Potosí y en el norte de Veracruz. La litología que empieza a predominar son las arcosas, lutitas, limonitas carbonosas, calizas y evaporitas. Las unidades entre Jurásico Temprano y Medio muestran una fuerte discordancia causada por una erosión repetitiva; lo que sugiere muy ampliamente una transición a un ambiente marino.

Desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico, mientras la tectónica tomaba un papel de tipo extensivo, la transgresión marina empezó a tener un papel muy importante depositando carbonatos, terrígenos y evaporitas; lo que sugiere que en la edad del Calloviano-Oxfordiano hubo una invasión marina, donde en la actual planicie costera, se desarrolla un sistema de islas en cuyas márgenes se depositaron en el Kimmeridgiano rocas de alta energía, como lo son las oolitas y las calcarenitas, de la Formación San Andrés. Sobre las depresiones se ubicaban entre las áreas positivas se depositaron calizas arcillosas y lutitas negras de la Formación Tamán. Durante el Tithoniano, la transgresión continuó y se depositó la Formación Pimienta, constituida por lutitas y carbonatos arcillosos con pedernal (Nava y Luna, 2001); las cuales son de mayor interés para la industria y por lo mismo existe una amplia información por ser la roca generadora de hidrocarburo en la Cuenca de Chicontepec.

En un margen más regional, a nivel tectónico, la incidencia entre la placa de Farallón y la placa Norteamericana incrementa su velocidad de 6 a 7 cm/año, hasta finales del Cretácico. Mientras que la placa de Farallón tiene un cambio en su inclinación causando que la actividad magmática migrara hacia el oriente, provocando el inicio de un evento tectónico de deformación y convergencia hacia el noreste, la Orogenia Laramide (Aguayo et al, 1996).

En el Cretácico, la placa de Farallón empieza a subducirse causando un ajuste tectónico que separa y desplaza las masas continentales.

La transgresión que tuvo inicio en el Jurásico Superior continuó a escala continental durante el Cretácico Inferior y la base del Cretácico Superior con desarrollo de bancos, rampas y plataformas carbonatadas, como las de Tuxpan, Orizaba, El Doctor, entre otras; que gracias a esto los núcleos arrecifales en las márgenes de las plataformas fueron favorecidos, lo que dio origen a la Plataforma de la Faja de Oro y al complejo arrecifal que rodea a la Plataforma de Valles-San Luis Potosí con la Formación El Abra; mientras que en las partes profundas se depositaron los sedimentos y calizas con pedernal de las formaciones Tamaulipas y Superior; en el talud se depositaron brechas calcáreas de la Formación Tamabra (Arellano y Yussim, 2004).

El nivel del mar más profundo registrado se encuentra en las formaciones del periodo Cretácico, que por consecuencia aloja los extensos mares epicontinentales, particularmente del Albiano-Cenomaniano; al mismo tiempo, el Golfo de México y el mar Proto-Caribe se ampliaron más por la continua extensión oceánica, y la continua subducción de la placa de Farallón.

Durante el Albiano-Cenomaniano, la mayoría del Territorio Nacional se encontraba prácticamente debajo del nivel del mar, teniendo a la zona de Chicontepec dentro de una cuenca semicerrada entre las plataformas de Tuxpan y El Doctor, con rocas calcáreas pelágicas con sus respectivos cambios de facies; durante este tiempo se precipitó una gran cantidad de sedimentos carbonatados en toda la parte del Noreste de México (De Anda, 2013).

Ocampo-Díaz (2008), muestra una correlación de las columnas estratigráficas para el Noreste de México, dentro del Jurásico y Cretácico, haciendo una importante mención de los cambios más

importantes del nivel del mar, lo que explica los cambios ambientales y de facies tan abruptos en un periodo de tiempo de 100 millones de años (figura 2.2).

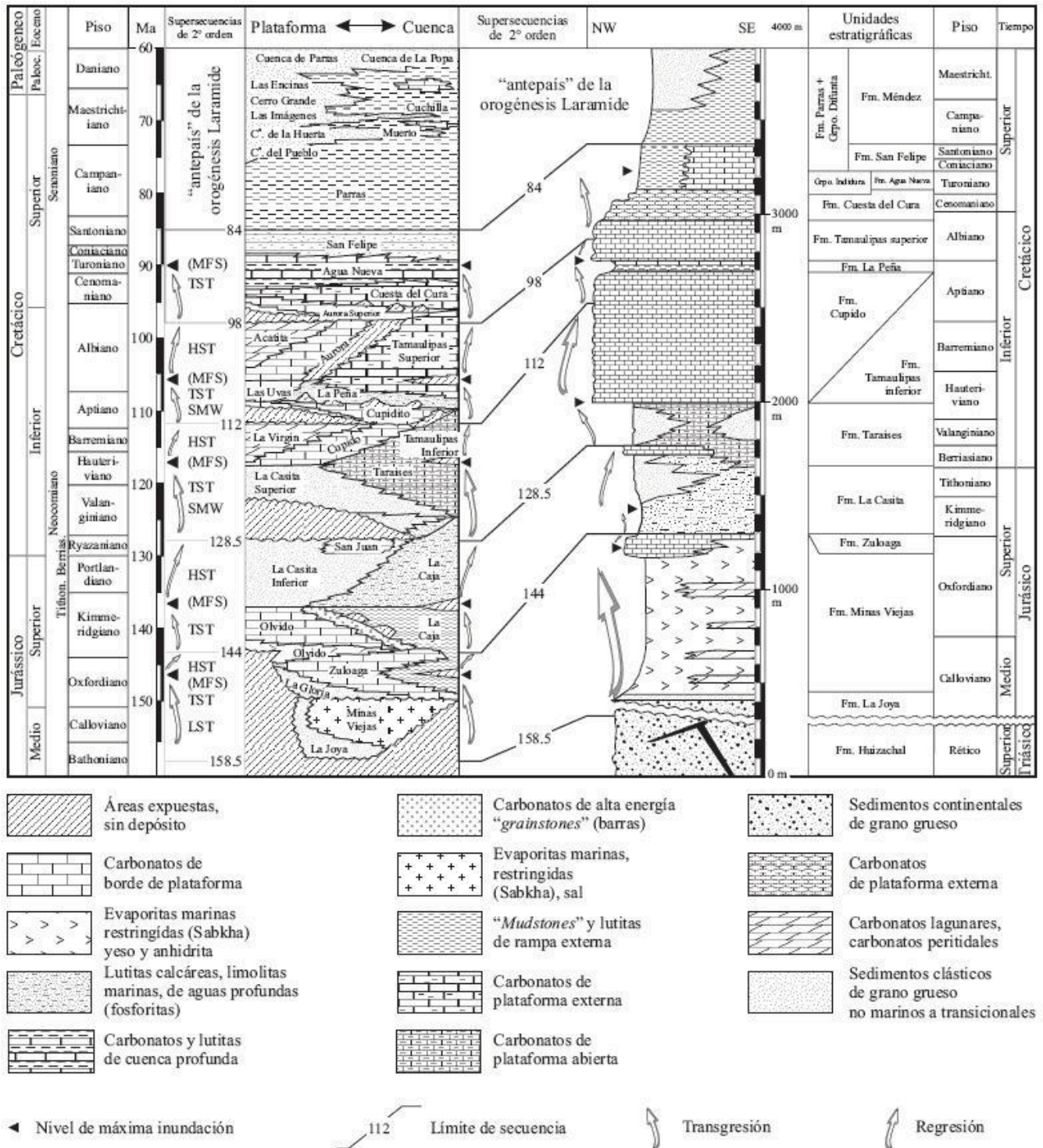


Figura 2.2. Correlación de las columnas estratigráficas para el Noreste de México. LST: lowstand system tract, TST: transgressive system tract, MFS: maximum flooding surface, HST: highstand systems tract, LSW: lowstand wedge y SMW: shelf margin wedge, (Tomada de Ocampo-Diaz, 2008).

Para el Cretácico Tardío, la región experimentaba esfuerzos que originaron levantamiento y la formación de zonas continentales al occidente; lo que se refleja en el aporte de material terrígeno y volcánico a las cuencas marinas del sector central y oriental de México, que originaron la formación de rocas calcáreo-arcillosas de las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Estas potentes secuencias se depositaron al inicio del evento orogénico laramídico, que por lo mismo, desde finales del Cretácico y principios del Paleógeno la región estuvo sujeta a esfuerzos compresivos originados por dicho evento, que también afectó toda la secuencia mesozoica con plegamientos y fallamientos, resultando en esta fase de deformación la elevación de la Sierra Madre Oriental; también se formaron pliegues y fallas en el subsuelo de la Planicie Costera del Golfo de México, como ocurre en el subsuelo de la zona que ocupa la cuenca de Chicontepec.

La evolución sedimentaria y distribución de facies de las secuencias cretácicas que habían sido controladas por la paleogeografía y que componen a la Sierra Madre Oriental tuvieron una influencia directa sobre el plegamiento posterior, de tal forma que las evaporitas del Oxfordiano, en la Cuenca del Centro del país y las evaporitas en la Plataforma de Valles-San Luis, en donde se produjeron pliegues de diversa geometría, fallas emergentes y largos levantamientos; el acortamiento calculado es en promedio cerca del 30%, mientras que en las áreas con terrígenos el despegue alcanza el orden de 50% de acortamiento con una deformación consistente en fallas imbricadas, pliegues por doblamiento y por propagación de fallas, como ocurre en los extremos del noroeste y sureste de esta importante cadena montañosa.

Gracias a esto se formó una cuenca sintectónica que fue rellenada por turbiditas, con secuencias arcillo-arenosas del Grupo Chicontepec (Arellano y Yussim, 2004), con cuatro episodios importantes en el nivel del mar que quedan registrados como discordancias.

Al final del Cretácico, después de la migración del bloque Yucatán hasta su posición actual, el meteorito Chicxulub hace impacto, el cual deja un cráter encontrado en la parte noroeste de la Península; lo que trajo un cambio climático sumamente importante, que logró cambiar los procesos de sedimentación notablemente en el Paleo-Golfo de México. Este evento tan caótico fue acompañado de una extinción masiva a nivel mundial, que se sugiere ocurrió por el cambio climático tan abrupto.

### **Cenozoico.**

En los inicios del Paleoceno, la Sierra Madre Oriental, empezó a aportar sedimentos de tipo terrígeno gracias a la erosión que estaba teniendo, desarrollando así corrientes fluviales que transportaban gran cantidad de sedimentos finos a la Formación Velasco.

Las características que presentan los sedimentos que rellenan la Cuenca de Chicontepec son de origen turbidítico, que se acumularon por depósitos de gravedad y en abanicos submarinos, por lo que se encuentran en distintas geometrías como en lóbulos, canales, zonas de derrumbes y zonas de desbordo.

Para el Paleoceno Temprano, la Cuenca de Chicontepec sufrió un proceso de intensa erosión causada por la inestabilidad tectónica y procesos de erosión causadas por corrientes submarinas, las cuales no solo causaban una gran erosión a las formaciones del Paleoceno, sino que su erosión fue tan grande que alcanzó a las rocas del Jurásico Superior, dando lugar a una discordancia progresiva entre las rocas del Mesozoico y las rocas del Cenozoico. Estas discordancias progresivas son discontinuidades angulares que lateralmente se amortiguan pasando a superficies de concordancia; que son del tipo de

discordancias sintectónicas cuyo origen se asocia con la Orogenia Laramide (Arellano y Yussim, 2004) (figura 2.3).

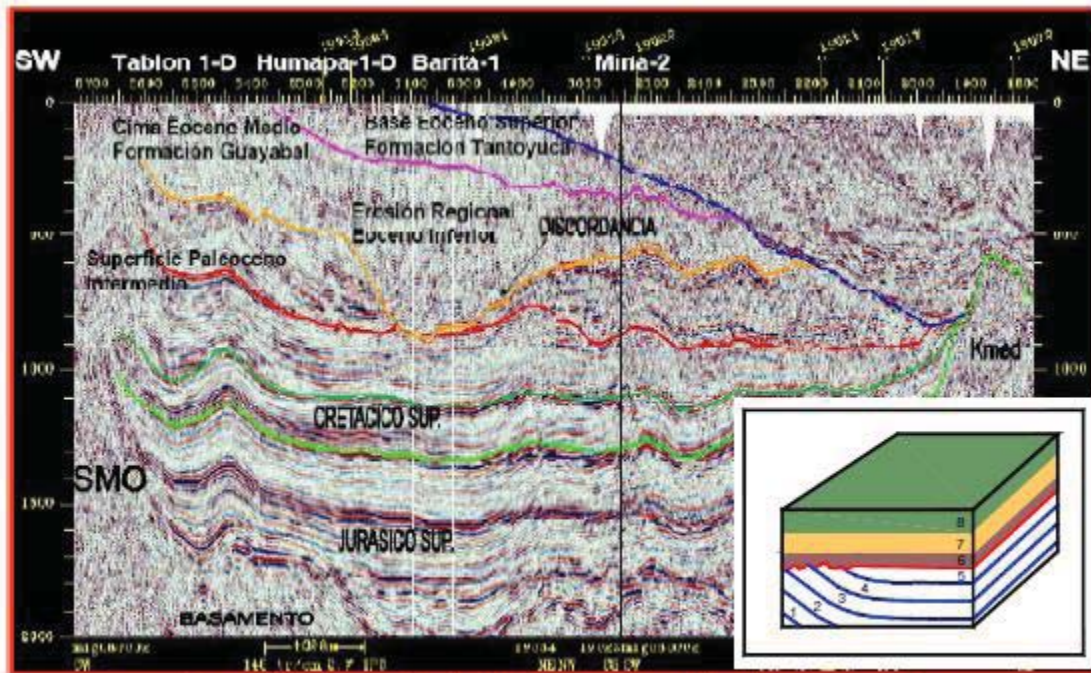


Figura 2.3. Sección Sísmica junto con esquema de una discordancia progresiva (Tomada de Pémex, 2002, en Arellano y Yussim, 2004).

Las discordancias fueron controladas al oriente por rocas carbonatadas de la Plataforma de Tuxpan y por el Frente de la Sierra Madre Oriental al occidente. Las unidades calcáreas y calcáreo-arcillosas Mesozoicas fueron erosionadas en varios niveles formando así la discordancia progresiva, por lo que las secuencias jurásicas y cretácicas fueron erosionadas y cubiertas por las areniscas y lutitas de diferentes espesores del Grupo Chicontepec.

El espesor del depósito de clásticos de la Cuenca de Chicontepec es variable, pudiendo ser mayor a 2500 m (Contreras, 1979) y su relación de arcillas y arenas es de 64% presentando formas lenticulares de 5 a 40 m de espesor (Alemán, 1980; Pérez 1990).

Pérez (1990) sugiere que las formas lenticulares son discontinuas, dado que los canales que transportaban los sedimentos continentales no lograban cubrir toda la extensión de la cuenca y quedaban delimitados por los depósitos previos; y hasta en distintos casos ocurrió redepositación por las corrientes de fondo.

Las corrientes principales que transportaban los terrígenos, dirección NW-SE, son las que cuentan con los mayores espesores de areniscas ubicados en la parte axial de la cuenca, correspondientes a las corrientes de fondo (Alemán, 1980).

En el Paleoceno Tardío, se establece la combinación de litofacies isócronas, de las cuales una está caracterizada por su contenido faunísticos de aguas profundas y sedimentos arcillosos, que a su vez varían lateralmente a otra litofacies arcillo-arenosa de ambiente turbidítico con una marcada asociación

faunística de aguas someras y profundas; esta variación y polaridad de facies sugiere un caso sedimentario de ambiente de antefosa (Hernández, 2005).

A finales del Paleoceno, la Cuenca de Chicontepec, en su extremo meridional, sufre un levantamiento estructural diferencial con respecto a la porción septentrional que fue nombrado como el Levantamiento de Santa Ana; causante de la gran erosión ocurrida en la columna sedimentaria mesozoica, que formó canales submarinos cortando principalmente la estratigrafía del Cretácico y Jurásico. Los límites erosionales presentan un patrón paralelo con las estructuras orogénicas emergidas del Cretácico. Esta complejidad ocasionó una mezcla de materiales sedimentarios de diversas características, por lo mismo de origen y edades distintas. Fue hasta el Eoceno Temprano, que los canales submarinos creados en la Cuenca de Chicontepec fueron rellenados por sedimentos clásticos provenientes de distintas fuentes: al occidente por la Sierra Madre Oriental, al oriente por la Plataforma de Tuxpan y en su sección noreste por las corrientes de fondo.

La Cuenca de Chicontepec, a diferencia de muchas cuencas, no sufrió gran deformación por parte de la Orogenia Laramide, ya que se encontraba en su fase final. Las deformaciones que presenta son plegamientos ligeros y desplazamientos de paquetes estratigráficos debido al basculamiento del área exhumada en la parte occidental de la cuenca (Pérez, 1990). Posteriormente ocurrieron cambios de depósito y en el tipo de sedimento, controlados principalmente por el paleo-relieve submarino, generando así las Formaciones Aragón, Guayabal, Tantoyuca y Chapopote (Nava y Luna, 2001).

En el Oligoceno la planicie costera volvió a cubrirse de aguas someras, depositándose así las Formaciones Horcones, Palma Real, Alazán, Mesón, Coatzintla y Escolín, la secuencia de cobertura en su conjunto llegó hasta los 10,000 m de espesor (Nava y Luna, 2001). Estos depósitos fueron acompañados por eventos ígneos de composición intermedia.

Desde el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior la Cuenca de Chicontepec siguió su evolución con una subsidencia continua. Se sugiere que durante el Mioceno Temprano se empieza el depósito de sedimentos transgresivos (clastos gruesos a finos de forma grano decreciente) de aguas poco profundas, relacionadas con un basculamiento del basamento ocasionado por los fenómenos de subsidencia, correspondientes a las Formaciones Escolín y Coatzintla, dentro del área de Poza Rica (Hernández, 2005).

Los depósitos del Mioceno Medio poseen características regresivas, lo que sugiere que fue en el Mioceno Temprano hasta donde la transgresión tuvo lugar; esta regresión tuvo cambios menores en el nivel del mar hasta el Mioceno Tardío. Al finalizar el Mioceno, se puede encontrar una pulsación de una secuencia regresiva definida por la acumulación de sedimentos conglomeráticos arenoso-arcillosos provenientes de la Formación Tuxpan.

Durante el Plioceno-Cuaternario se manifestó actividad volcánica por presencia de derrames fisurales de lava basáltica, que se asentó sobre la secuencia sedimentaria del Mioceno. A finales del Plioceno, la región quedó cubierta por conglomerados derivados de un levantamiento regional, junto con la erosión de climas húmedos, de la Sierra Madre Oriental al igual que las rocas del Paleógeno que afloran en la parte occidental de la planicie costera del Golfo de México.

En el Cuaternario ocurre un evento de deformación por esfuerzos de cizalla en un sistema transpresivo, que originó fallas laterales con estructuras de flor positiva; estas fallas verticales tienen una gran afectación a toda la columna mesozoica y cenozoica de la Cuenca de Chicontepec. Cabe recalcar que

por la gran cantidad de carbonatos en la estructura, estas fisuras, porosidades y fallas en su mayoría se encuentran cementadas por los mismos.

### 2.1.2. Megasecuencias Cronoestratigráficas.

Las secuencias estratigráficas de la cuenca se encuentran depositadas durante diversos eventos tectono-sedimentarios, desde el Paleoceno hasta el Eoceno inferior; cuyos límites superiores se muestran por las discontinuidades superficiales regionales. Las cuales se interpretaron basándose en la disposición diversa de las litofacies con distinta geometría en su base, así como la composición mineralógica y textural, las estructuras sedimentarias internas, y los derrumbes. Lo cual nos da razón para adoptar el criterio propuesto por Hubbard et al. (1985) como el mecanismo tectónico para nombrar las subdivisiones como "Megasecuencias" que son arregladas por sus procesos tectónicos, basándose en unidades Cronoestratigráficas, dejando en otro tema las unidades litoestratigráficas utilizadas comúnmente.

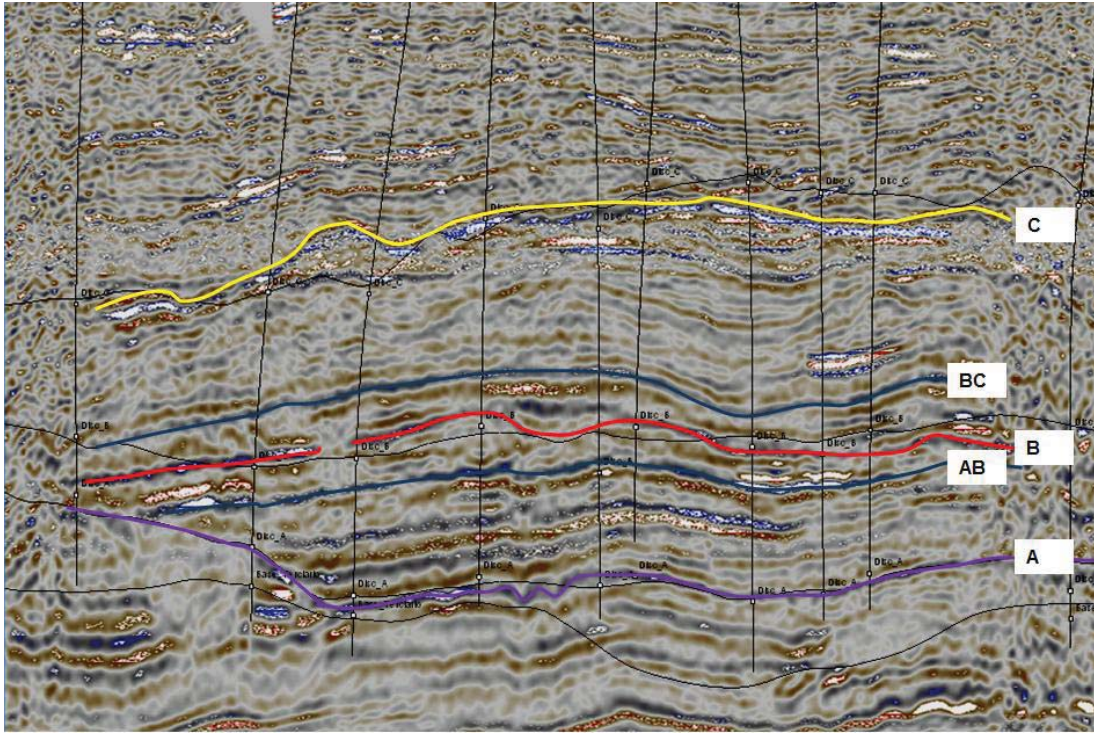
La secuencia cronoestratigráfica de la cuenca fue establecida por Vasquez et al. (2014) detallado en intervalos de 0.1 Ma usando información bioestratigráfica, basada en microforaminíferos planctónicos y nanofósiles en núcleos provenientes de 33 pozos.

En la Cuenca de Chicontepec del Paleoceno-Eoceno inferior, se logra distinguir distintos atributos estratigráficos y paleo-sedimentarios, que se pueden enmarcar en 3 distintas Megasecuencias litoestratigráficas, las cuales se denominarán como Inferior, Media y Superior. Cada una de estas Megasecuencias presenta atributos litoestratigráficos que las caracterizan como en su espesor, continuidad lateral y deformaciones estructurales intraformacionales, de igual manera atributos sedimentarios como la frecuencia de horizontes arenos arcillosos, espaciamiento lateral, vertical y su continuidad.

Estas megasecuencias se denominarán a su vez como Unidad 1 como la inferior, Unidad 2 como la media y la Unidad 3 como la superior, pues las tres son el resultado de procesos tectono-sedimentarios durante su depósito; para la Unidad 1 fue un proceso de tipo nivelador con facies arcillosas distales o externas, mientras que en la Unidad 2 se incrementa el aporte sedimentario con facies medias, arenos-arcillosa, y finalmente para la Unidad 3 son de tipo colapso con facies arcillo-arenosas de tipo internas o proximales, por deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros predominantemente arcillosos.

Las tres Megasecuencias litoestratigráficas las limitan, respectivamente, cuatro superficies discordantes: la discontinuidad basal del límite Cretácico-Cenozoico (K/T), y las Discordancias A, B y C, que se asocian a periodos intermitentes de sedimentación; con franca progradación y tendencia a acunarse hacia el noreste y sureste (figura 2.4). Estas discordancias han sido datadas por Velazquez en el 2014 y Cossey en el 2016, por lo que la discordancia A fecha de 65.2 Ma., mientras que la discordancia B de 55.8 a 54.95 Ma. esto en base a raíces de plantas encontradas en los pozos, y consiliando en 46 Ma. la discordancia C.





3.19. Sección sísmica con horizontes de correlación propuestos (CNH-UNAM, 2012).

Las Megasecuencias tienen características distintivas que presentan a lo largo de toda la cuenca, una de las más importantes es su espesor pues este disminuye de manera general, del noreste hacia el sureste; tal como se muestra en las tablas 1, 2 y 3, donde se muestran los espesores promedio por sectores, entre las Discordancias B y C, A y B con la Base del Terciario.

Sector	Norte		
Intervalo (m) \ Campos	Aragón	Coyotes	Palo Blanco
Discordancia C - Discordancia B	521	245	293
Discordancia B - Discordancia A	481	350	210
Discordancia A - Base Terciario	513	300	184
<b>Total</b>	<b>~1515</b>	<b>~895 - 900</b>	<b>~687 - 690</b>

Tabla 1. Espesores promedio de las Megasecuencias Inferior, Medio y Superior del sector Norte.

Sector	Centro		
Intervalo (m) \ Campos	Humapa	Agua Fría	Miquetla
Discordancia C - Discordancia B	430	405	483
Discordancia B - Discordancia A	330	202	187
Discordancia A - Base Terciario	350	230	285
<b>Total</b>	<b>~1000 - 1010</b>	<b>~837 - 850</b>	<b>~955 - 1000</b>

Tabla 2. Espesores promedio de las Megasecuencias Inferior, Medio y Superior del sector Centro.

Sector	Sur	
Intervalo (m) \ Campos	Furbero	Tajín
Discordancia C - Discordancia B	400	502
Discordancia B - Discordancia A	250	219
Discordancia A - Base Terciario	350	55
<b>Total</b>	<b>~950 - 1000</b>	<b>~776 - 800</b>

Tabla 3. Espesores promedio de las Megasecuencias Inferior, Medio y Superior del sector Sur.

En la **Megasecuencia Inferior (Unidad 1)**, del Paleoceno Inferior-Medio (65.5–60.4 Ma) se encuentra en facies de tipo abanico externo y facies de fondo de cuenca (Velazco Basal). En ella predominan depósitos de tipo arcillo-arenosos en su mayoría, emplazados discordantemente sobre una topografía suave (Discordancia Basal). La disposición de esta unidad sugiere que se formó durante la subsidencia tectónica que afectó a la Cuenca de Chicontepec donde se depositó de manera cíclica y repetitiva, pero no periódica, con acumulación de sedimentos arenosos y arcillosos, principalmente de origen turbidítico. El contacto Superior corresponde con la superficie de la Discontinuidad A de la Megasecuencia Media (Unidad 2).

La **Megasecuencia Media (Unidad 2)**, del Paleoceno Superior (60.4-54 Ma) muestra tener facies de tipo abanico externo, así como sistemas de lobulos progradantes. Esta se encuentra comprendida entre las superficies de las Discontinuidades A y B. En general, la conforman lóbulos de textura arenosa y arenos-arcillosa de gran extensión e interestratificados con horizontes limo-arcillosos, formando una secuencia rítmica. La dirección primaria de aporte de los sedimentos turbidíticos corresponde al noreste, y de forma local se pueden encontrar distintas direcciones de aportes.

La **Megasecuencia Superior (Unidad 3)** del Eoceno Inferior (54-46 Ma), se desarrolló alejada de la Plataforma de Tuxpan, y presenta flujos gravitacionales como derrumbes de tipo coherente e incoherente, que provocaron de forma asociada “Slumps” emplazados en dirección al noreste, al igual que estructuras de corte y relleno sobre la Discordancia C, donde estos rasgos se tienen en algunos sectores donde hubo desarrollo de canales locales dentro de la unidad. Esta megasecuencia sobreyace a la Discontinuidad B y está constituida por cuerpos arcillo arenosos en espesores medianos a gruesos.

### 3. MODELO GEOLÓGICO REGIONAL

Para el estudio litoestratigráfico y paleosedimentario de los sectores Norte, Centro y Sur, en que se encuentra dividida la Cuenca de Chicontepec, se dispuso de mapas topográficos de las superficies discordantes del límite Mesozoico-Terciario, así como de las Discordancias A, B y C de las secciones sísmicas, así como registros de pozos y secciones estratigráficas de arcillosidad total.

#### 3.1. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

Para la realización de la interpretación de las estructuras secundarias en los tres sectores del paleocañon de Chicontepec, se interpretaron secciones sísmicas representativas de cada sector. La deformación que afecta a la secuencia sedimentaria del Paleocañon de Chicontepec, se asocia con dos eventos de deformación principales que originaron estructuras secundarias, las cuales sugieren corresponder al plegamiento laramídico y a un sistema de fallas laterales con desarrollo de fracturas. A continuación se describen las principales características de los tres sectores en cuestión.

##### 3.1.1. Sector Norte.

En el sector norte, los datos del Campo Aragón se muestran pliegues anticlinales con ejes que su orientación general está al NW 25°SE, estos presentan planos axiales verticales y flancos (limbos) con echados menores a 30°, inclinación que se va atenuando en sentido lateral hasta formar capas horizontales; en sentido vertical la inclinación de las capas de la base de Paleógeno que también se van suavizando hasta formar capas horizontales o en algunos casos ligeramente inclinadas, sin embargo, este depósito es producido por el proceso de deposición terrígena propia del ambiente sedimentario. Cabe mencionar que los pliegues interpretados están preservados, ya que se encuentran afectados por fracturas y fallas (figura 3.1).

Además, el campo se encuentra afectado por un conjunto de fallas laterales transpresivas, que debido a que se desplazan en bloques de diferentes facies, provocan que las unidades estratigráficas con mayor contenido de arenas sean seccionadas y por lo mismo, pierdan continuidad (figura 3.2).

La figura 3.3 corresponde a una sección sísmica con el trazo de la superficie de la Discordancia A (color azul) y dos fallas laterales verticales que al cruzarse forman un par conjugado. Estas fallas presentan orientaciones generales, cuyos datos de rumbos y echados son NE 50° SW, 90° y N-S, 90°.

En el campo Palo Blanco, los pliegues son suaves, con flancos inclinados a menos de 40°, cuyos planos axiales son prácticamente verticales y tienen como dirección general NW 20° SE, que afectan principalmente a la secuencia del Mesozoico y a la base del Paleógeno (figura 3.4).

En el subsuelo del sector oriente, se aprecia un alto estructural muy significativo (figura 3.5), pues éste corresponde a un pilar ("horst"), que originalmente a nivel del Jurásico formó la paleo-isla de Tuxpan y en el Cretácico una plataforma carbonatada que corresponde con la Paleo-plataforma de Tuxpan, donde se desarrollaron carbonatos de aguas someras y, que por derrumbes y flujos de escombros, formaron

brechas calcáreas de la Formación Tamabra. Las estructuras en el subsuelo en este campo también presentan fallas de tipo lateral.

Las Fallas laterales afectan a todo este campo junto a la secuencia sedimentaria del Mesozoico y Cenozoico, además de que las unidades estratigráficas del Grupo Chicontepec son afectadas por deformaciones de tipo cizalla. Son una serie de fallas laterales en sentido dextral, las cuales presentan fallamientos inversos de segundo orden que acusan un sistema transpresivo que originó a un sistema de flor positiva (figuras 3.4 y 3.5).

La figura 3.6 muestra la interpretación de dos sistemas de fallas en flor que cruzan por el campo Palo Blanco, que también forman un par conjugado, de las que se obtuvieron las orientaciones promedio de NE 25° SW, 90° y NW 45° SE, 90° por lo que sugiere que el esfuerzo principal es horizontal y actuó en dirección NW 10° SE

En el Campo Coyotes, se interpreta que en la secuencia Mesozoica se tienen pliegues suaves con ángulos interflancos del orden de 145° (figura 3.7), los cuales se suavizan hacia el oriente hasta constituir capas horizontales, las que se flexionan localmente por la presencia de fallas laterales.

La presencia de pliegues se explica debido al proceso de compresión originado por la Orogenia Laramide a finales del Cretácico e inicios del Cenozoico, la cual actuó de forma que la placa Paleo-Pacífica y la placa Norteamericana interactuaron en un margen convergente formando plegamientos y fallamientos inversos en la Sierra Madre Oriental y plegamiento suave en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec.

En cuanto a la fase de deformación, la de mayor afectación corresponde con un conjunto de fallas laterales transpresivas que forman flores positivas (figura 3.8).

Las fallas y las fracturas asociadas en el Campo Coyotes son verticales y presentan direcciones generales de NE 30° SW y NW 40° SE. Las fallas cuando se cruzan, conforman pares conjugados bien desarrollados, cuya interpretación se obtuvo al trazarlas en dos secciones sísmicas perpendiculares. Con base en las orientaciones del par conjugado, se interpreta que la dirección principal del paleoesfuerzo que originó la deformación por cizalla es horizontal con dirección NW 05° SE.



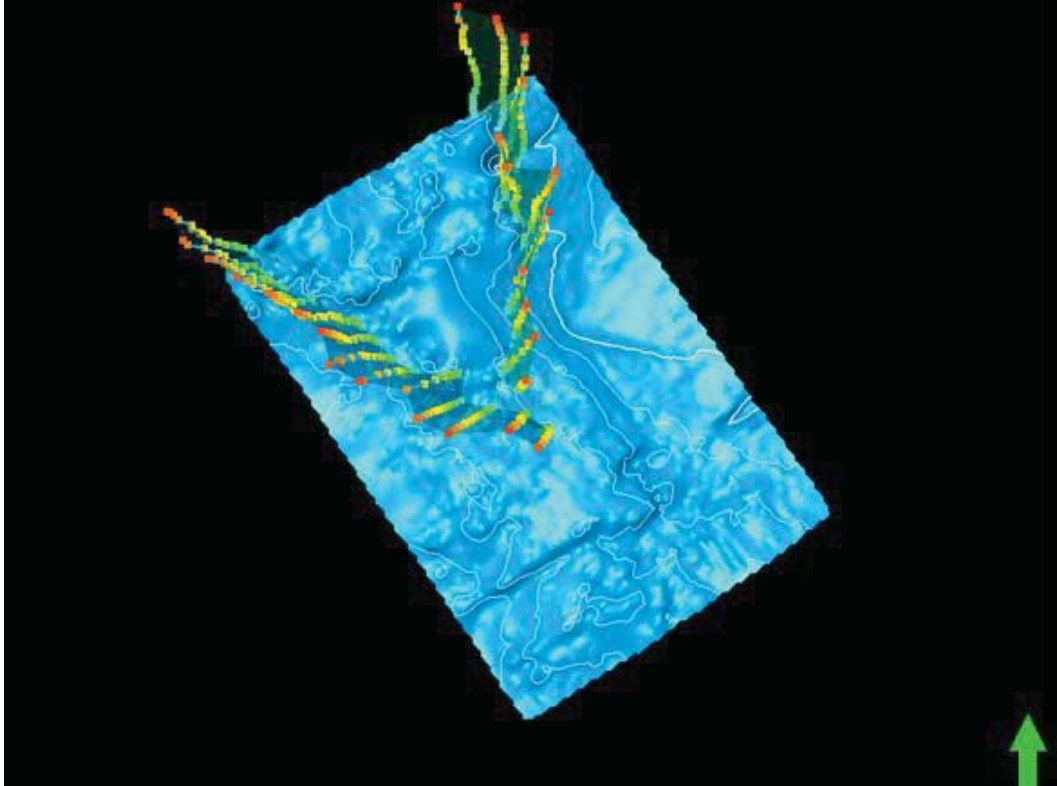


Figura 3.3. Discordancia A con el despliegue de las fallas que forman el par conjugado en el Campo Aragón (CNH-UNAM, 2012).

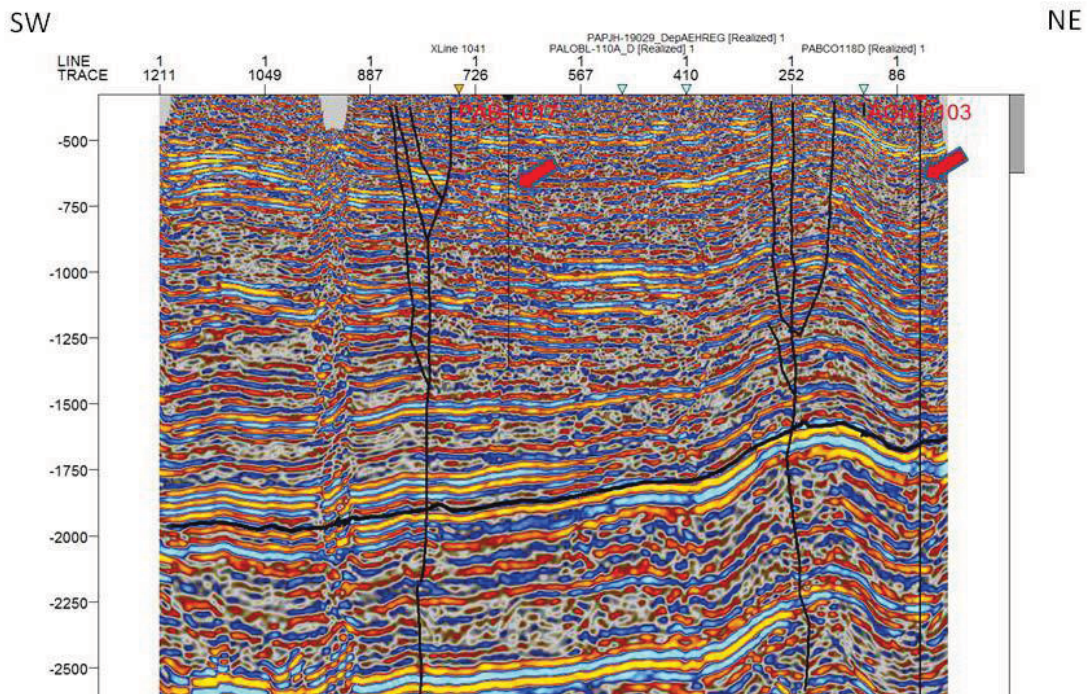


Figura 3.4. Sección sísmica donde se tiene la interpretación de pliegues suaves y dos fallas laterales en el Campo Palo Blanco (CNH-UNAM, 2012).

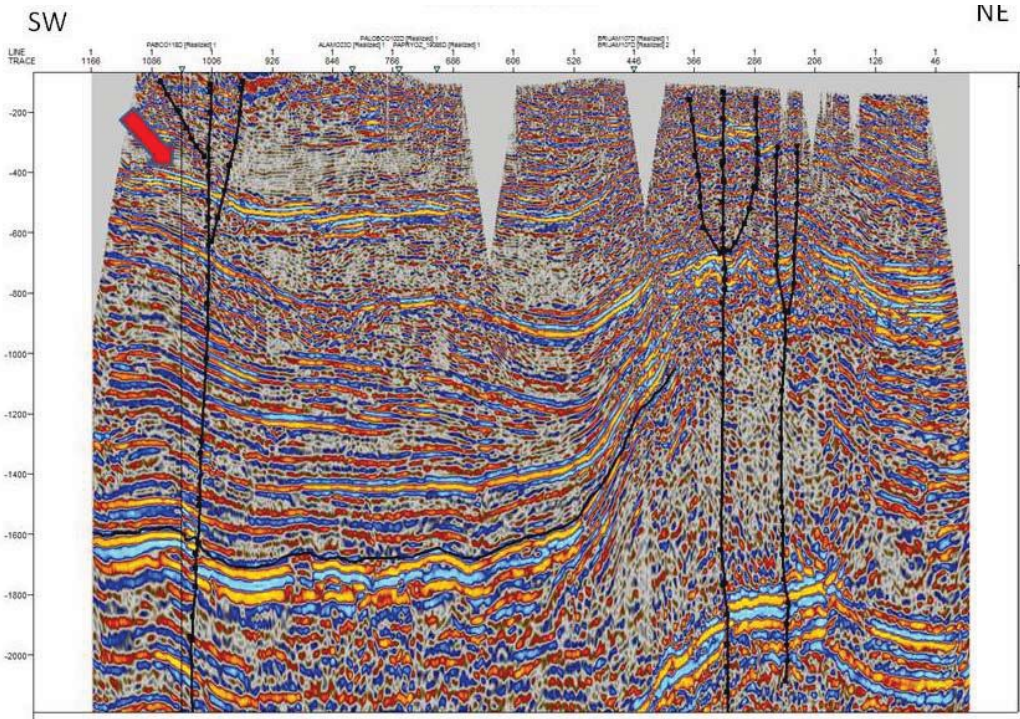


Figura 3.5. Sección sísmica del Campo Palo Blanco, donde se tienen dos fallas laterales y el acuñamiento al oriente de las secuencias sedimentarias contra un bloque alto de la Paleo-isla de Tuxpan (CNH-UNAM, 2012).

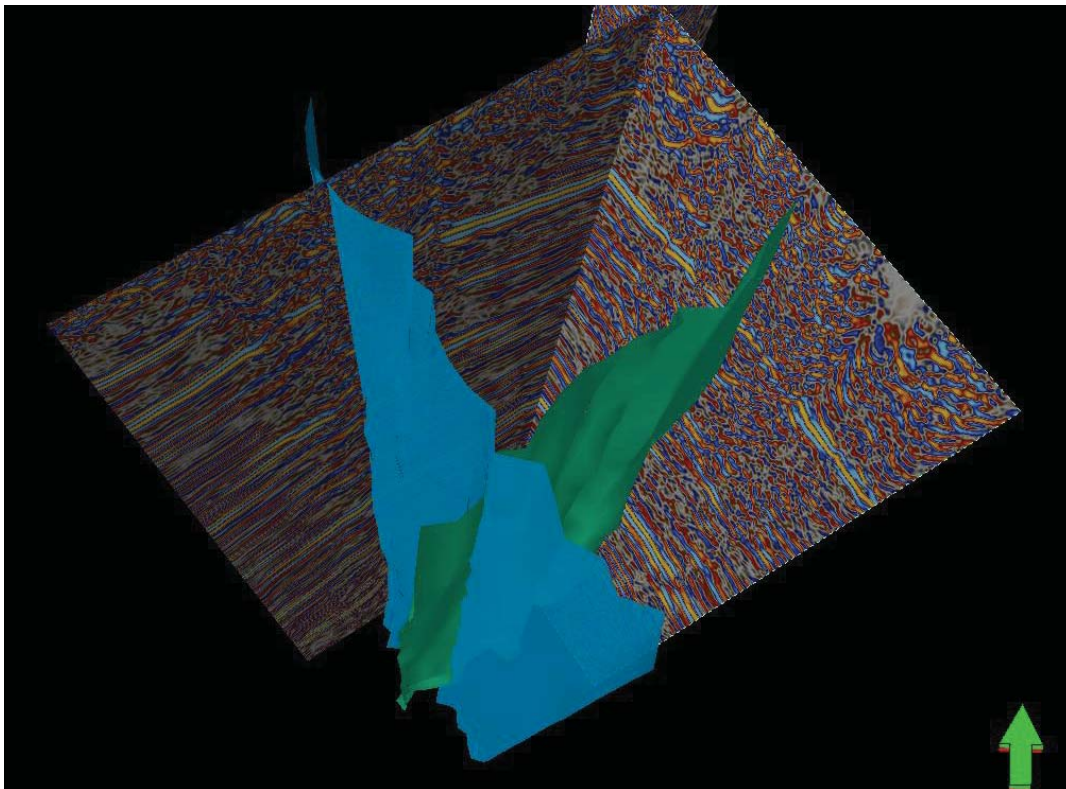


Figura 3.6. Par conjugado de fallas laterales con superficies verticales en el Campo Palo Blanco (CNH-UNAM, 2012).

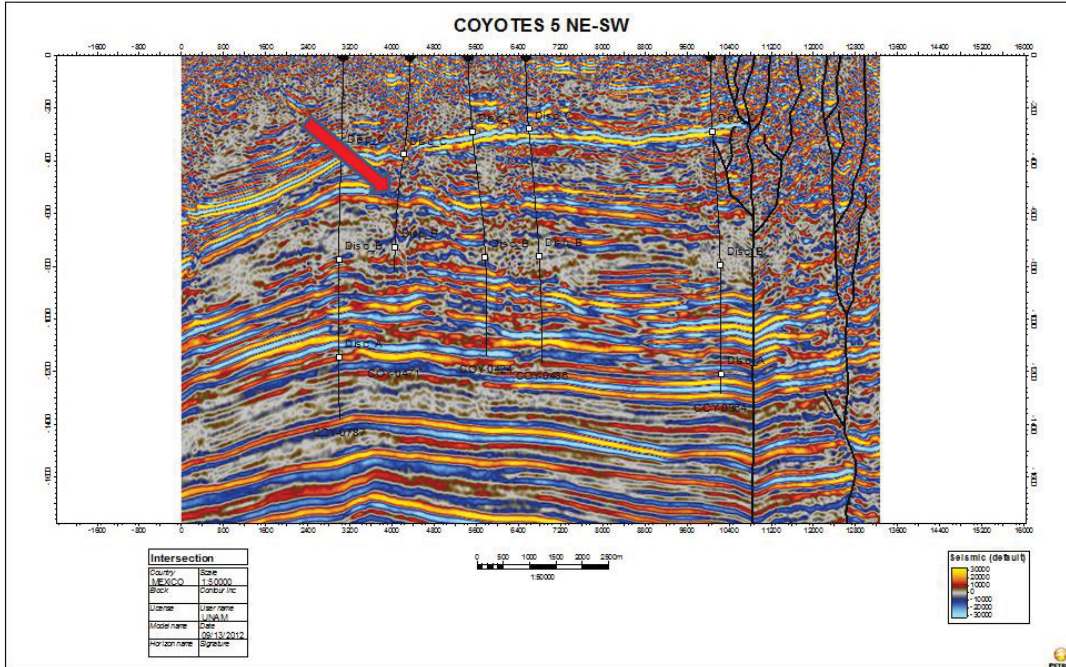


Figura 3.7. Pliegue anticlinal suave que afecta a la secuencia Mesozoica en el Campo Coyotes, el cual se presenta en la parte inferior de la sección sísmica (CNH-UNAM, 2012).

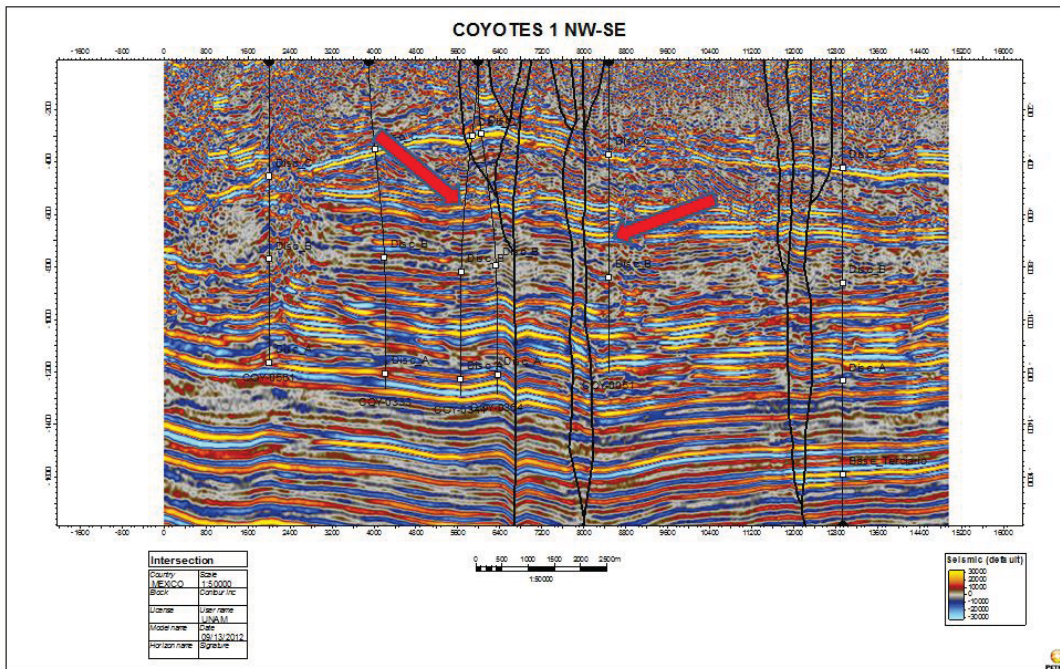


Figura 3.8. Sección sísmica con tres fallas laterales con desarrollo de flor positiva en el Campo Coyotes (CNH-UNAM, 2012).



#### 3.1.2. Sector Centro.

En el campo Humapa se tienen pliegues suaves en las secuencias mesozoicas y las de la base del Terciario, con planos axiales de rumbo NW-SE, cuya geometría cambia a capas menos inclinadas hasta convertirse en subhorizontales hacia el oriente (figura 3.9), a medida que se aleja del frente de la Sierra Madre Oriental. Las rocas del Paleoceno no presentan plegamientos ya que también, en sentido vertical, se van atenuando los pliegues, predominando en las secuencias superiores que el depósito domine la geometría, por el relieve de las superficies discordantes y por la magnitud de los depósitos turbidíticos.

Las estructuras secundarias que afectan toda la secuencia sedimentaria, son una serie de fallas laterales destrales, las cuales presentan fallamiento inverso de segundo orden que sugiere un sistema transpresivo que dio origen al sistema de flor positiva. Las direcciones preferentes de las fallas corresponden a N 35° W, 90° y N 45° E, 90°, para formar un par conjugado (figura 3.10), el cual no indica una dirección principal de esfuerzo de N 10° E en posición horizontal; asociado a las fallas, se presenta un sistema de fracturamiento que tiene orientaciones similares a las fallas.

En el campo Miquetla, las secuencias sedimentarias del Jurásico y Cretácico que se encuentran por debajo de la Discordancia Base del Terciario, se caracteriza por la presencia de pliegues suaves cuyos ángulos interflancos se encuentran entre los 145° y 150° (figura 3.11), y cambia su geometría hacia el oriente.

Existe de igual manera un sistema de fallas laterales, acompañadas de fallas inversas de segundo orden; conjuntamente hubo desarrollo de un sistema de fracturas y microfracturas. Esto indica esfuerzos de cizalla en un sistema transpresivo, lo que da origen a estructuras de flor positiva (figura 3.12). Estas estructuras forman un par conjugado con direcciones de NE 05° SW y NW 55° SE, mismas que al cruzarse forman una zona de alto desarrollo de fracturamiento.

En cuanto al Campo Agua Fría, se caracteriza por tener un desarrollo de pliegues suaves con ángulos interflancos de 150° (figura 3.13). En sentido vertical los pliegues se van atenuando a medida que se sube estratigráficamente, esto debido a que el depósito terrígeno fue acomodado de acuerdo al paleorelieve existente.

Las deformaciones más importantes en este campo afectan a la columna mesozoica y cenozoica corresponde con deformación frágil, que originó un sistema de fallas laterales, acompañada de fallas inversas de segundo orden (figura 3.14). Esto sugiere que la zona estuvo sujeta a esfuerzos de cizalla en un sistema transpresivo que originó estructuras de flor positiva, acompañada de fracturas verticales y subverticales. Las fallas tienen las siguientes orientaciones generales: NW 55° SE, 90° y NE 05° SW, 90°; que forman un par conjugado (figura 3.15). El esfuerzo principal mayor actuó horizontalmente con una dirección de NW 25° SE.

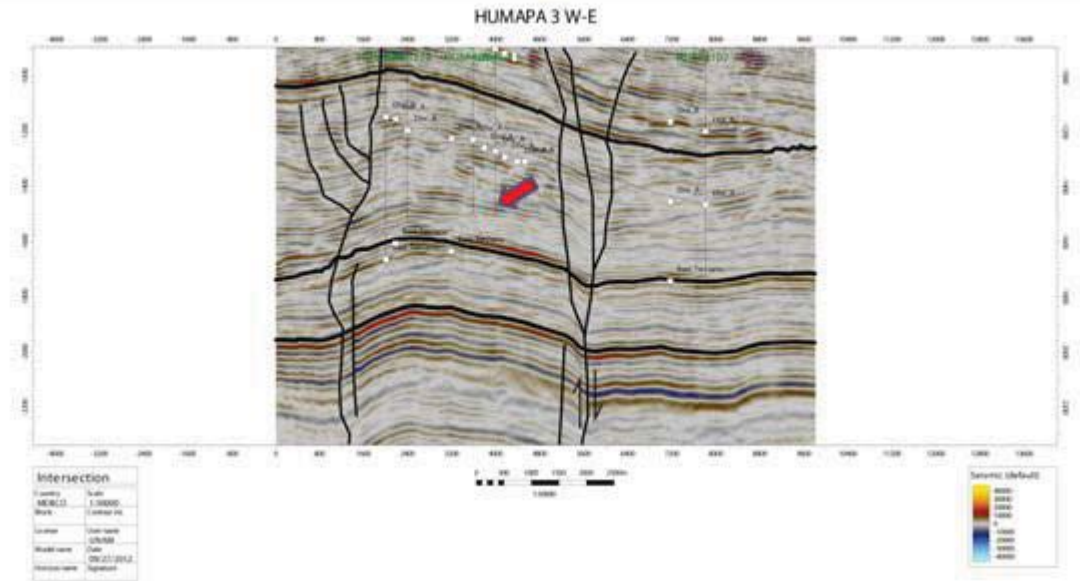


Figura 3.9. Pliegues suaves y fallas laterales que afectan a la secuencia sedimentaria del Campo Humapa (CNH-UNAM, 2012).

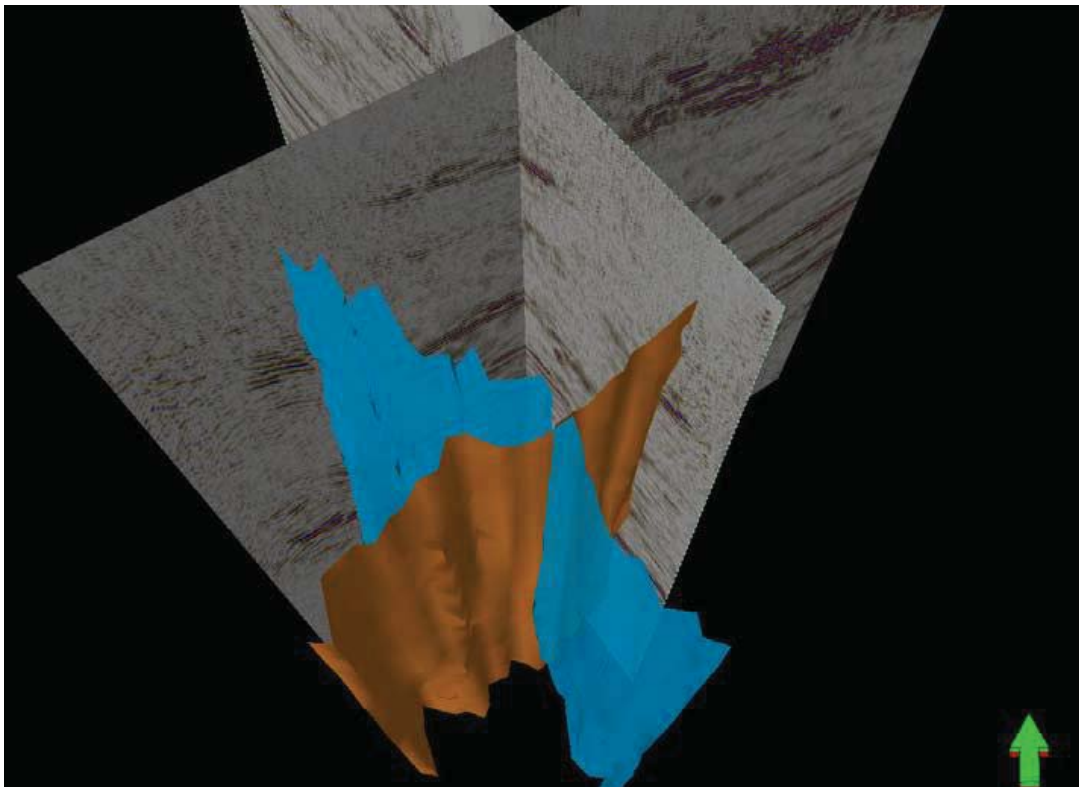


Figura 3.10. Par conjugado de fallas laterales con superficies verticales en el Campo Humapa (CNH-UNAM, 2012).

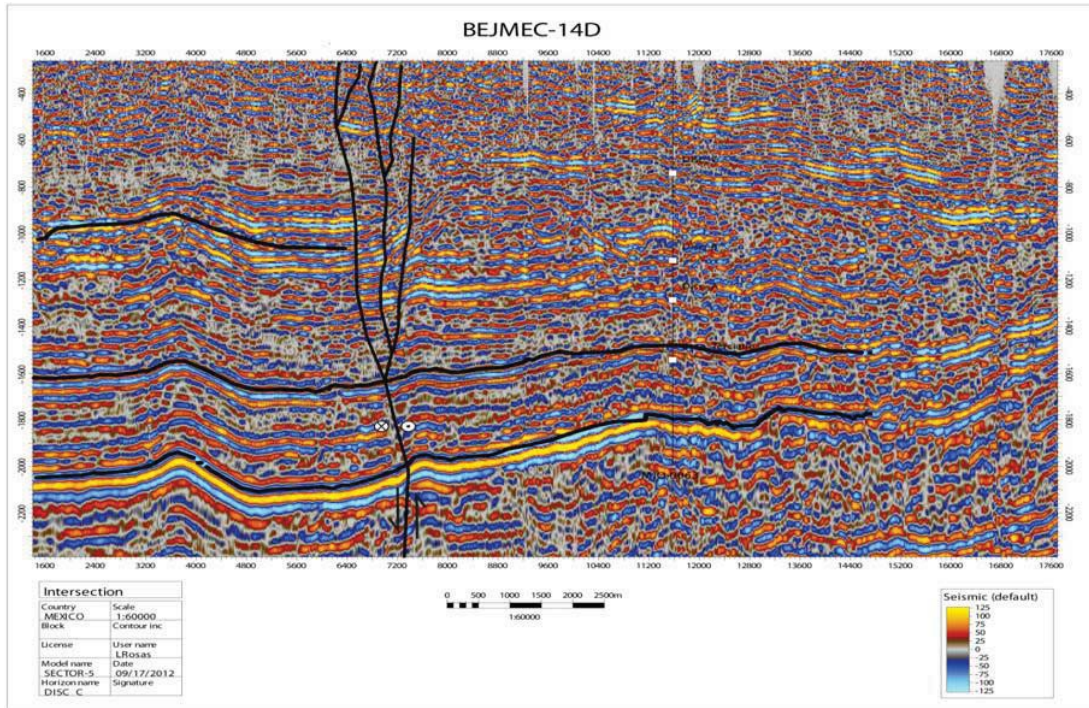


Figura 3.11. Flancos de un pliegue que definen un anticlinal suave que afecta la secuencia Mesozoica en el Campo Miquetla (CNH-UNAM, 2012).

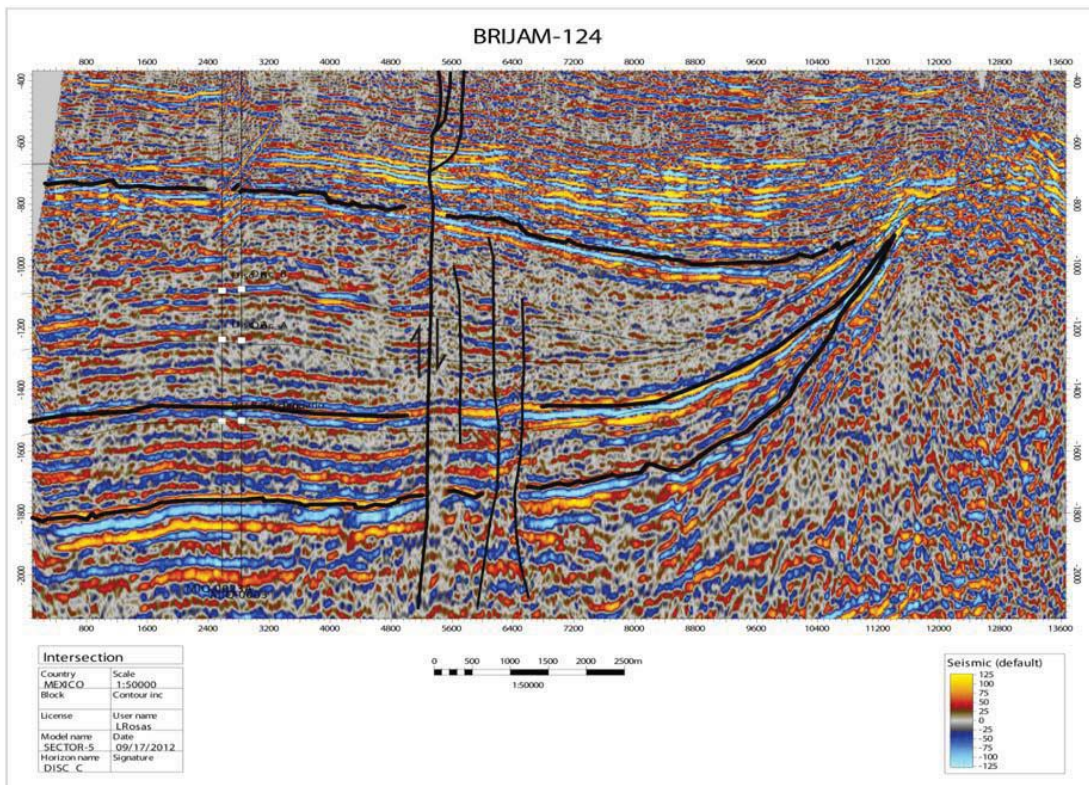


Figura 3.12. La imagen muestra una falla lateral con fracturamiento asociado y acuñamiento de los horizontes hacia la parte Noreste en el Campo Miquetla (CNH-UNAM, 2012).



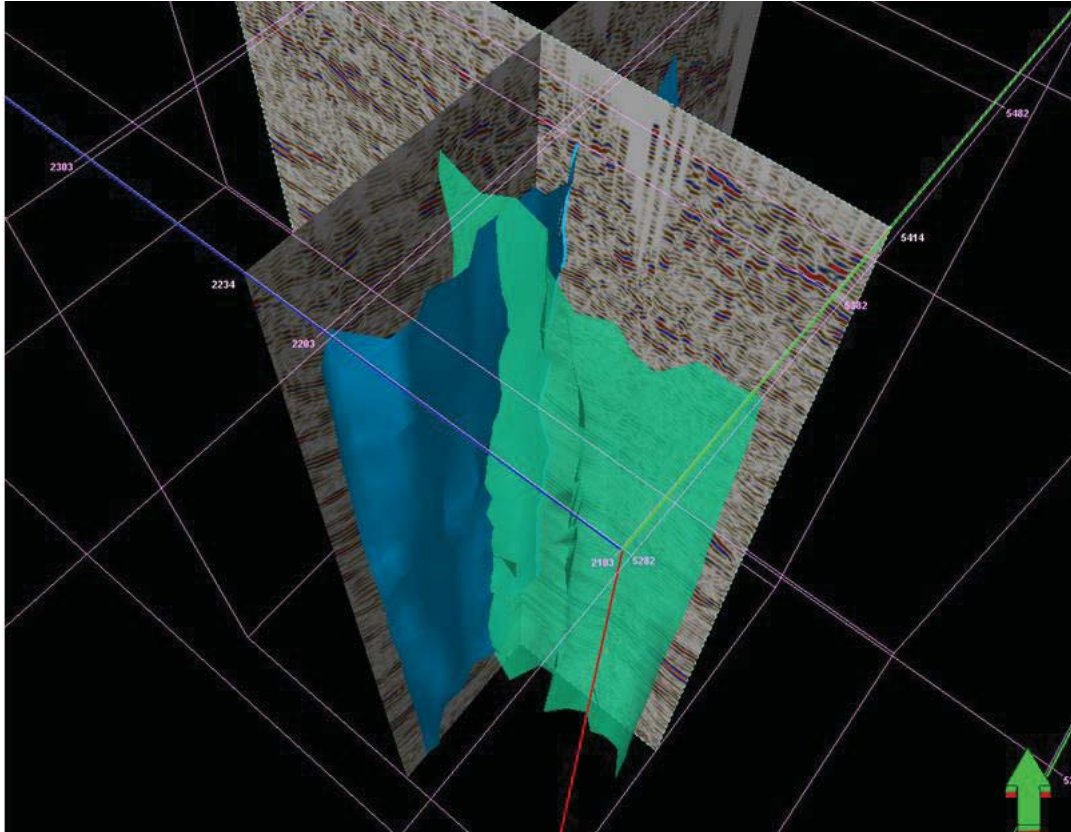


Figura 3.15. Par conjugado de dos fallas laterales obtenidas a partir del análisis de un conjunto de secciones sísmicas perpendiculares en el Campo Agua Fría (CNH-UNAM, 2012).

### 3.1.3. Sector Sur.

En el campo Tajín existen pliegues abiertos en las rocas del Cretácico y Jurásico (figura 3.16), los cuales influyeron en el acomodo de las secuencias terrígenas sobrepuestas (Fm. Chicontepec Inferior), donde también se observan pliegues que se van atenuando a medida que se sube estratigráficamente (De Anda, 2013).

Toda la secuencia del campo está afectada por sistemas de fallas laterales con desarrollo de fallas inversas de segundo orden que en conjunto forman estructuras de flor positiva (figura 3.17). Las fallas laterales son de componente derecha con una orientación preferencial al  $NEW 55^\circ, 90^\circ$ . Su origen se asocia a la acción de paleo-esfuerzos, donde el esfuerzo principal tiene una dirección horizontal al  $NW 25^\circ SE$ .

En cuanto al Campo Furbero, las secuencias del Mesozoico y base del Paleogeno presentan anticlinales y sinclinales (figura 3.18), cuyos ejes tienen una dirección promedio de  $NW 20^\circ SE$ , los cuales van atenuando su inclinación a medida que se alejan de la Sierra Madre Oriental y también cuando se sube estratigráficamente; por lo que las unidades del Eoceno ya no presentan deformación.

Las estructuras geológicas secundarias más abundantes, que afectan a la secuencia Mesozoica y Cenozoica, particularmente al Grupo Chicontepec, son un conjunto de fallas laterales de componente

dextral, las cuales presentan a su vez fallas inversas de segundo orden que indican la presencia de un sistema transpresivo que originó un sistema en flor positiva (figura 3.19).

Las fallas conforman un par conjugado bien definido (figura 3.20), que presentan las direcciones preferenciales de NW 45° SE, 90° y NE 15° SW, 90°. Sugiriendo una dirección principal de esfuerzo de cizalla de aproximadamente NW 15° SE. De manera contemporánea al desarrollo de las fallas laterales, ocurrió fracturamiento y microfracturamiento vertical, sobre todo en los horizontes más arenosos. Estas discontinuidades también funcionaron como conductos principales a través de los cuales hubo actividad magmática fisural que dio como resultado la formación de extensas mesas de basaltos que cubren a las unidades sedimentarias dentro del campo y que también funcionaron como anomalías térmicas locales que pudieron contribuir a la maduración térmica de la materia orgánica en las zonas próximas de donde están los conductos que permitieron el flujo de magma hasta la superficie.

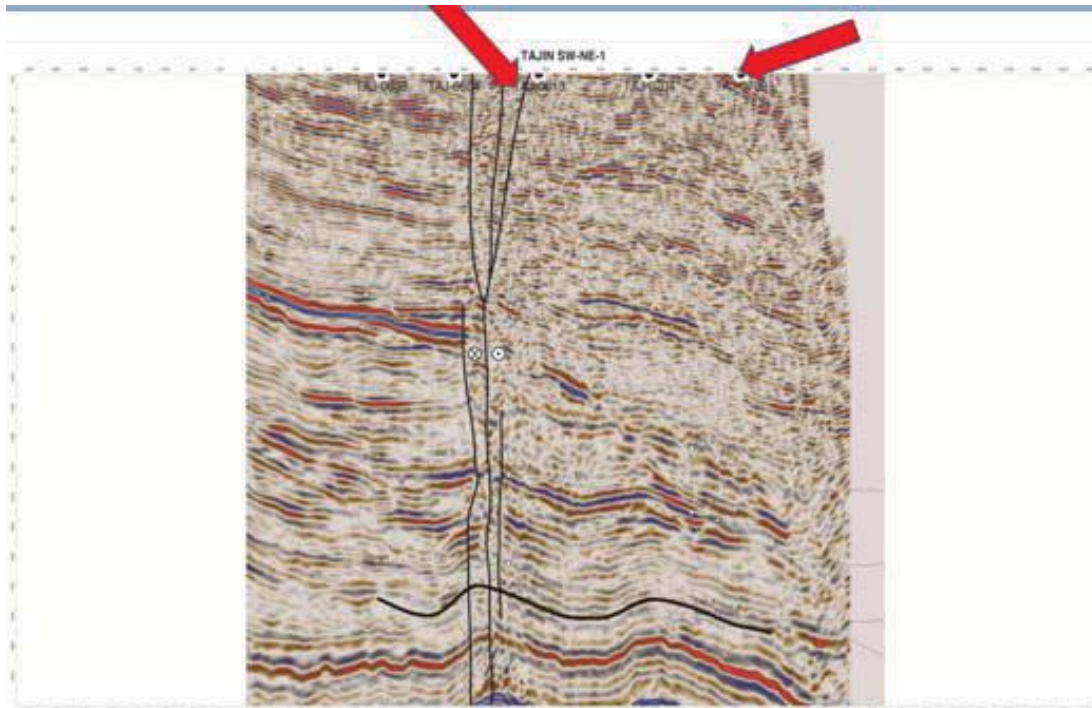


Figura 3.16. Sección sísmica del Campo Tajín, en donde se tienen pliegues y una falla lateral derecha (CNH-UNAM, 2012).

### 3. Modelo Geológico Regional.

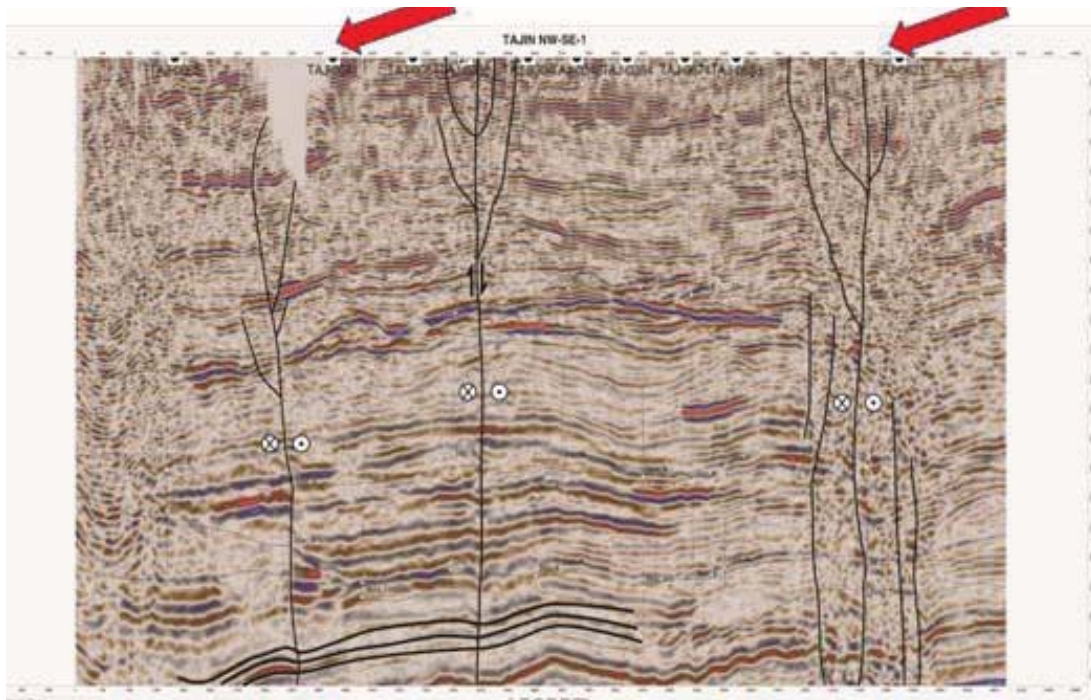


Figura 3.17. Sección sísmica del Campo Tajín, donde se tienen tres fallas laterales derechas y la Ubicación de pozos productores y no productores (CNH-UNAM, 2012).

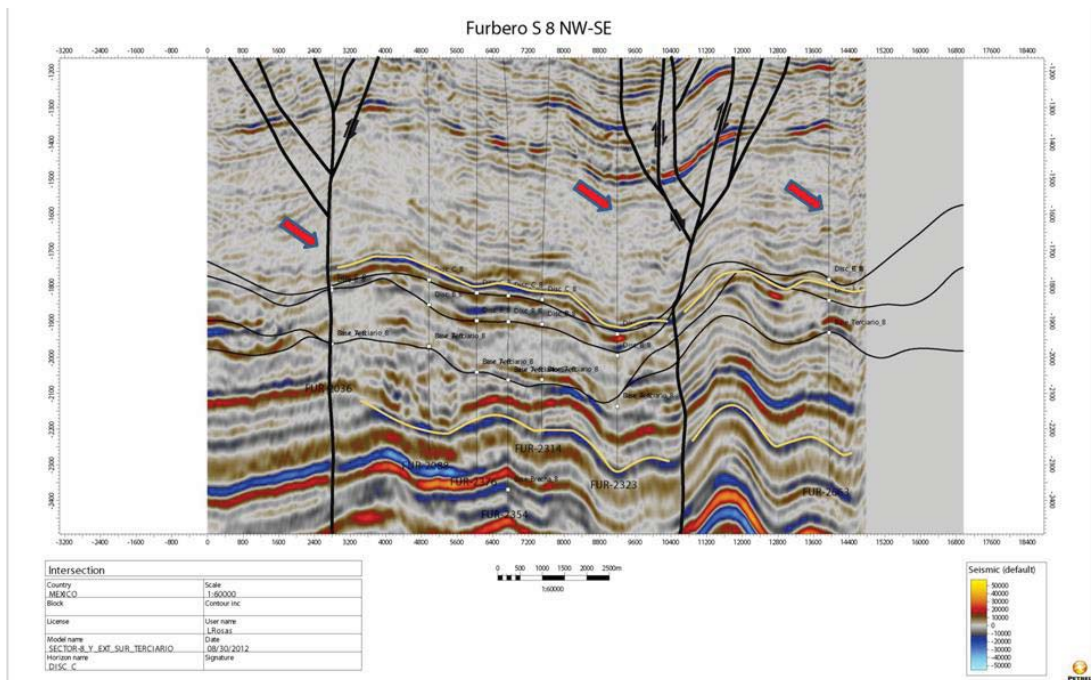


Figura 3.18. Secuencia plegada a nivel de las secuencias cretácicas y en la base del Paleógeno, que fueron afectadas en una etapa posterior por un sistema de fallas laterales (CNH-UNAM, 2012).

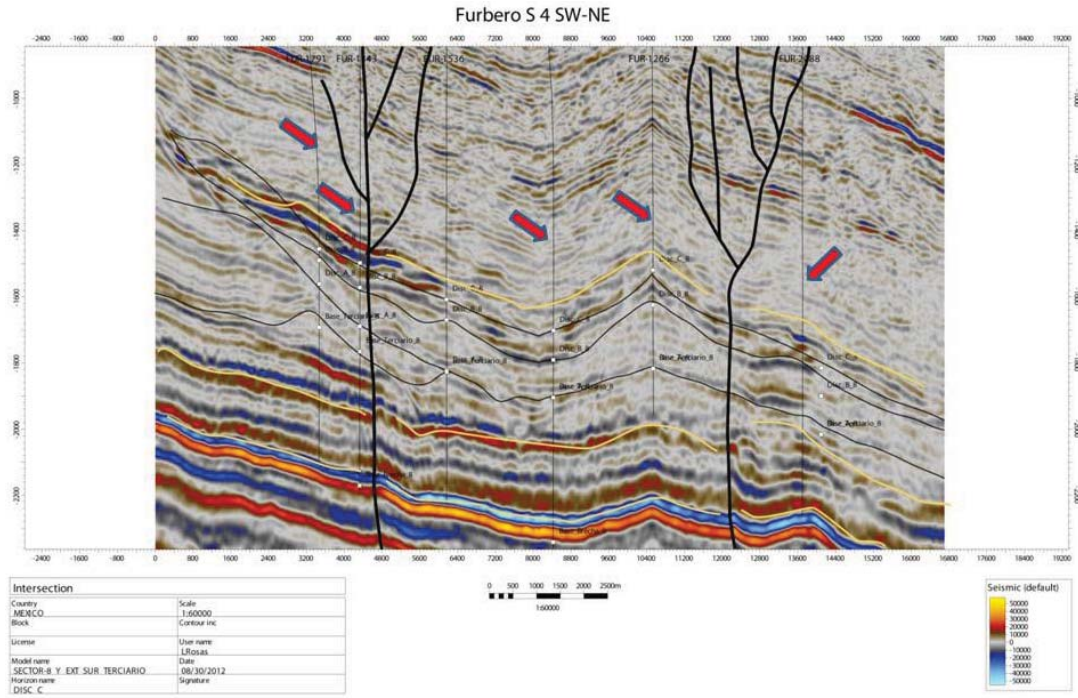


Figura 3.19. Sección sísmica del Campo Furbero, donde se interpretan dos fallas laterales que encada caso tienen una flor positiva (CNH-UNAM, 2012).

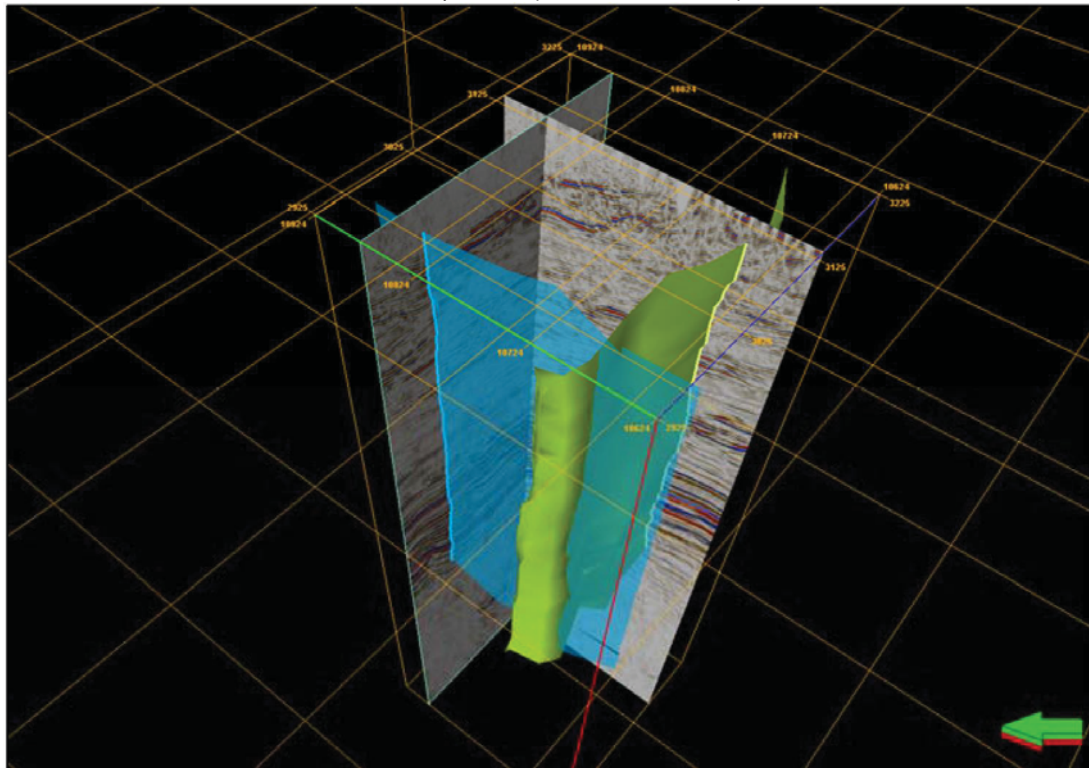


Figura 3.20. Par conjugado de dos fallas laterales del Campo Furbero, interpretadas a partir del análisis de un conjunto de secciones sísmicas perpendiculares (CNH-UNAM, 2012).



### 3.2. FACIES DE SECUENCIAS TURBIDÍTCAS.

La clasificación aplicada a estas secuencias turbidíticas es la propuesta por Mutti y Ricci Lucchi (1972) y Mutti (1979), ellos sugieren dividir los depósitos terrígenos en siete facies, donde utilizan una terminología alfabética de la A hasta la G, que describen la relación que existió entre el abanico submarino y el medio de depósito. La utilización de este tipo de litofacies ayuda a comprender distintas propiedades como la geometría del depósito, la relación lateral y vertical dentro del medio ambiente de depósito, la estructura interna de los estratos, mecanismos de transporte y de depósito en el marco de los flujos de gravedad (figura 3.21).

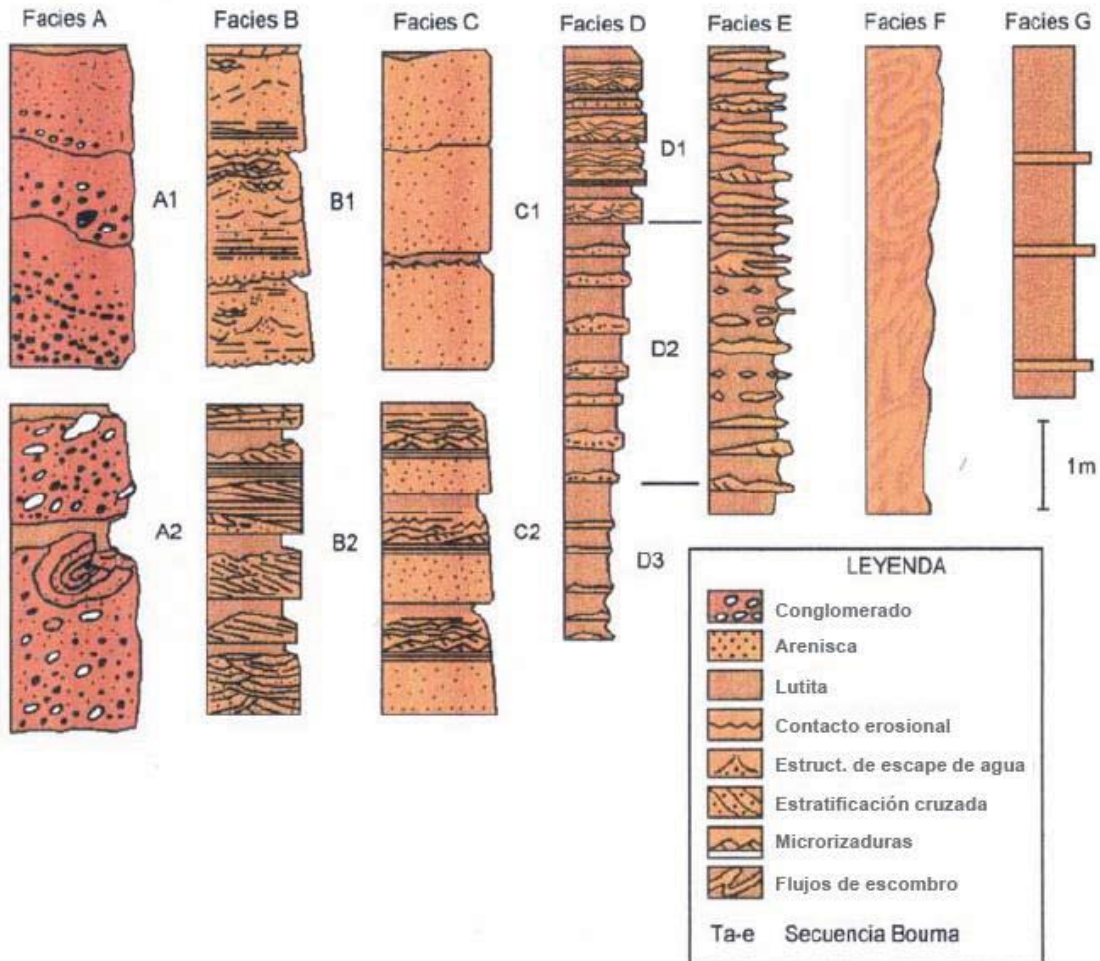


Figura 3.21. Clasificación de facies turbidíticas propuesta por Mutti (1979).

### 3.2.1 Distribución de Facies.

A continuación se describirán las características de mayor importancia según esta distribución:

#### **Facies A**

Los estratos de facies A se encuentran conformados principalmente por cantos rodados y arenas de grano grueso hasta medio. Los espesores cuentan con variaciones de 1 a 10 m., y están amalgamados, tienen diferentes tipos de límites como superficies de erosión, bases de canales, interdigitación con estratos de grano fino. Estos afloramientos son comunes de presentar sucesión de estratos, identificándose únicamente por las unidades de flujos individuales, variaciones en la granulometría, fabrica, capas intraformacionales de lodo y clastos, al igual que la organización interna de estos estratos puede encontrarse de forma grada, no gradada o inversa.

Las facies A son normalmente asociadas con facies B y E, donde los estratos de las facies A principalmente se conforman de flujos detríticos de tracción, presentada como una desorganización interna, o como flujos de granos, donde si tienen una organización interna (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Middleton y Hampton, 1973).

#### **Facies B**

Estas facies están compuestas principalmente de secuencias masivas de areniscas de grano grueso a medio, con canales y marcas de erosión causadas por flujos de corrientes, a diferencia de las facies A, éstas muestran una continuidad lateral más marcada y de mayor extensión. Es común que el estrato contenga clastos a lo largo de la superficie basal de erosión, también presentan laminación paralela y estructuras cóncavas, estas evidencias posdeposicionales señalan la migración de fluidos. Este tipo de facies son típicas de un ambiente de canal, específicamente en la parte del abanico medio o interno, por lo que la facies B tiende a reflejar procesos hidráulicos presentes en el flujo de granos; cuando este tipo de facies se encuentra en transición con facies de tipo C, la interpretación se sugiere que sea de una corriente de fluxoturbides (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Middleton y Hampton, 1973; Carter, 1975; Howell y Normark, 1982).

#### **Facies C**

Este tipo de facies se caracteriza por estar formado de areniscas de grano grueso a fino, interestratificadas con estratos delgados de lutita. Estos estratos de areniscas son las clásicas turbiditas de las secuencias Bouma. En el caso de las cinco subdivisiones de las turbiditas, no siempre se puede encontrar de forma completa. En cuanto a los espesores de los estratos, estos son normalmente de espesor uniforme con gran expansión lateral, generalmente entre los 0.2 a 2.5 m., suelen tener gradación normal a la base, marcas de base bien desarrolladas, así como clastos de lodo "rip-up clast". Este tipo de facies se puede asociar a secuencias de la parte superior de un relleno de canal y con algunos ambientes no canalizados de abanico medio, externo y en algunos casos de planicie de cuenca. Este tipo de facies son las primeras en depositarse debido a una corriente de turbidez (Kuenen y Migliorini, 1950; Middleton, 1967; Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

#### **Facies D**

Este tipo de facies tiene como característica la interestratificación delgada de areniscas y lutitas. En cuanto a sus estratos se encuentran conformados por una amplia continuidad lateral y un espesor que varía de los 0.05 a los .25 m., cada estrato de arenisca se encuentra típicamente gradado, mostrando en la parte superior el intervalo de la secuencia Bouma T<sub>cds</sub> o T<sub>ce</sub>. Se encuentra en forma transicional con estratos delgados de las facies C, es conocida como turbidita distal. Estas areniscas representan el depósito de flujos turbidíticos de baja densidad, y frecuentemente el intervalo T<sub>e</sub> se encuentra de grano más fino y delgado que los intervalos T<sub>c</sub> o T<sub>d</sub> que subyacen en el mismo estrato ((Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

#### **Facies E**

Estas facies consisten en alternancias delgadas de areniscas y lutitas con una variedad interna de laminaciones paralelas, rizaduras escalonadas "climbing ripples" y estratificación "flaser", difiere de la facies D por su espesor delgado menor a 0.30 m., la relación de areniscas a lutita es de 1:1 o mayor, con granos gruesos y una pobre clasificación, no tiene buena continuidad lateral por lo que es común encontrarlas en lentes, planos ondulados y con tendencias al acuñamiento, se caracterizan por presentar clastos de lodo "rip-up clast" y gradación basal, el intervalo T<sub>ce</sub> es común. La Facies E está asociada con ambiente de canal. Las facies B y E se asocian dentro de un abanico interno y medio, además las facies E están asociadas con las facies D, G y F al formar parte de los depósitos de terraplén y crecimiento de "overbanks". Este tipo de facies es común de flujos de tracción y gravedad de concentración alta, asociado a los márgenes del canal (Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

#### **Facies F**

Las facies F están compuestas por depósitos desplazados por movimientos sindeposicionales o posdeposicionales, tales como asentamientos, deslizamientos, rompimientos de talud; debido a su límite pequeño presente entre los sedimentos acumulados y el margen de talud. En el caso de llevarse a cabo un rompimiento en el talud, la acción de la gravedad actuará formando los primeros flujos de sedimentos por gravedad, seguidos por los procesos de resedimentación y depósito de las facies antes descritas. Mutti y Ricci las describen como caóticas, con una deformación parcial, agrupando bajo estas facies a los asentamientos en terraplenes, deslizamientos, flujos de lodo, flujos de arenas, paraconglomerados, olistostromas, olistolitos, brechas de talud, estratos desordenados "slurried". Estas facies se generan por asentamiento y deslizamiento por gravedad, que es típicamente encontrado cerca del talud inferior o a lo largo de los márgenes del canal del abanico interno y medio (Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

### **Facies G**

Finalmente, las facies G comprenden clastos pelágicos y hemipelágicos compuestos por minerales arcillosos, además puede incluir proporciones variables de limolita, arena fina, micas, restos de plantas, carbonatos, fosfatos y conchas. Es común encontrar alternancias de turbiditas siliciclásticas y turbiditas carbonatadas (lodos micríticos de nanofosiles). Las facies G son generalmente delgadas y paralelas, se forman principalmente en el talud y ambiente de intercanales y en medio medida como relleno de canales abandonados. Las facies asociadas son las facies D y E. Los mecanismos de dispersión para estas facies de grano fino pueden involucrar una combinación de ambientes pelágicos asociados a depósitos de contouritas (Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

#### **3.2.2 Distribución de Facies Sedimentarias.**

La distribución de facies sufrió distintos cambios durante su evolución. En el Jurásico Medio y Superior, la distribución de las facies fue principalmente controlada por el paleo-relieve que era efecto de fuertes dislocaciones que afectaron a la región al final del Liásico, dando lugar a una fisiografía de bloques y fosas tectónicas. Esto es particularmente principalmente notable en el sector meridional de la Cuenca de Chicontepec (Sección B-B'), distinto a la sección septentrional (A-A') donde la sedimentación del Jurásico Medio fue influenciada más bien por el relieve del basamento, desde el Triásico (figura 3.21 y 3.22).

Este tipo de fosas, meridionales, se encuentran con rellenos de tipo continental, donde la fuente fue la Formación Cahuascal; estos pasan transicionalmente a sedimentos costeros, evaporíticos y marinos someros, tanto en el sentido lateral, como vertical.

Mientras que en las cuencas del norte, existe un relieve más suave por lo que los cuerpos de areniscas son más extensos y sugieren un ambiente costero hasta llegar a sedimentos marinos someros (sección A-A').

Durante el Jurásico Superior, el paleo-relieve se empieza a suavizar, al norte se constituye una plataforma de relleno con una ligera depresión al centro de la misma (figura 3.23).

En el Oxfordiano, la transgresión marina afecta los extremos de esta plataforma, y se empiezan a depositar sedimentos de tipo pelágicos de la Formación Santiago en la parte noroccidental del área. ((Pedrazzini y Basañez, 1978). Esta sedimentación pelágica continúa hasta el Kimmeridgiano en la fosa de Tamán, mientras que en los extremos y partes someras de la plataforma se empiezan a formar oolitos y bioclásticos. Existe una alternancia de sedimentos someros y pelágicos que sugieren ser producto de corrientes de turbidez encontradas en la depresión de Tempoal.

La Formación Santiago muestra facies poco profundas, en el Jurásico Superior, mientras que las formaciones del Kimmeridgiano presentan facies pelágicas en la única depresión importante, como en la de Cuachiquitla. En sus bordes se depositan sedimentos marinos someros y evaporitas. El espesor

importante de sedimentos mixtos en la depresión de Chipoco, sugiere un hundimiento sincronizado al depósito (Pedrazzini y Basañez, 1978).

Durante el Tithoniano, la Formación Pimienta, se empieza a depositar caracterizada por ser uniformemente profunda.

La figura 3.24 describe la migración de las facies durante el Jurásico Medio-Superior. Se nota una secuencia transgresiva continua a partir del Jurásico Medio en las partes elevadas, donde en casos particulares emergen hasta el Jurásico Superior, continúa la formación de lechos rojos; lateralmente se depositan areniscas, en su mayoría litarenitas, que ceden el paso a feldsarenitas calcáreas en las zonas costeras y litorales y sedimentos marinos someros. Con la invasión marina, las facies se van sobreponiendo, lo cual explica la aparición de evaporitas desde antes del Calloviano hasta el Kimmerdigiano y cuerpos de calcarenitas desde el Calloviano (Formación Tepexic) hasta el Tithoniano (Miembro San Andrés, Cantú, 1971).

Con el progreso de la transgresión, estos ambientes migran y las facies se sobreponen, por lo cual se encuentran evaporitas desde el pre-Calloviano hasta el Kimmeridgiano y cuerpos de calcarenitas desde el Calloviano (Formación Tepexic) hasta el Tithoniano (Miembro San Andrés, Cantú, 1971).

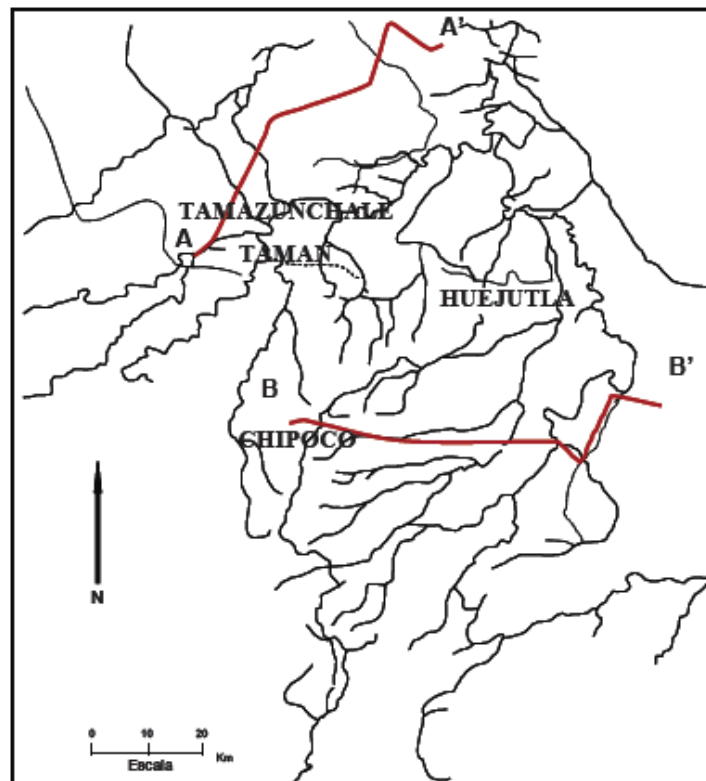


Figura 3.21. Plano general de localización en donde se observan las secciones AA' y BB' (Pedrazzini y Basañez, 1978).

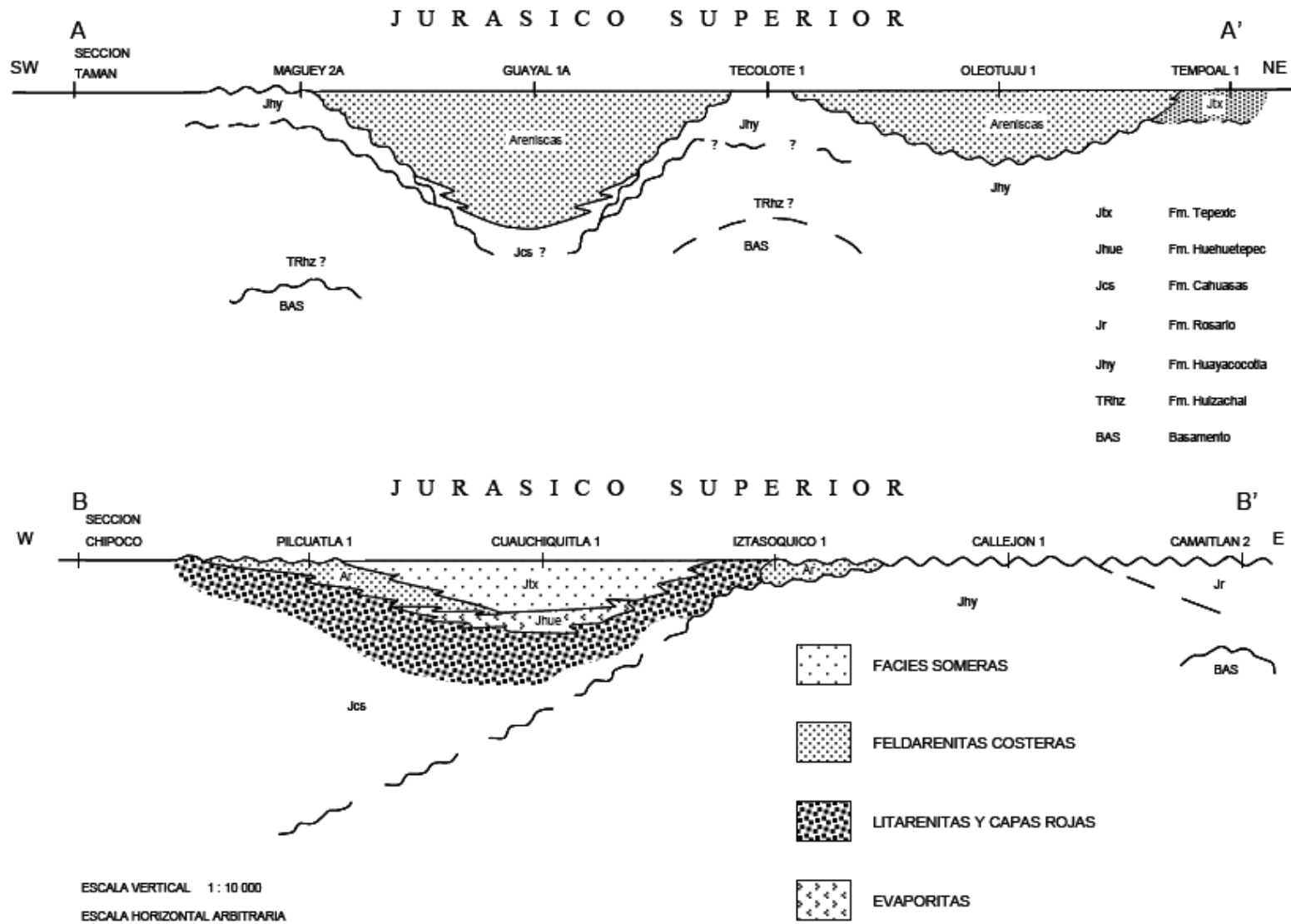


Figura 3.22. Distribución de las facies del Jurásico Superior en las secciones estratigráficas AA' y BB' (Pedrazzini y Basañez, 1978).

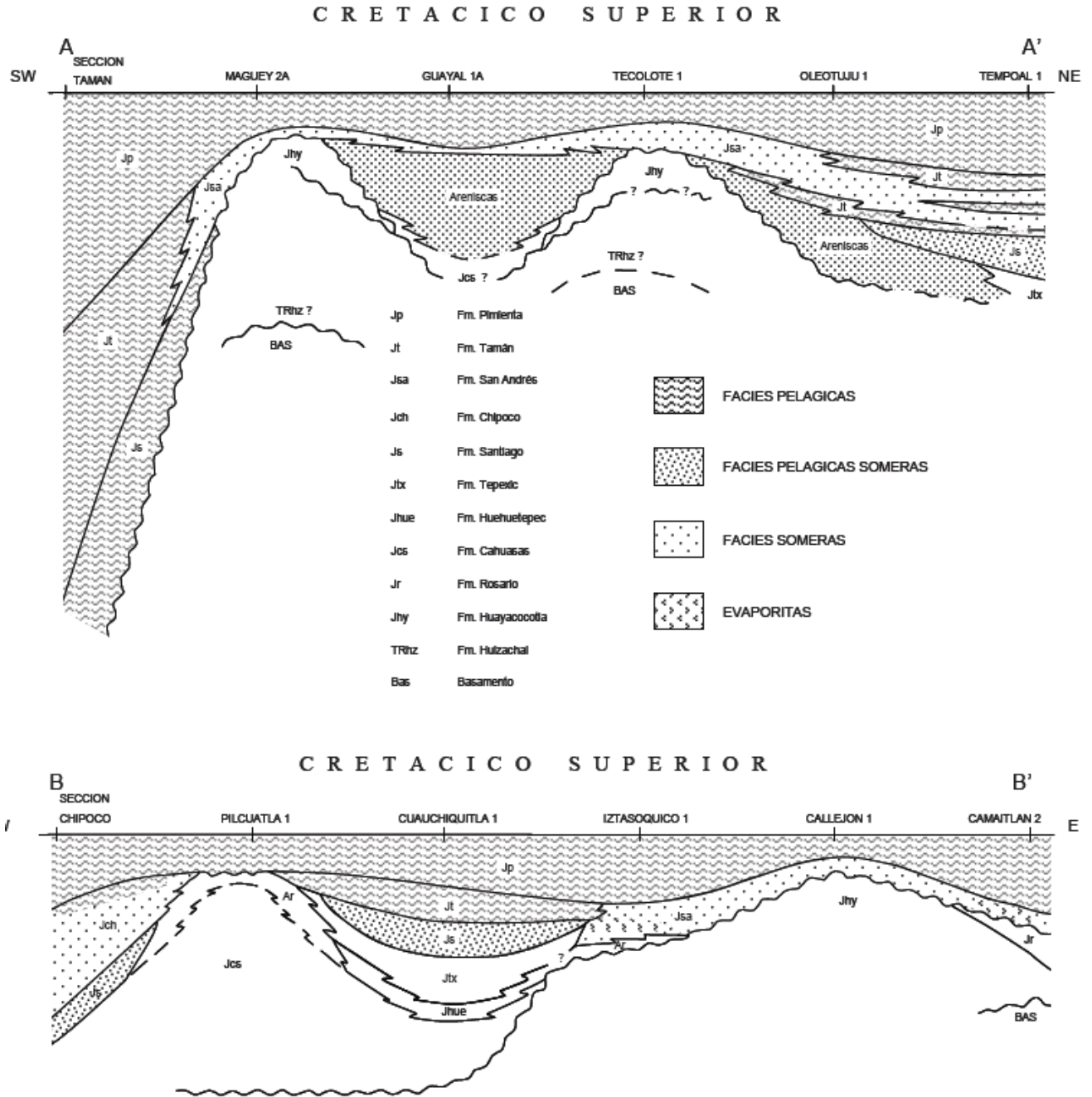


Figura 3.23. Distribución de las facies del Cretácico Inferior en las secciones estratigráficas AA' y BB' (Pedrazzini y Basañez, 1978).

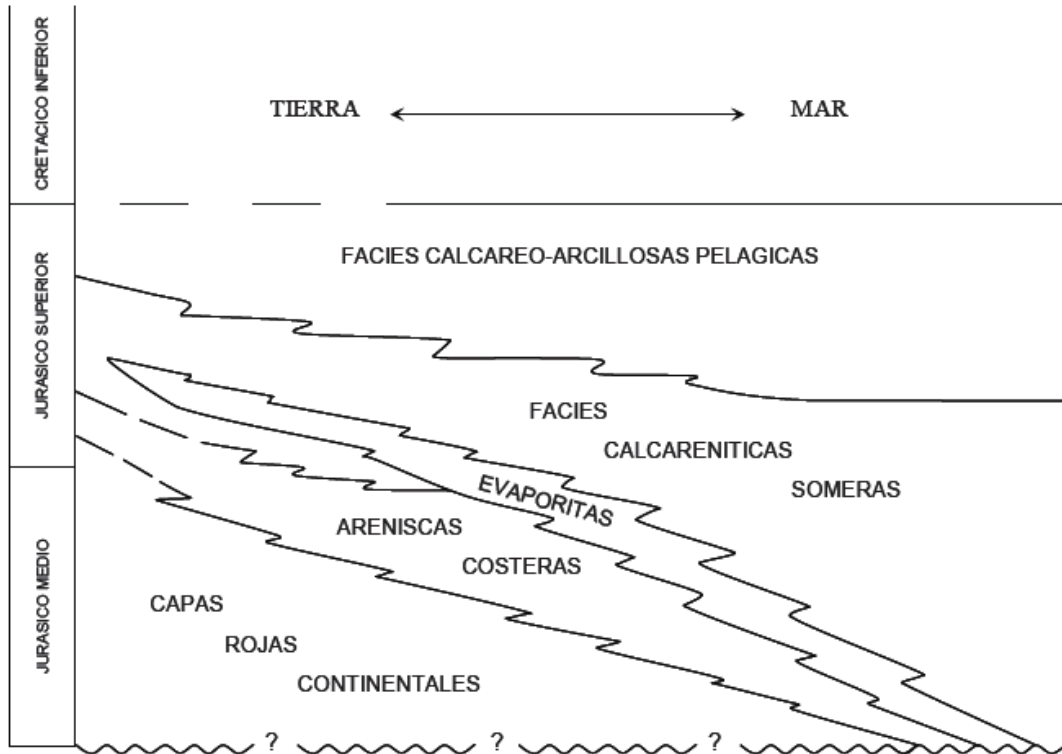


Figura 3.24. Esquema de la migración de las facies durante el Jurásico Medio y Superior (Pedrazzini y Basañez, 1978).

### 3.3. SEDIMENTOLOGÍA.

Los aportes sedimentarios dentro de la cuenca están predominadas básicamente por clastos calcáreos y siliciclásticos del paleoceno que provinieron del nor-occidente y occidente por erosión del Orógeno de la Sierra Madre Oriental; calcáreo-arcillosos de la Paleo-plataforma de Tuxpan al oriente; y metamórficos del Macizo de Tezuitlan, al sur del paleo-cañón; los que sobreyacen discordantemente al paleo-relieve laramídico del Mesozoico.\*

Debido a las pulsaciones tectónicas intermitentes que ocurrieron durante este tiempo, el depocentro de la Cuenca de Chicontepec migra hacia el este y la superficie de la cuenca se empieza a reducir hasta llegar al Eoceno Inferior, canalizándose los flujos turbidíticos del nor-occidente hacia el este y sureste, erosionando a su vez a las Formaciones Chicontepec Medio e Inferior. En el extremo más suroriental de la fosa del paleo-cañón, la columna paleógena fue totalmente erosionada, alcanzando a las rocas basales del Cretácico-Jurásico Superior.

Las secuencias estratigráficas del Grupo Chicontepec, en la cuenca y en la fosa canalizada del paleo-cañón, reflejan las condiciones geomorfológicas de depresiones endorreicas, cuya circulación hidrodinámica intermitente, era de restringida a semi-restringida y poco efectiva para que los sedimentos areno-lodosos maduraran texturalmente. Esta columna en sí, está constituida por litarenitas y sublitarenitas feldespáticas arcillosas, con fragmentos siliciclásticos y calcáreos, gruesos a finos, en una matriz lodosa y con cementante calcáreo; se presentan en forma de lóbulos canalizados y no canalizados, así como masivos, por deslizamientos, derrumbes y por flujos de escombros.



Este tipo de cuerpos sedimentarios tienden a ser erráticos, aunque tienen una dirección preferencial hacia el NE-SW; están intercalados e interdigitados con estratos areno-arcillosos y lodosos, tabulares y lateralmente continuos como depósitos interlobulares.

#### 3.3.1. Megasecuencias.

##### **Megasecuencia Inferior o Unidad 1.**

Al norte esta unidad se caracteriza por ser depósitos cíclicos estratificados, predominados de estratos areno-arcillosos y arcillo-arenosos, de 245 m. de espesor, en forma tabular en la parte centro y acuñadas al oriente, cuenta con altos y depresiones estructurales. La geometría de los cuerpos es tabular estratificada continua y laminada, con ocasionales lentes areno-limo-arcillosos.

En la zona centro, predominan depósitos arcillo-arenosos, interestratificados con horizontes delgados areno-arcillosos de origen turbidítico; que se encuentran emplazados discordantemente sobre una topografía suave. La geometría es tabular estratificada y laminada, con lentes esporádicos.

Al sur, está formada por sedimentos arenosos y arcillosos, que se depositaron discordantemente sobre el paleo-relieve de la cima de la secuencia mesozoica. Los cuerpos poseen una geometría estratificada y laminada de cuerpos tubulares, que en general son continuos pero se acuñan en cortas distancias.

##### **Megasecuencia Media o Unidad 2.**

La Megasecuencia Media (unidad 2), en su sector norte se presenta con estructuras de tipo canalizado e inter-lobular, asociadas a corrientes turbidíticas de baja actividad que causó la formación de cuerpos lenticulares de buena extensión con predominancia de areniscas. Estas zonas interlobulares tienden a una textura areno-limosa interestratificados con horizontes limo-arcillosos, el espesor de esta unidad oscila cerca de los 350 m siendo hacia el sector NW el máximo espesor, con vergencia hacia el NE-SW. La dirección de aporte de los depósitos fue de SE-NW. En cuanto a la geometría de los cuerpos es lobular y acanalada, con horizontes areno-limo-arcillosos en forma lenticular, por lo que se presentan en las secciones sísmicas de forma discontinua y dispersa.

Al centro de la cuenca, los cuerpos lobulares siguen presentes, que sugieren corresponder a corrientes turbidíticas más someras y con una menor tendencia al paralelismo en sus capas. Estos lóbulos son de textura arenosa y areno-arcillosa, con gran extensión y se encuentran interestratificados con horizontes limo-arcillosos, formando una secuencia rítmica. La dirección de aporte tiene una tendencia hacia el NE, aunque localmente se tienen distintas direcciones de aporte.

En este sector se aprecian algunas superficies de despegue “decollement” con sentido de aporte NW-SE, de baja amplitud, que explica las deformaciones intraformacionales, así como los flujos de escombros canalizados de forma local. La geometría de estos cuerpos es de horizontes arenosos y limo-arcillosos en forma tabular y lenticular, que se muestran en intercalaciones cíclicas.

### 3. Modelo Geológico Regional.

Hacia el sur, los cuerpos turbidíticos subyacen a otros de forma lobular, interestratificados; con una geometría con estratificación de horizontes arenosos y limo-arcillosos en forma tabular y lenticular, que en conjunto pueden aparentar una continuidad por más de 1 km, existen secuencias que fueron depositadas como parte de lóbulos progradantes de los flujos turbidíticos no canalizados, donde se puede notar cuerpos lenticulares de areniscas inclinados al oriente, razón a su paleo-topografía al momento de depósito. La geometría en sección de los cuerpos arenosos se presenta inclinada tal como se muestra en la figura 3.25. En los horizontes lenticulares predominan las areniscas las cuales cambian lateral y verticalmente a secuencias limo-arenosas y arcillosas, por lo que no tienen continuidad lateral importante, aunque en la sección sísmica pudiera aparentar horizontes más continuos.

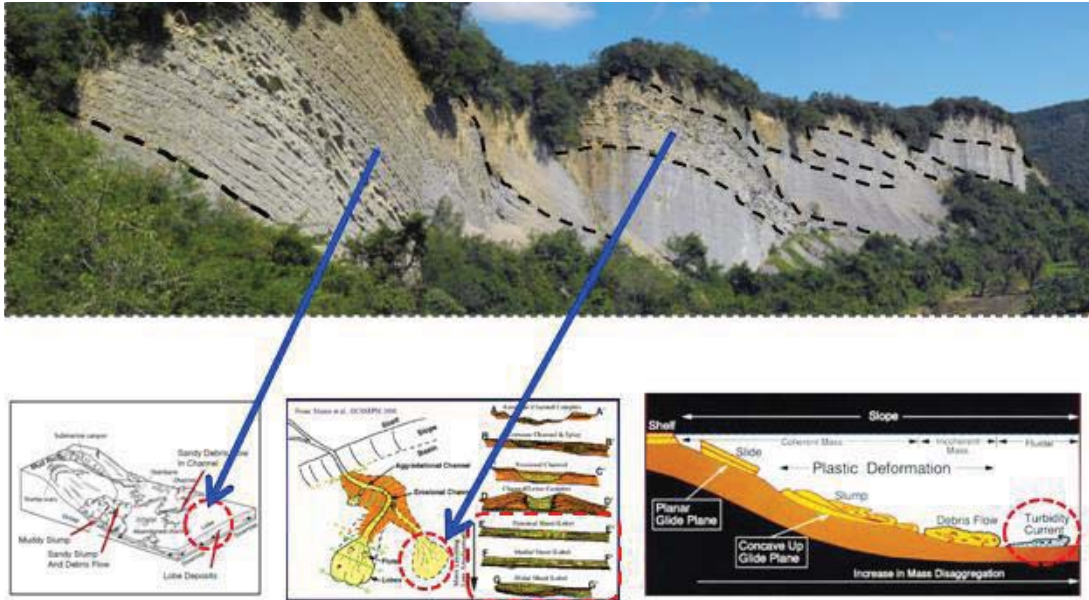


Figura 3.25. Lóbulos progradantes de areniscas que forman cuerpos lenticulares separados por cuerpos de lutitas, como un análogo a lo que se encuentra en el subsuelo (CNH-UNAM, 2012).

La continuidad de los cuerpos arenosos es reducida, aunque de forma local puede ser moderada o alta, cuando se presentan cuerpos lenticulares formados por lóbulos progradantes no canalizados (figura 3.25).

En algunos casos la interrupción entre los cuerpos de diferente granulometría ocurre por efectos de erosión y posterior relleno de superficies irregulares que ponen en contacto horizontes de roca de diferentes texturas y granulometrías, tal como se muestra en el análogo de la figura 3.26 donde se ponen en contacto una secuencia predominantemente arenosa con otra unidad arcillosa.



Figura 3.26 Cambio brusco en la litología, abajo del límite de secuencia se observa una litología de areniscas y arriba se observa un cambio brusco a lutitas en lóbulos no canalizados

La figura 3.27 representa a las facies turbidíticas proximales donde se puede observar en la parte superior de los cuerpos arenosos continuos con intercalaciones de delgadas capas de lutitas; estas secuencias están afectadas por fallas normales sinsedimentarias que originaron pérdida de continuidad de manera local.

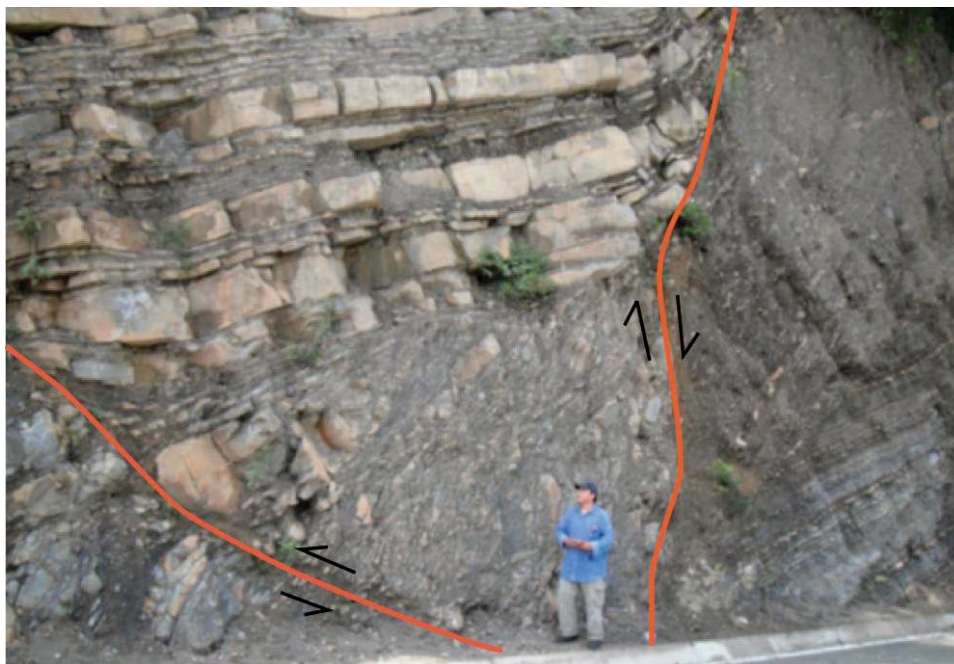


Figura 3.27. Facies proximales con predominancia de areniscas de la Megasecuencia 2 afectada por una fallas normales por lo que no hay continuidad lateral (tomada de De Anda, 2013).

La figura 3.28 corresponde a una imagen representativa de los cuerpos de areniscas canalizados, estratos decrecientes, con delgadas intercalaciones de lutitas con facies areno-arcillosas de la parte media de los lóbulos.



Figura 3.28. Facies medias con predominancia de areniscas en estratos gruesos de la Megasecuencia 2 (tomada de De Anda, 2013).

#### **Megasecuencia Superior o Unidad 3**

En la parte norte, esta unidad muestra cuerpos estratificados progradantes en dirección NE, formados por estructuras monticulares por deslizamientos y derrumbes canalizados paralelos a la estratificación. Esta unidad muestra un espesor de 250 m. en este sector, y tiende a adelgazarse con vergencia hacia el NE. La geometría muestra a cuerpos estratiformes medianos a delgados interestratificados con horizontes lenticulares, arenolimosos, sobreyaciendo a sedimentos arcillo-limosos, interpretados como deslizamientos y derrumbes locales progradantes sobre facies de abanico distal. Los cuerpos se encuentran discontinuos debido a la mezcla de horizontes areno-arcillosos con los arcillo limosos.

En el sector centro, se presentan flujos gravitacionales como derrumbes de tipo coherente e incoherente, provocando “slumps” de dirección NE, así como estructuras de corte y relleno sobre el horizonte C. La geometría en este sector se presenta de manera estratiforme y masiva, conformada de flujos de escombros y derrumbes por deslizamientos locales, asociados a plegamientos coherentes e incoherentes. La continuidad de los cuerpos es baja gracias a que hay intercalaciones de horizontes

arenosos permeables junto con arcillo-limosos durante su desplazamiento por gravedad. Los registros de facies son arcillo-limosos con escasas intercalaciones de niveles arenosos.

Mientras que en el sur, esta unidad tuvo un periodo de inestabilidad tectónica, por un basculamiento del frente de la Plataforma de Tuxpan, lo que ocasionó una subsidencia más rápida en los depósitos del paleocañon hacia el E-NE, que favoreció a flujos de escombros y derrumbes. Está constituida por cuerpos de estratos gruesos a masivos de sedimentos arcillo-arenosos, los cuales se deslizaron intraformacionalmente.

La geometría de los cuerpos muestra cuerpos estratiformes a masivos, con flujos de escombros y derrumbes por deslizamientos locales asociados a plegamientos coherentes e incoherentes y a fallamientos inversos intraformacionales de baja magnitud (figura 3.29).

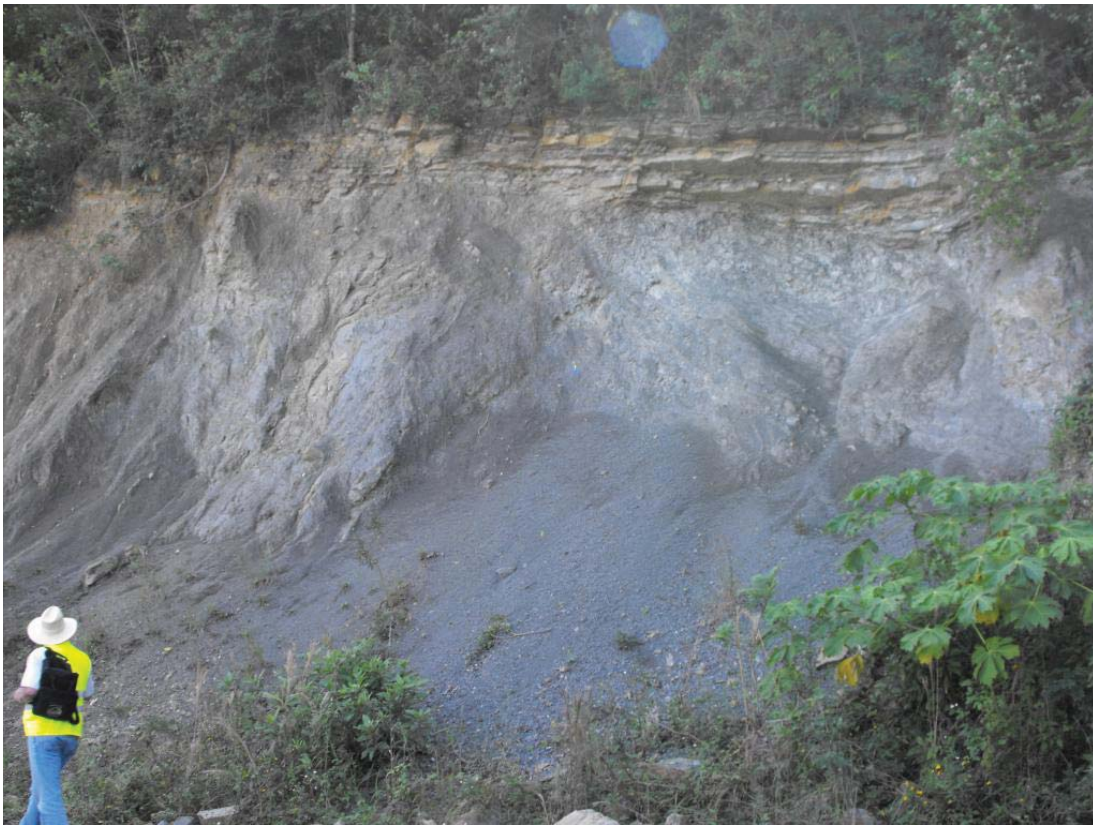


Figura 3.29. Secuencia de facies proximales con clastos angulosos de diversos tamaños en la Megasecuencia 3 (tomada de De Anda, 2013).

Estos cuerpos tienen poca interconectividad debido a la mezcla de horizontes arenosos permeables con los arcillo-limosos ocurridos durante su desplazamiento por la fuerza de gravedad, como se muestra en la figura 3.30.



Figura 3.30. Facies proximales con componentes de diversos tamaños en una distribución caótica de la Megasecuencia 3, que interrumpen la continuidad de las secuencias (tomada de De Anda, 2013).

Esta unidad cuenta con una gran abundancia de sedimentos arcillo-limosos con escasas intercalaciones de cuerpos arenosos en su parte basal.

En las facies proximales con distribución caótica se encuentran fragmentos de Gilsonita como clastos, que sugieren que antes del derrumbe de flujos de escombros ya existía una filtración de hidrocarburos a la superficie, que al moverse junto con las rocas fragmentadas se mezclaron y quedaron dentro de la Megasecuencia 3 (figura 3.31).



Figura 3.31. Facies proximales (flujos de escombros) de la Megasecuencia 3, en la que se observa gilsonita como clastos y como relleno de fracturas (Tomada de Santillán, 2009).

#### **3.4. MODELO SEDIMENTARIO.**

En la actualidad existen un gran número de modelos para describir sistemas de areniscas sepultados en márgenes continentales divergentes; si bien es cierto esto, existe una problemática en cuanto a la parte conceptual de aquellos sobre areniscas turbidíticas en sistemas de depósitos antiguos, ya que resulta erróneo comparar los conocimientos adquiridos sobre abanicos modernos y sistemas de areniscas sepultados de aguas profundas en márgenes continentales ya que incurren en simplificaciones durante la interpretación (Mutti y Ricci Luchi, 1992).

La estratigrafía de secuencias ha permitido sugerir nuevos modelos generales para estos tipos de sistemas, que están basados en la variación del nivel del mar, ciclos eustáticos, incluso restringiendo los periodos del descenso del nivel del mar. La problemática existente de estos modelos en cuestión a la Cuenca de Chicontepec es la escala, pues estos son característicos de cuerpos de arenas de aguas profundas a gran escala, lo que para el detalle de las facies es deficiente.

El modelo que se consideró en este proyecto fue el de abanicos submarinos antiguos, propuesto por Mutti y Ricci Lucchi (1972), que divide a los abanicos en tres depósitos, el abanico interno, medio y externo, haciendo una distribución espacio-temporal de facies, según su fuentes de alimentación y posición.

En la figura 3.32 se muestra un modelo análogo en superficie del modelo en el subsuelo, que muestra la construcción multifásica de las masas de arenas formando abanicos de ambiente profundo.

El abanico Interno se caracteriza por tener una variedad amplia de clastos y su distribución es prácticamente controlada por los flujos submarinos donde los clastos más gruesos tienden a acumularse en las zonas de derrumbes y en sistemas de canales; en las épocas de mayor carga los sedimentos se

desbordan lateralmente a través de los flancos de canales y terrazas, depositando sedimentos finos en unidades delgadas y gradadas.

El abanico Medio es predominado por los cuerpos de areniscas y lóbulos de supra-abanicos, con superficies pulidas convexas; se caracteriza por mostrar estratificación lenticular y estructuras someras de arrastre, que se vuelven menos comunes a medida que los canales migran. En cuanto a los clastos finos, estos son depositados en las partes superiores de los canales y sobre superficies planas a medida que los canales desaparecen.

El abanico externo tiene una superficie de ligera pendiente y recibe incrementos de depósitos de sedimentos suspendidos puntualizados por pulsos de turbiditas de grano fino. Los mantos gradados resultantes son delgados, lateralmente persistentes y monótonamente superimpuestos, comúnmente a través de espesores estratigráficos considerables (Santillan, 2009).

Estos tres sistemas sedimentarios son reconocidos en el modelo de abanico submarino en el modelo propuesto por Aguayo et al. (2016) (figura 3.33).



Figura 3.32. Modelo análogo con la construcción multifasica de las masas de arena formando abanicos de ambiente profundo, (Tomado de R. M. Carter, en Howell and Normark,1982).



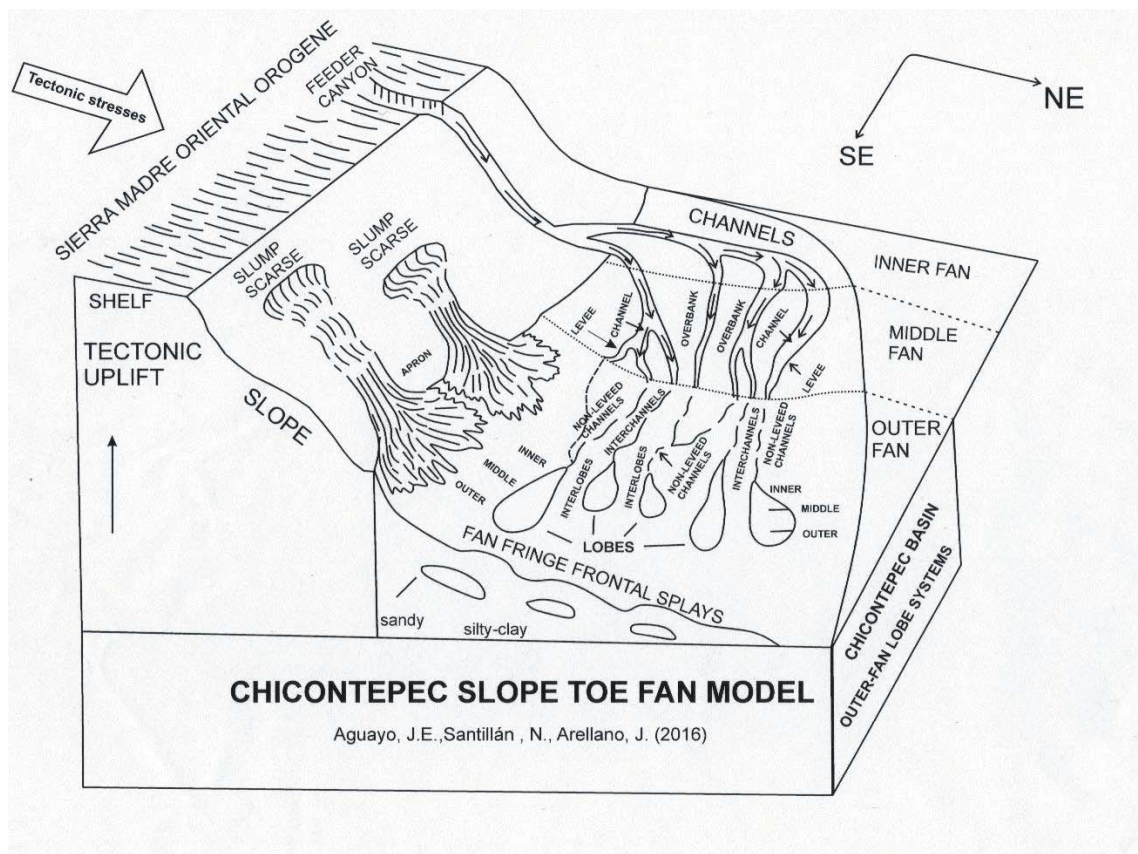


Figura 3.33. Modelo de abanico conceptual de la Cuenca de Chicontepec (Aguayo, et al, 2016).

### 3.5. ASPECTO REGIONAL DE LA CUENCA.

En la figura 3.34 se ilustra la morfología de la cuenca y se indican las estructuras fundamentales del Paleoceno. Los ejes de los pliegues anticlinales y sinclinales principales de la cuenca se muestran en color rojo para los primeros y en color verde para los segundos, respectivamente, evidenciando levantamiento regional, con vergencia hacia el occidente, del Paleoceno. Asimismo en la figura 3.34 se observan los transectos elegidos de las secciones sísmicas que se realizaron para analizar dicho comportamiento regional estructural de las unidades base del Terciario. Las secciones sísmicas regionales I, II, III y IV se muestran a continuación describiendo la respuesta sísmica correspondiente a cada una.

La sección regional sísmica I corresponde al levantamiento sísmico 3D en Amatlán, corta a los campos Aragón y Coyotes; la sección regional sísmica II Humapa atraviesa zonas cercanas a los campos Palo Blanco, Miquetla y Agua Fría; la sección regional sísmica III Coyula corta el campo Agua Fría y, la sección regional sísmica IV Agua Fría secciona el campo Furbero y atraviesa al sur del campo Tajín.

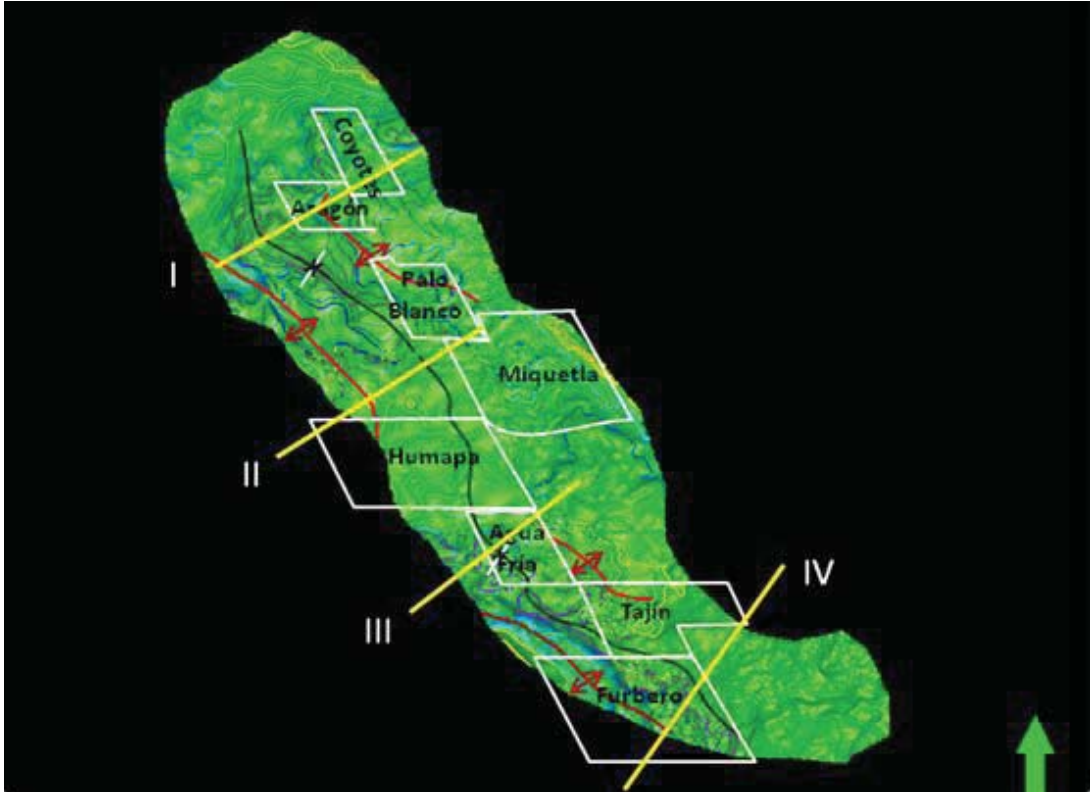


Figura 3.34. Mapa hipsométrico de la cuenca de Chicontepec que muestra la ubicación de los campos, ejes de pliegues principales y secciones sísmicas (CNH-UNAM, 2012).

Las figuras 3.35, 3.36, 3.37 y 3.38 muestran la disposición estructural unidades base de brecha del Terciario (A y B) que consiste en pliegues con ángulos interflancos de actitud suave, cortados por fallas cuyos planos de deslizamiento son casi verticales y con componente de corrimiento lateral que van desde el basamento hasta la superficie. Las fallas se pueden observar con mayor frecuencia hacia el SW y, ponen en contacto a las rocas generadoras del Jurásico con las rocas almacenadoras del Cretácico y Paleógeno en Chicontepec.

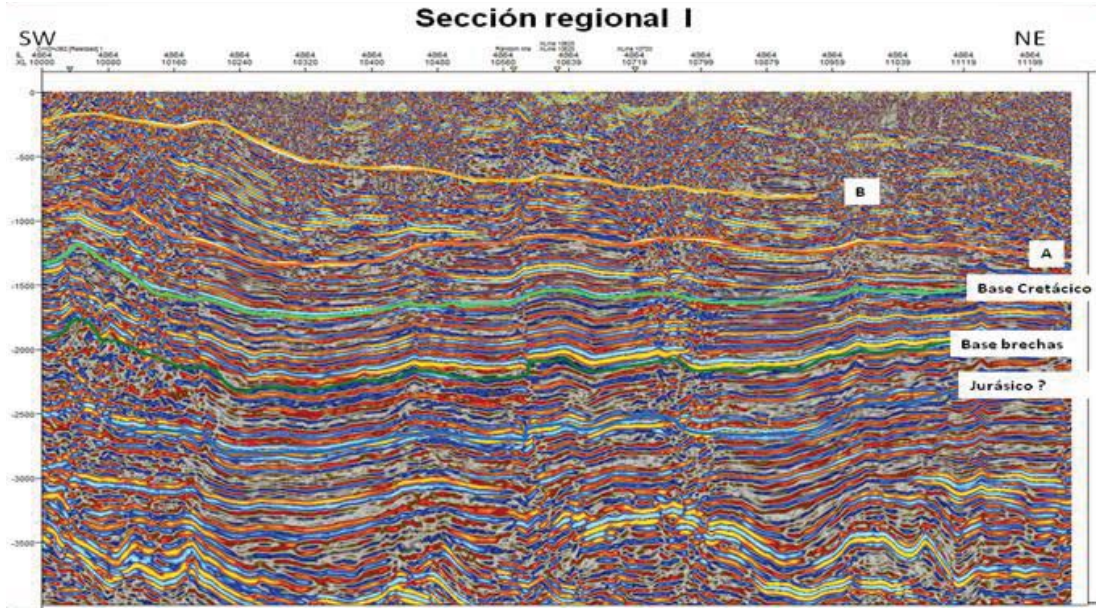


Figura 3.35. Sección regional I, SW-NE, en la que se muestran los límites de unidades estratigráficas y sin interpretar pero visibles con claridad, las trazas de las fallas subverticales que cortan desde el basamento hasta la superficie (CNH-UNAM, 2012).

La unidad limitada por la base brechas y base Terciario es de espesor constante, constituida por eventos de amplitud media, paralelos y se observa variación lateral de amplitud. El límite inferior de la unidad tiene eventos de fuerte amplitud que corresponden a las brechas de composición calcárea del Cretácico que se ubican como las rocas productoras de los campos Furbero y Palo Blanco.

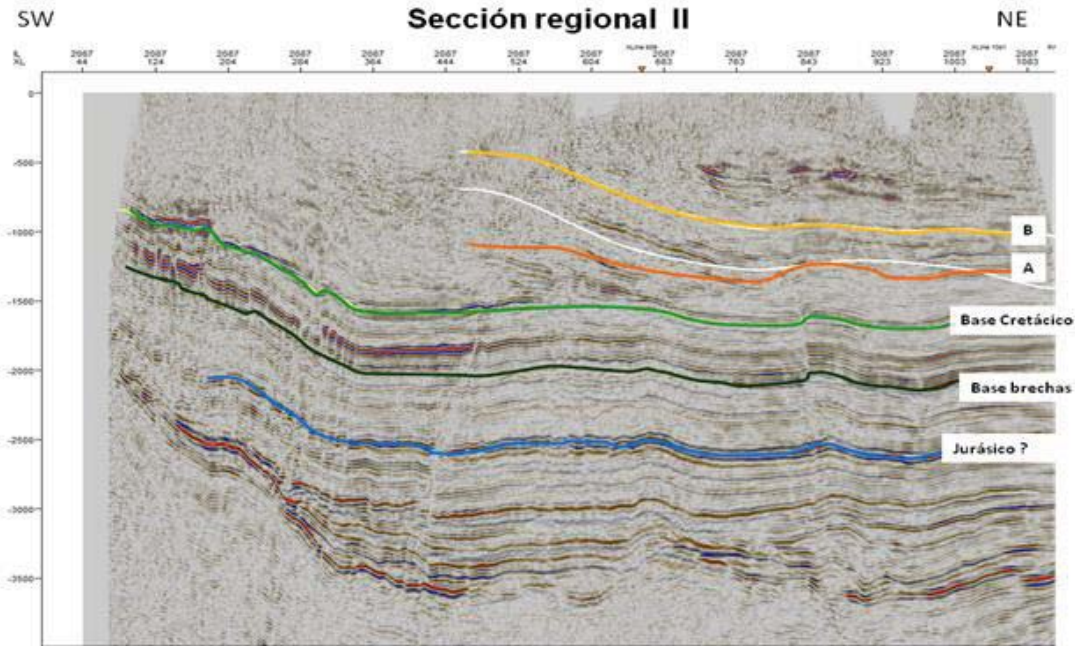


Figura 3.36. Sección regional II, SW-NE, que muestra los límites de unidades estratigráficas, relieve y las trazas de las fallas subverticales que cortan desde el basamento hasta la superficie (CNH-UNAM, 2012).

La unidad acotada por la Base del Terciario y la Discordancia A es heterogénea en espesor, reduciéndose este al NE, involucra eventos de flexión cuya amplitud es media, discontinua y subparalelos. Algunos de estos eventos se correlacionan con intervalos productores en el campo Humapa.

La unidad que presenta como limitantes la discordancia A y la discordancia B, muestra un comportamiento de reducción de espesor hacia el NE que va de norte a sur. Se observan eventos sísmicos discontinuos, subparalelos y caóticos eventualmente, con inclinación hacia el SW. Esta unidad aloja los campos productores Tajín, Agua Fría, Coyotes y Aragón y, se le asocia mayor volumen original y producción de hidrocarburos en la totalidad de la cuenca. La reducción de espesor que se observa en la sección IV evidencia erosión severa que expone en superficie la base del Terciario.

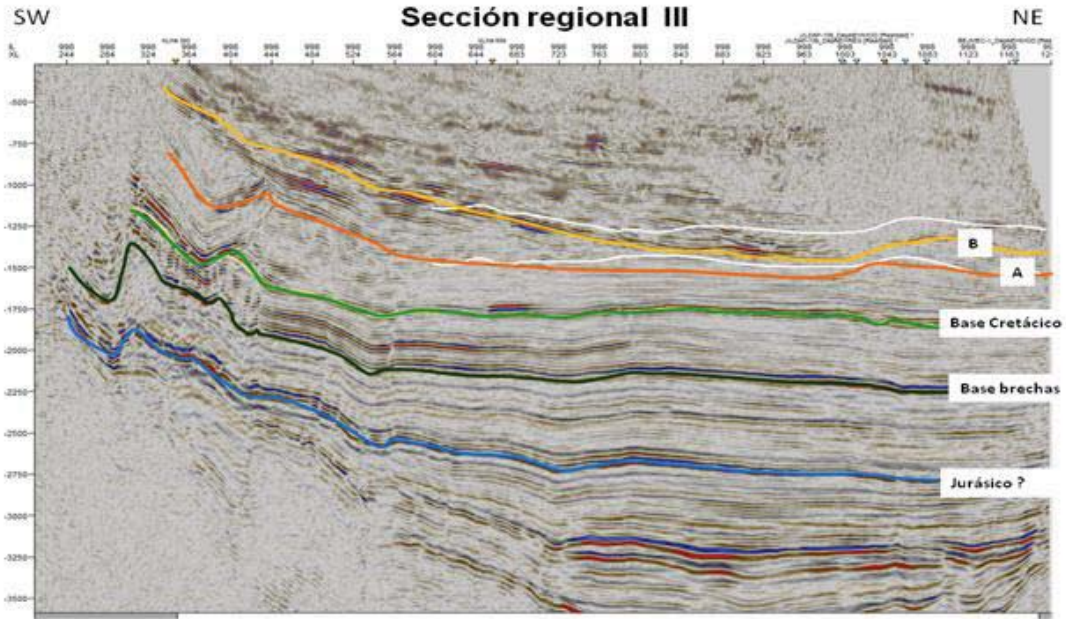


Figura 3.37. Sección regional III, SW-NE, que muestra los límites de unidades estratigráficas, relieve y las trazas de las fallas subverticales que cortan desde el basamento hasta la superficie (CNH-UNAM, 2012).

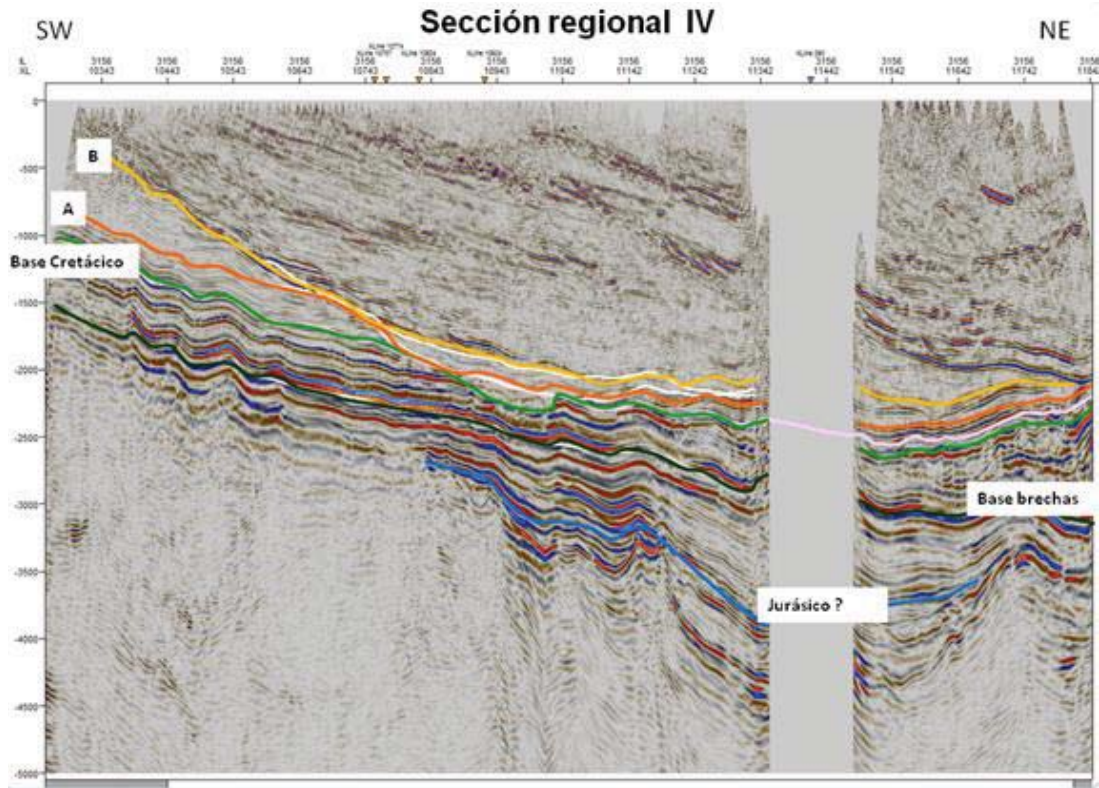


Figura 3.38. Sección regional IV, SW-NE, que muestra los límites de unidades estratigráficas y el relieve estructural (CNH-UNAM, 2012).

## **4. MARCO GEOLÓGICO LOCAL**

### **4.1. ANÁLISIS DE RESPUESTA SÍSMICA Y DE REGISTRO DE POZOS.**

Este análisis se hizo a partir de las cuatro secciones semiregionales que cruzan en cada campo, en el cual se describirá solo las características más representativas, estas secciones se le interpolaron datos de pozos cercanos, ubicados a 100 m. máximo de la ubicación de la sección, para este modelo se utilizó la herramienta Petrel. Es importante mencionar que en este modelo también se muestran horizontes sísmicos del modelo Petrel, denominados como: Base del Terciario, Discordancias A, B y C, así como una reinterpretación de los horizontes por parte del trabajo realizado por el convenio CNH-UNAM en el 2012.

A continuación se describen los aspectos más relevantes de cada campo agrupados en sectores Norte, Centro y Sur:

#### **4.1.1 Sector Norte.**

##### **Campo Aragón.**

La sección sísmica que se integró a Aragón cuenta con una dirección NW-SE (figura 4.1), donde se proyectan dos pozos que perforan hasta la Discordancia A, y presentan una zona altamente fracturada. El segundo pozo, tiene aproximadamente la misma profundidad, pero se encuentra en una zona de reflectores continuos. Entre la Base del Terciario y la Discordancia A, se pueden percibir reflectores continuos y de alta energía, también se presentan dos zonas de fracturas principales, hacia el NW y al SE, dejando en el centro reflectores continuos y brillantes. La unidad 2, ubicada entre las discordancias A y B, se encuentra con fracturamiento, a diferencia de la parte oriental que muestra reflectores continuos y brillantes. Por encima de la Discordancia B, los reflectores pierden continuidad, energía y brillantes; en la parte media de dicho horizonte, los reflectores nuevamente poseen características de alta amplitud, y más arriba se encuentran rasgos estructurales que corresponden con secuencias progradantes.

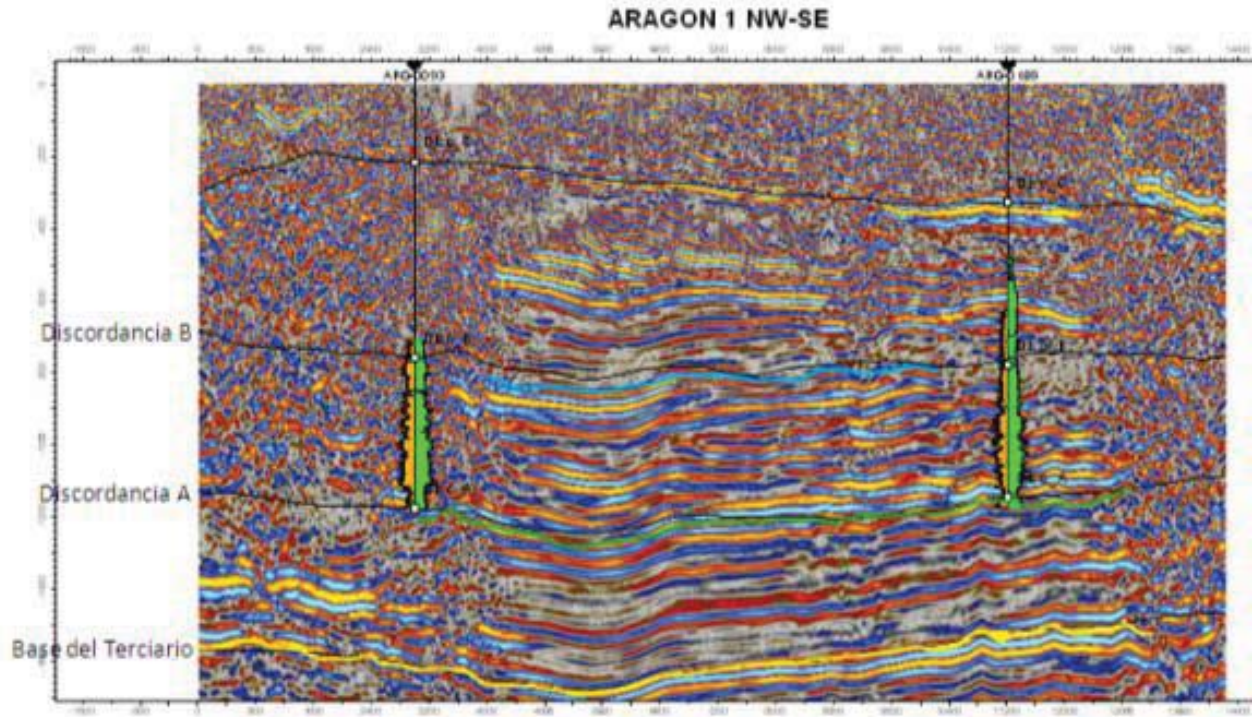


Figura 4.1. Imagen sísmica de una línea del Campo Aragón (sección semi-regional NW-SE), que muestra la respuesta sísmica de los paquetes contenidos entre la Base Terciario y las Discordancias A, B y C, así como la respuesta de los pozos que se encuentran en la sección (CNH-UNAM, 2012).

#### **Campo Palo Blanco.**

La figura 4.2 corresponde a una línea sísmica local del campo Palo Blanco que cruza por su sector sur. Está orientada del NW al SE, y se puede observar reflectores continuos de buena amplitud en la Base del Terciario, incluso es posible correlacionar los reflectores, aun cuando algunos pierden continuidad, desde la parte inferior hasta la mitad de la imagen, estos se comportan de forma semiparalela, con relieves estructurales de pliegues suaves abiertos. A diferencia de la parte superior donde esta geometría se vuelve discontinua.

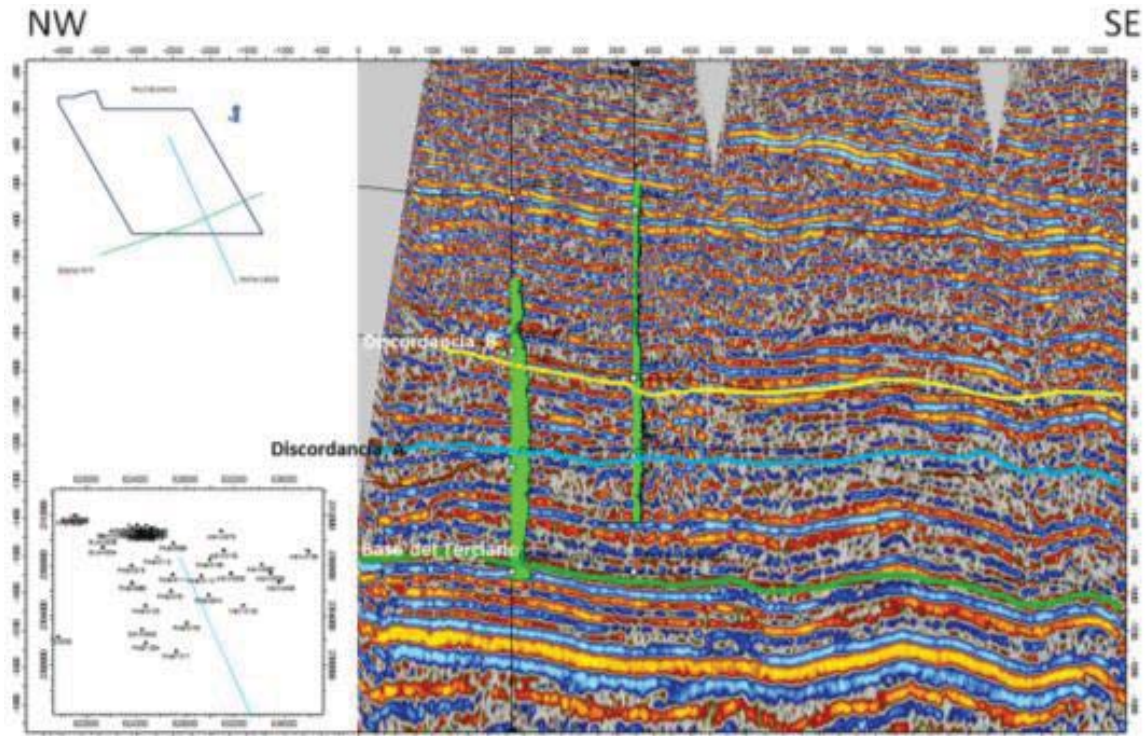


Figura 4.2. Línea sísmica NW-SE del Campo Palo Blanco, donde se presenta la reinterpretación de las discordancias y los pozos que se proyectaron sobre ella (CNH-UNAM, 2012).

En la unidad 1, entre A y B, los reflectores son discontinuos en su mayoría aunque hacia la parte superior se vuelven relativamente continuos y con mayor energía, se trata de un espesor que se mantiene constante sobre toda la sección.

#### **Campo Coyotes.**

En la figura 4.3, la sección muestra reflectores de buena continuidad, a pesar de que existe reflectores interrumpidos, es fácilmente reconstruirlos; predominan las amplitudes altas y los eventos son casi paralelos entre sí, se marca en amarillo, la discordancia B, en verde claro la Discordancia A y en verde oscuro la Base del Terciario como propuesta de interpretación.



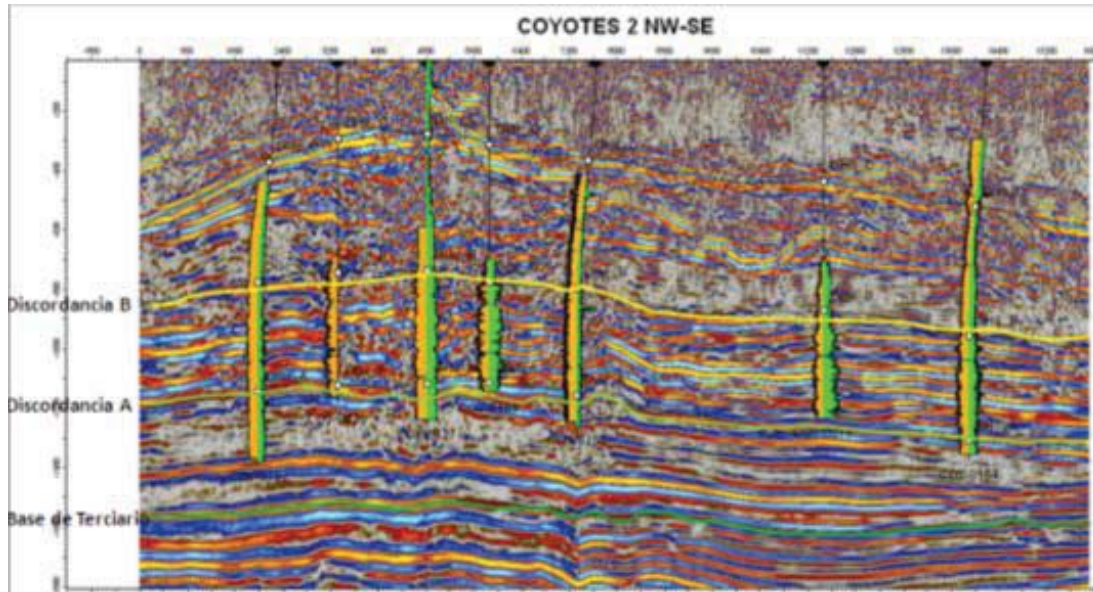


Figura 4.3. Sección semi-regional NW-SE del Campo Coyotes que muestra la respuesta sísmica de los paquetes contenidos entre, Base Terciario y Discordancias A, B y C (CNH-UNAM, 2012).

#### 4.1.2. Sector Centro.

En el sector centro se utiliza las secciones locales más representativas de cada campo. Los campos comprendidos son Humapa, Miquetla y Agua Fría.

##### Campo Humapa.

La sección de Humapa (figura 4.4), muestra paquetes casi paralelos entre las discordancias, los pozos cercanos llegan hasta la Base del Terciario pero se encuentran incompletos; a pesar de esto se pueden asociar respuestas a paquetes arcillo-arenosos por arriba y por debajo de la Discordancia A. Por debajo de la Base del Terciario pueden observarse plegamientos con reflectores continuos y de gran amplitud. En cuanto a la Unidad 1, se observa una zona libre de reflexiones, que indica un aspecto masivo arcilloso característico de esta unidad. Para la Unidad 2, hay amplitudes medias y bajas, asociados a paquetes de arenas finas intercaladas con lutitas, y para la Unidad 3, la respuesta de los registros es mucho más heterogénea, aunque existen sectores discontinuos y difíciles de seguir.

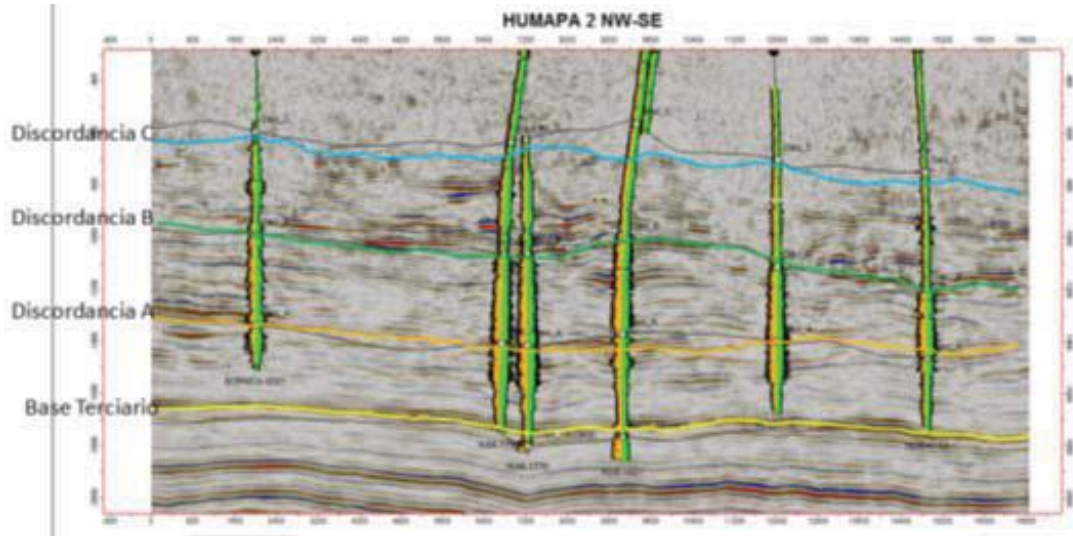


Figura 4.4. Sección semi-regional NW-SE del Campo Humapa que muestra la respuesta sísmica de los paquetes contenidos entre Base Terciario y Discordancias A, B y C (CNH-UNAM, 2012).

### Campo Miquetla.

En esta sección (figura 4.5) los reflectores son, en general, discontinuos en la Unidad 1, aunque en su base existen algunos relativamente continuos con buena amplitud. Esta unidad adelgaza ligeramente hacia el NE. En la Unidad 2, los reflectores son discontinuos y sus amplitudes son menores pero en general es posible correlacionarlos en toda la imagen.

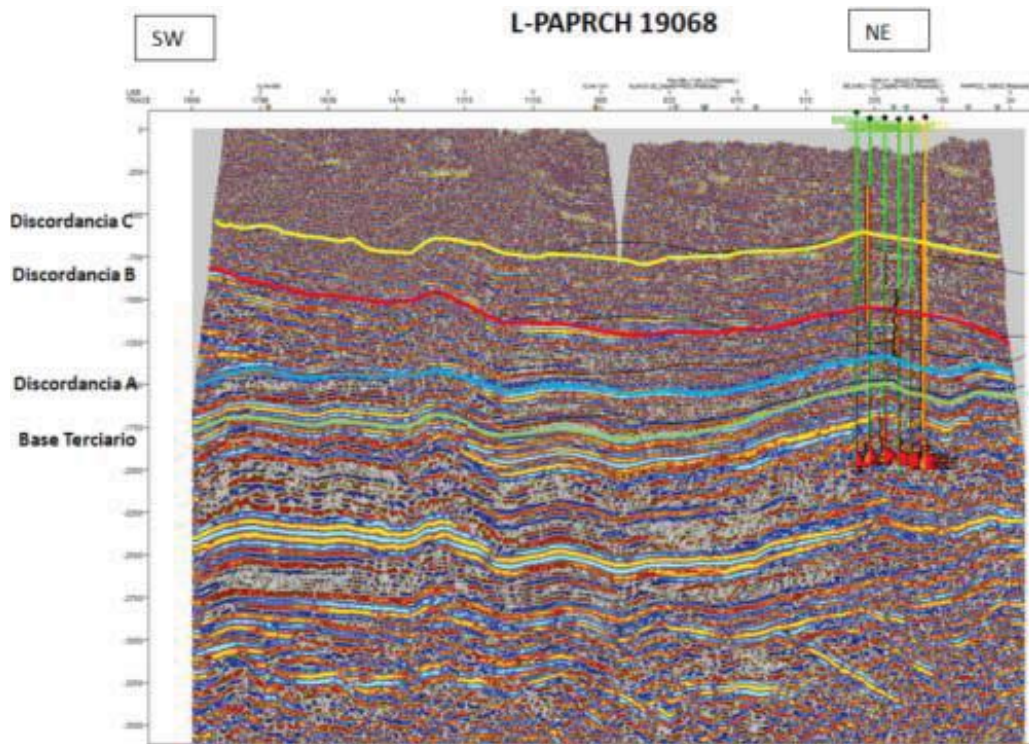


Figura 4.5. Sección semi-regional NE-SW del campo Miquetla que muestra tanto la información de los pozos con sus registros de Rayos gama en carril izquierdo y Rd en el derecho, así como la respuesta sísmica de los paquetes contenidos entre Base Brechas, Base Terciario y Discordancias A, B y C (CNH-UNAM, 2012).

### Campo Agua Fría.

En la figura 4.6, se puede observar los intervalos de capas delgadas de arenas en la parte de la Unidad 2, esto se puede leer gracias a los valores altos de resistividad, pues también se interpreta tienen presencia de hidrocarburos. Es notable, dentro de la Unidad 2, que existen variaciones importantes de amplitud, los eventos de mayor amplitud corresponden a cuerpos con mayor proporción de arenas y con presencia de hidrocarburos.

Se puede también apreciar la existencia de hidrocarburos en la base de la Unidad 3, entre la discordancia B y C.

Las reflexiones sísmicas entre la Base de Terciario y Base de Brechas se encuentran continuos, pataleos y de fuerte amplitud, localmente truncados y de fácil correlación.

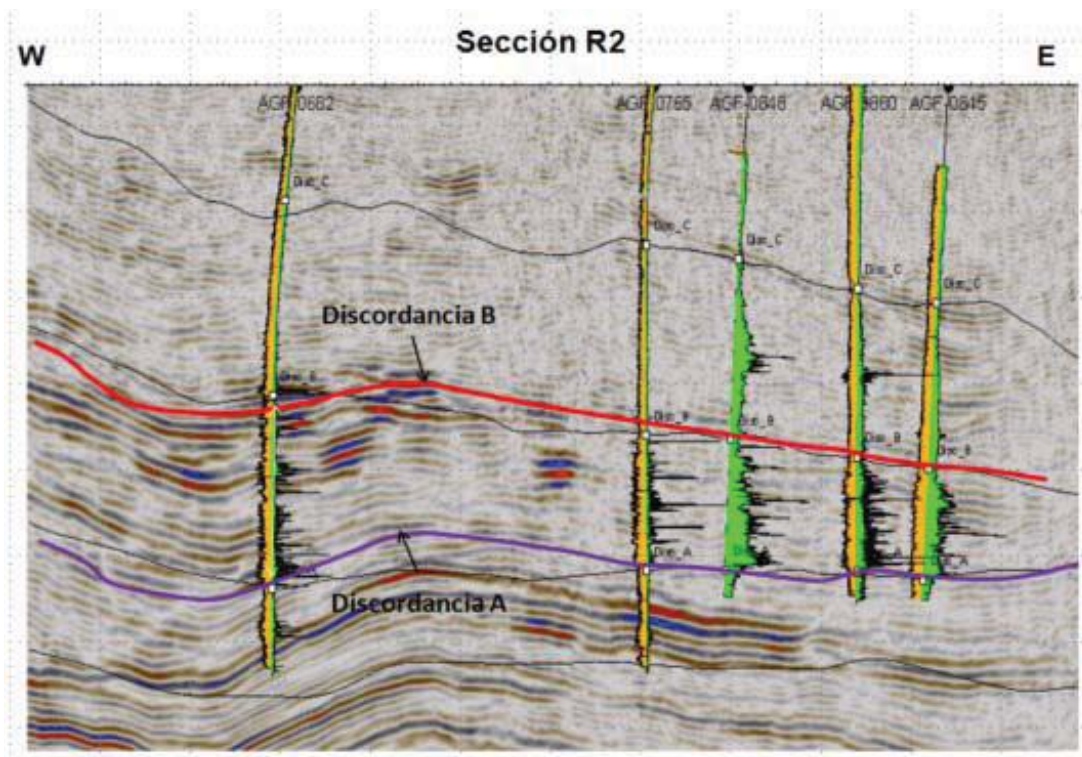


Figura 4.6. Sección sísmica R2 del campo Agua Fría que muestra la respuesta sísmica y los registros de pozo entre las Discordancias A y B (CNH-UNAM, 2012).

#### 4.1.3. Sector Sur

El Sector Sur está comprendido por dos campos: Tajín y Furbero. A continuación se describen las características locales.

##### Campo Tajín.

En la sección seleccionada para ilustrar la respuesta sísmica del Campo Tajín (figura 4.7) tiene proyectadas trayectorias de pozos con registros de rayos gama (invertido) y resistividad. En cuanto al sector de la Unidad 1, y parte de la Unidad 2, se observan reflectores continuos y discontinuos, de amplitud media, que corresponden a intervalos de areniscas con impregnación de hidrocarburos. A diferencia de la Unidad 3, que predominan eventos de amplitud muy baja que se asocian a cuerpos de arcilla.

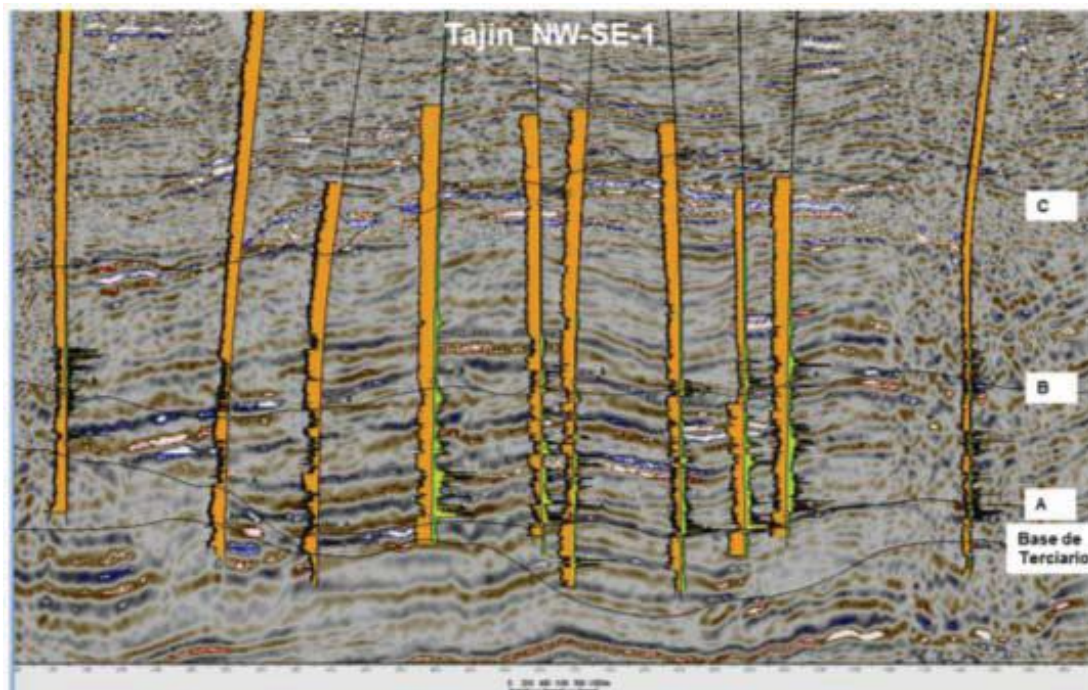


Figura 4.7. Sección compuesta NW-SE a través del Campo Tajín con datos sísmicos y registros de pozo (CNH-UNAM, 2012).

### Campo Furbero.

La sección de la figura 4.8 muestra que los eventos sísmicos en la Unidad 2 son discontinuos y de baja amplitud, y el adelgazamiento en la Unidad 3 hacia el este es bastante severa. La Base del Terciario es apenas interpretada por debajo del sugerido en el proyecto. Las unidades estratigráficas tienen una disminución considerable de espesor hacia el sureste hasta llegar a acunarse en algunas zonas; además de que los eventos erosivos son muy marcados y llegan a provocar la ausencia de parte de los paquetes sedimentarios.

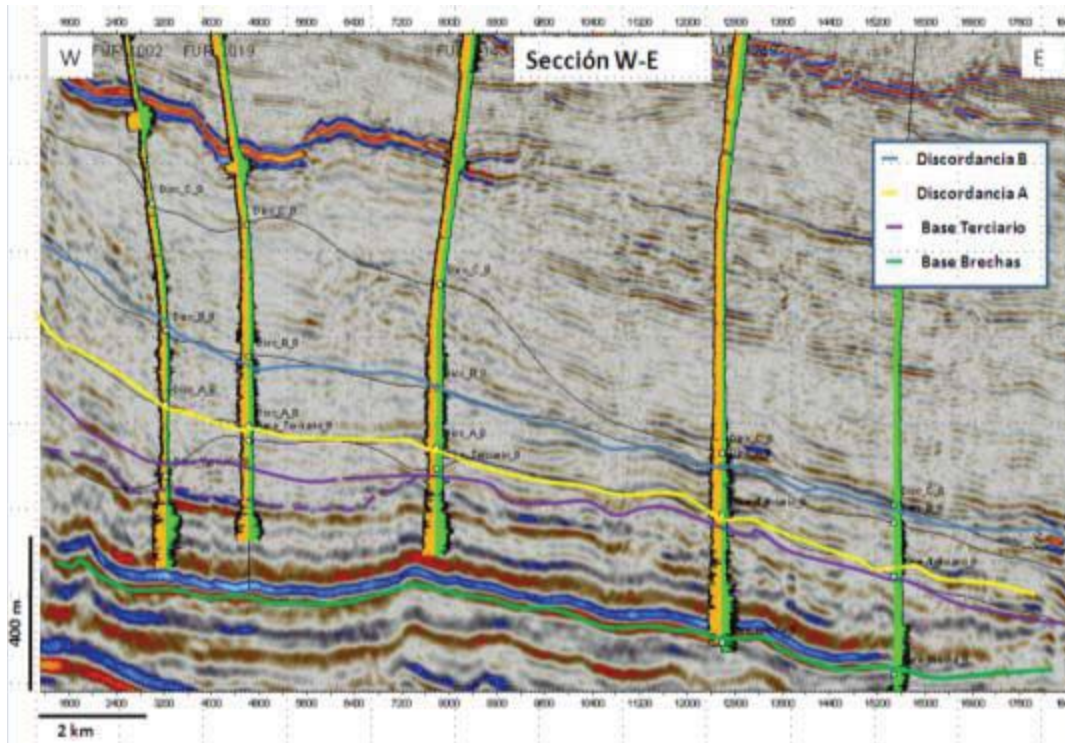


Figura 4.8. Sección semi-regional W-E del campo Furbero que muestra la respuesta sísmica y de registros de pozo de los paquetes contenidos entre Base Brechas, Base Terciario y Discordancias A, B y C (CNH-UNAM, 2012).

## 5. CONCLUSIONES.

- La información del proyecto CNH-UNAM (2012) como lo son: secciones sismo-estratigráficas y cubos sísmicos son de suficiente calidad para hacer interpretaciones de rasgos estructurales, stratigráficos y de distribución de ambientes de depósito. El volumen sísmico es un gran aporte de información para identificar distribución de facies sedimentarias y presencia de cuerpos arenosos, aunque se deba hacer una reinterpretación de los horizontes sísmicos, acompañado de los datos exactos en cuanto a los parámetros usados para hacer una interpretación con mayor calidad.
- En el Grupo Chicontepec del Paleoceno-Eoceno es posible distinguir tres etapas de sedimentación en las secuencias arcillo-arenosas, las cuales se han nombrado como Megasecuencias, siendo muy fácil identificar sus límites, como el inferior está el límite de la Discordancia Basal (K/T), que separa las unidades mesozoicas de los depósitos cenozoicos, así como otras tres discordancias (A, B y C) que separan regionalmente a las mismas Megasecuencias del grupo.
- Cada Megasecuencia presenta atributos distintivos que las caracterizan, como lo es su espesor, la continuidad lateral, deformaciones estructurales intraformacionales, así como los atributos sedimentarios, frecuencia de horizontes areno-arcillosos, espaciamiento lateral, espaciamiento vertical y conectividad.
- Las Megasecuencias cronoestratigráficas de las Unidades 1, 2 y 3, marcan cada una en sí, los diferentes procesos tectono-sedimentarios durante su depósito, lo cual es objeto de su contacto discordante.
- La Megasecuencia Inferior (Unidad 1) tuvo su origen durante un periodo de subsidencia tectónica asociada a ciclos repetitivos sedimentarios, de composición arenosa y arcillosa; se deposita sobre el paleo-relieve de la cima de la secuencia mesozoica y su contacto superior corresponde a la superficie discordante de la Unidad 2 que la sobreyace.
- La Megasecuencia Media (Unidad 2) está formada básicamente de depósitos turbidíticos tabulares y concordantes en su base, que sobreyacen a otros de forma lobular e interestratificados; Se encuentra entre las discordancias A y B. Litoestratigráficamente, la parte inferior está formada por estratos tabulares, areno-limosos y limo-arcillosos, que corresponden a facies de lóbulos. La continuidad y conectividad de los cuerpos en esta unidad es reducida, aunque localmente puede ser moderadamente alta, cuando se tienen cuerpos lenticulares formados por lóbulos progradantes.
- La Megasecuencia Superior fue formada durante un periodo de inestabilidad tectónica y basculamiento del frente de la plataforma de Tuxpan; lo que favoreció la subsidencia del paleocañón hacia el E-NE; ésto además provocó el desarrollo de flujos de escombros y derrumbes. Se encuentra constituida principalmente de estratos gruesos a masivos y caóticos de sedimentos arcillo-arenosos, los cuales deslizaron intraformacionalmente.
- Del análisis de los atributos stratigráficos y sedimentológicos de los campos en los sectores Norte, Centro y Sur del paleo-cañón de Chicontepec; los que destacan son los sectores Norte y Central, pues corresponden a la extensión más amplia y por su cercanía a los canales alimentadores del noroeste; aquí las corrientes turbidíticas fueron más frecuentes y se dispersaron como flujos distributivos en forma abanicada, a lo largo y ancho del paleocañón,

migrando preferentemente desde el noroeste hacia el noreste y sureste, como lóbulos arenosos, intercalados e interdigitados a depósitos interlobulares con facies areno-arcillosas. Sin embargo, se debe tomar en consideración su alto nivel de cementación por calcita.

- El Sector Sur consiste en depresiones locales de poca dimensión y procesos erosivos dominantes, que provocaron derrumbes y deslizamientos sucesivos, intercalándose con los flujos turbidíticos provenientes del noroeste de forma errática.
- Las Megasecuencias Inferior y Superior, sufrieron importantes deformaciones debido al basculamiento; éste generó fuertes flujos de escombros, causando pliegues apretados y fallas inversas con desplazamiento local.
- Es posible distinguir dos fases de deformación tectónica en el subsuelo del Paleocañon de Chicontepec, éstas corresponden con Anticlinales y Sinclinales producidos por la Orogenia Laramide; y un importante sistema de fallas laterales con desarrollo de fracturas, producto de esfuerzos de cizalla.
- Las secuencias del Jurásico Superior y Cretácico se caracterizan por la presencia de plegamientos con ángulos interflancos, que se encuentran entre los 140° y 170°, lo que cambia de geometría hacia el oriente en las proximidades de la paleo Plataforma de Tuxpan.
- La Orogenia Laramídica permite explicar las deformaciones suaves a las secuencias mesozoicas, que termina atenuándose al oriente.
- La Cuenca de Chicontepec presenta un Sistema de fallas con pares conjugados que tienen como dirección preferencial de NE 25° SW y NW 45° SE, que al cruzarse constituyen zonas de mayor deformación, al formar una zona de falla con alto desarrollo de fracturamiento y microfracturamiento vertical. El esfuerzo principal actuó en dirección NW 5° SE en sentido horizontal.
- Este tipo de fallamiento y fracturamiento explica la condición estructural de poca continuidad que muestran los cuerpos de areniscas, lo que muestra una complejidad mayor para predecir la distribución espacial de las unidades.
- En la construcción del modelo de capas, en los cubos sísmicos se tomaron en cuenta cuatro superficies importantes: La base del Terciario (K/T) y las Discordancias A, B y C.
- Los cuerpos arenosos que existen entre las discordancias A y B, nombrado como Unidad 2, son los cuerpos con mayor atractivo y de interés económico por ser más abundantes.
- La mayoría de los pozos analizados tienen un alto contenido de calcita, en un porcentaje menor de cuarzo, además del tipo de arcilla, en la interpretación del modelo petrofísico al incluir la calcita que reduce la porosidad efectiva de los cuerpos arenosos.



## 6. RECOMENDACIONES.

- Se recomienda la elaboración de un modelo estructural más detallado, donde se involucre las fallas laterales, sistemas de fracturamiento y microfracturamiento.
- Es necesario elaborar un modelo de mayor detalle de distribución espacial de facies, dividiendo la cuenca en sectores.
- Se debe considerar la continuidad ocasionada por los sistemas de fallas y presencia de fracturas de Angulo alto.
- Realizar un estudio detallado sobre la génesis, distribución, espaciamiento y orientación de todas las fallas con corrimiento lateral que afectan a la columna sedimentaria en el Paleocañón de Chicontepec
- Se necesita hacer una reinterpretación de las discordancias Base del Terciario (K/T), Discordancia A, B y C, con registros de pozo y secciones sísmicas a detalle, con datos de velocidades de onda, y forma de procesamiento.
- Se recomienda utilizar mapas de amplitud como base para la construcción de un nuevo modelo de facies y propiedades petrofísicas.
- Se recomienda utilizar tendencias de los mapas de anomalías de amplitud para ajustar parámetros de extrapolación de propiedades petrofísicas.
- Se recomienda hacer un reajuste a la ley de velocidades para hacer la conversión del tiempo a profundidad de las secciones y cubos sísmicos, mediante las marcas de las discordancias en las profundidades desarrolladas en los pozos.
- Es necesario para la elaboración de un estudio completo e integral la liberación de la información de carácter sensible con la que se ha trabajado para que pueda ser retomada y así tener un progreso colectivo para el estudio de la cuenca.

## BIBLIOGRAFÍA

Aguayo, J. E.; y R. Trápaga, 1996, **“Tectónica actual de México. En: Geodinámica de México y minerales del mar”**. La ciencia para todos. Editorial Fondo de Cultura Económica. Primera edición digital.

Aguayo Camargo J.E., Sandoval Ochoa J.H., Santillán Piña Noé. 2006, **“Geología regional de la Cuenca de Chicontepec del centrooriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramientos”** III Simposio, 2006.

Aguayo Camargo J. E., Santillan-Piña, Noé, Arellano Gil, Javier, **“Prograding syn-orogenic turbidite systems, lithofacies and HC's migration in the Lower Paleogene Chicontepec Foreland Basin, at East-Central Mexico”** UNAM, Mexico, D.F. 2016. (Reporte tecnico , Facultad de Ingenieria UNAM; Inedito)

Aitken, M.J., Allsop, A.L., Bussell, G.D. and Bussell, G.D. (1984). Geomagnetic intensity in Egypt and western Asia during the second millennium BC. *Nature* 310: 306-308.

Alemán López, Alberto, 1980. **Migración y acumulación de hidrocarburos en los sedimentos terciarios del Chicontepec, zona Poza Rica, Veracruz**. Tesis Licenciatura (Ingeniero Geólogo)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

Arellano Gil, Javier y Yussim Guarneros, Sergio, 2004. **Discordancias Progresivas en la Secuencia Sedimentaria Cretácica-Cenozoica en México**. La Investigación en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D. F., diciembre de 2004, 10 p.

Blair Terence C., 2004, **“Sedimentologic and Petrographic Characterization of the Chicontepec Formation Reservoirs in Outcrops and in the Agua Fría and Tajín Fields”**, Veracruz and Puebla, México. Volumen 1. Petróleos Mexicanos

Bitter Mark R., 1983. **Sedimentology and Petrology of the Chicontepec Formation, Tampico Misantla Basin**, Eastern México. Tesis Maestría.

Bitter Mark R., 1993. **Sedimentation and Provenance of Chicontepec Sandstones with Implications for Uplift of the SMO and Teziutlán Massif East Central Mexico**.

Busch, D. A. and A. S. Govela, 1978. **Stratigraphy and structure of the Chicontepec:Turbidites, southeastern Tampico-Misantla Basin, Mexico**. AAPG Bulletin 62: 235-246.

Cantú chapa, A. 1963, **La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro Este de México** Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. III No. 2, 17-40p.

Carter, R.M., 1975. **A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain flow, slurry flow and fluxoturbidites.** Earth Science Reviews, p. 145-177.

CNH-UNAM, 2012, **“Apoyo Técnico Especializado Para El Modelo Geológico, Estructural, Sedimentario Y De Yacimientos De Los Campos Del Paleocanal De Chicontepec Denominados: Furbero, Coyotes, Humapa, Miquetla, Aragón, Palo Blanco, Así Como De La Actualización De Los Modelos En Función De La Nueva Información Respecto A Los Campos Tajín Y Agua Fría”.**

Contreras Barrera Arturo D., 1985. **Consideraciones Paleobiológicas de los Icnofósiles de la Formación Chicontepec en el Estado de Puebla.** Revista Inst. Geología UNAM. ISSN 1026-8774, ISSN-e 2007-2902, Vol. 6, Nº. 1, 1985, págs. 73-85.

Cossey, S.P.J., 2007, **Debrites in the Chicontepec Formation near Atlapexco, Tetlahuatl, Eastern Mexico,** AAPG Studies in Geology 56, p.231-234.

Cossey S.P.J., Nieuwenhuise, Davis, Rosenfeld, and Pindell, 2016, **“Compelling evidence from eastern Mexico for a Late Paleocene/Early Eocene isolation, drawdown, and refill of the Gulf of Mexico.”** Interpretation, 4(1), SC63-SC80.

De Anda Romero, Juan, 2013. **Caracterización geológica-petrolera del Campo Tajín en la Cuenca de Chicontepec.** Tesis de Licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería.

GYMSA Geoquímica y Perforación S.A. de C.V., 2009, **“Digitalización y actualización de la cartografía geológica de la porción de la Cuenca de Chicontepec”**, Estudio realizado para PEMEX.

G&W Systems Corp., 2010, **“Aplicación de Interpretación Cuantitativa para Predecir la calidad de reservorio en el área de Chicontepec”**, Universidad de Stanford, Informe realizado para PEMEX: 20 p.

Hernández Mercado, Carlos, 2005. **Desarrollo y Aplicación de Modelos que Incluyen los Mecanismos de Segregación Gravitacional e Imbricación, en Yacimientos Fracturados de Baja Permeabilidad. Caso Chicontepec.** Tesis de Licenciatura. México UNAM.

Howell D.G. y Normark W.R., 1982. **Sedimentology of Submarine Fans.** U.S.G., p. 410.

Kuenen, Ph.H. y Migliorini, C.I., 1950. **Turbidity currents as a cause of graded bedding.** Journal of Geology, p. 91-127.

López Aguirre, Daniel, 2008. **Origen, evolución e importancia económica de la Cuenca de Chicontepec.** Tesis Licenciatura (Ingeniero Geólogo)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

López-Ramos, E., 1979, **Geología de México**, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.

López Ramos, E., 1981, **Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México**, UNAM, Instituto de Geología, Revista, vol. 5 núm. 2 1981 p 158-177.

Martínez Ramírez, Ismael Enrique, 1999. **Estudio del comportamiento primario y recuperación secundaria del yacimiento F-10, Campo Agua Fría, activo Chicontepec, PEMEX**. Tesis Licenciatura (Ingeniero Petrolero)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

Mayol Castillo, Martha, 2005. **Caracterización Geoquímica de los aceites de la Cuenca de Chicontepec**, Tesis de Maestría. México IPN 2005.

Middleton, G.V. and M.A. Hampton 1973. **Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition**. In, **G.V. Middleton and A.H. Bouma (Eds.) Turbidites and Deep-water Sedimentation**. Short Course Notes, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, Los Angeles, California, p. 1-88.

Middleton, G.V. y Hampton, M.A., 1976. **Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows**. Marine Sediment Transport and Environmental management, p.197-217.

Mutti E., Ricci Lucci F., 1972, **“Le torbiditi dell’ Apennine settentrionale: introduzione all’ analisi di facies”**, Memorie Societa Geologica Italiana, Vol. 11, pp. 161- 199 (traslated into English by T. H. Nilsen, 1978. International Geology Review, Vol. 20, No. 2, pp. 125-166.

Mutti E. 1979, **“Turbidites et cones sous-marine profonds”**. Homewood P. (Ed.), Sedimentation Detritique (Fluviatile, littorale et Marine), Institut de Geologie, Universite de Fribourg, pp. 353-419.

Mutti E., 1992, **“Turbidite Sandstones”**, AGIP-Istituto di Geologia, Università di Parma, Italy, pp. 275

Nava Pérez Laura, Alegría Luna Miguel Ángel, 2001. **Los Sistemas Petroleros de la Región de Tampico – Misantla**. Tesis de Licenciatura. México UNAM.

Pedrazzini, C. y Basañez, M. A., Julio 1978. **“Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, Estados de Hidalgo y Veracruz, México”**. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. X, No. 3, pp. 6-19.

PÉMEX Exploración y Producción Región Norte, Gerencia Integrada de Activos, 2005. **Plan de Desarrollo Integral. Activo Poza Rica-Altamira**. Inédito.

PEMEX Exploración y Producción (PEP), 2007, **“Las reservas de hidrocarburos de México”**, p. 126.

PÉMEX, Exploración y Producción, 2009, **“El yacimiento de Chicontepec y su potencialidad futura”**.

PEMEX Activo de Exploración Golfo de México Norte (AEGMN), 2009, **“Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla y su correlación con el Golfo de México Profundo”**.

Ricci Lucchi F., 1975, **“Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy)”**, Journal Sedimentary Petrology, Vol. 45, pp. 3-43.

Salvador, A.; 1987; **“Triassic-Jurassic in The Gulf of Mexico Basin”**; Geological Society of America; The Geology of North America; (131-180).

Salvador, A., 1991a, Editor, **The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America**, The Geology of North America, v. J

Santillán Piña, Noé, 2009. **Paleoambientes sedimentarios en facies turbidíticas en la Cuenca de Chicontepec, centro-oriente de México**. Tesis Maestría (Maestría en Ciencias)-UNAM, Facultad de Ciencias.

Santillán Piña Noé, Aguayo Camargo J.E., **“Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México”**, Revista UNAM, Ingeniería Investigación y Tecnología Vol. XII Núm. 3, 2011.

Scotia, 2004, **“Estudio regional de plays de Chicontepec del Terciario en la Cuenca Chicontepec Veracruz, México”**, Estudio realizado para PEMEX, 132 p.

SENER-PEMEX, 2010, **“Diagnóstico: Situación de PEMEX”**.

Vásquez Ricardo, Cossey Stephen, Nieuwenhuise Don van, Davis Joe, Castagna John, Morales Leal Manuel, y Ramos Ivan, 2014, **“New Insights into the Stratigraphic Framework and Depositional History of the Paleocene and Eocene Chicontepec Formation, Onshore Eastern Mexico”**, AAPG 2014 Annual Convention and Exhibition.

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz, Uwe Jenchen y Martín Guerrero-Suastegui, 2008, **Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México)**, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, núm. 3, 2008, p. 438-464.