



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA  
PETROLERA Y GAS NATURAL – EXPLORACIÓN

**“ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA CABALGADURA DE JALPA  
Y SUS IMPLICACIONES EN LA ACUMULACIÓN DE  
HIDROCARBUROS”**

**TESIS**  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
**MAESTRO EN INGENIERÍA**

(EN EXPLORACION DE HIDROCARBUROS Y GAS NATURAL)

PRESENTA:  
**ANDREI FRANCISCO SÁENZ TORRES**

TUTORES  
M. en C. MARIO ARANDA GARCÍA, PEMEX  
Dr. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ, DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA  
TIERRA, FI

COMITÉ TUTOR

M. en C. DAVID ESCOBEDO ZENIL, DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, FI  
M. en C. NOÉ SANTILLAN PIÑA, DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, FI  
Dra. IZA CANALES GARCÍA, DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, FI

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MEXICO, JUNIO 2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente: M. en C. David Escobedo Zenil

Secretario: M. en C. Noé Santillan Piña

Vocal: M. en C. Mario Aranda García.

1<sup>er.</sup> Suplente: Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz

2<sup>do.</sup> Suplente: Dra. Iza Canales García.

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Villahermosa, Tabasco

**TUTORES DE TESIS:**

NOMBRE

M.C. Mario Aranda García

-----  
**Firma**

Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz

-----  
**Firma**

## **Dedicatoria**

A mi esposa Jessica Aguirre

A mis hijos Lucio y Alonso

A mis padres Silvia y Pancho Saenz

A mis hermanas Paty y Luz

A mi tío Juan Julian Saenz †

## **Agradecimientos**

Al Mtro. Mario Aranda García por el tiempo dedicado, ayuda, paciencia y conocimientos brindados.

A la Mtra. Vicky Corral, por siempre extenderme una mano de ayuda.

Al Dr Guillermo A. Perez Cruz por su paciencia y asistencia incondicional en todo momento.

A todas las personas que me apoyaron e hicieron posible que este trabajo se realice con éxito.

Muchas gracias a todos.

## ÍNDICE

I.	RESUMEN .....	7
II.	INTRODUCCIÓN .....	9
III.	GENERALIDADES .....	13
	III.1 Ubicación geográfica .....	13
	III.2. Ubicación geológica .....	14
	III.3. Objetivos .....	15
	III.4. Alcances .....	16
	III.5. Antecedentes.....	16
IV.	METODOLOGIA .....	21
	IV.1 Primera Etapa: Compilación y análisis de información .....	22
	IV.1.1. Recopilación de información .....	22
	IV.1.2. Integración y validación .....	23
	IV.1.3. Construcción de la base de datos.....	24
	IV.2 Segunda etapa: Interpretación de los datos sísmicos para el desarrollo de los modelos geológicos .....	24
	IV.2.1. Integración de las cimas en profundidad y tendencias estructurales .	26
	IV.2.2. Construcción del mapa estructural en profundidad.....	27
	IV.3. Tercera etapa: Desarrollo de modelado estructural .....	27
	IV.3.1. Restauración y balanceo de secciones.....	27
V.	FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	36
	V.1. Marco tectónico de los Pliegues y Cabalgaduras.....	36
	V.2. Estratigrafía Mecánica .....	38
	V.3. Sistemas de cabalgaduras .....	38
	V.4. Arquitectura de un Cinturón de pliegues y cabalgaduras.....	41
	V.5. Plegamiento relacionado a cabalgaduras .....	42
	V.6. Flexuras asociadas a sistemas extensivos .....	46
VI.	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....	48
	VI.1. Basamento .....	48
	VI.2. Estratigrafía regional .....	51

VI.3. Marco tectónico.....	57
VI.4. Geología local .....	61
VI.4.1. Jurásico Superior, Oxfordiano .....	64
VI.4.2. Jurásico Superior, Kimmeridgiano .....	66
VI.4.3. Jurásico Superior Tithoniano .....	67
VI.4.4. Cretácico Inferior.....	70
VI.4.5. Cretácico Medio .....	71
VI.4.6. Cretácico Superior .....	73
VI.4.7. Paleoceno.....	77
VI.4.8. Eoceno.....	78
VI.4.9. Oligoceno.....	79
VI.4.10. Mioceno .....	81
VI.4.11. Plioceno .....	86
VII. ANÁLISIS ESTRUCTURAL .....	89
VII.1. Cabalgadura de Jalpa en un contexto Regional.....	89
VII.2. Mecanismo de deformación .....	95
VII.3. Estratigrafía Mecánica .....	99
VII.4. Arquitectura de la Cabalgadura de Jalpa .....	100
VII.5. Ejemplos de modelos conceptuales.....	104
VII.5.1. Cadena montañosa de los Apalaches .....	104
VII.5.2. Cadena montañosa canadiense .....	106
VII.6. Modelos restaurados 2D .....	107
VII.7. Sincronía de elementos del sistema petrolero .....	128
VII.8. Áreas de Oportunidad.....	130
VIII. CONCLUSIONES .....	136
BIBLIOGRAFÍA.....	138
LISTADO DE FIGURAS.....	144

## **I. RESUMEN**

Se llevó a cabo el análisis estructural de la Cabalgadura de Jalpa ubicada en la porción noreste de la Cuenca de Comalcalco en el sureste de México. Con el apoyo de datos sísmicos en profundidad y datos de pozos se aplicaron los modelos conceptuales de mecanismos de plegamiento contraccional con la finalidad de obtener una interpretación coherente de la geometría de las estructuras que afectan el área de estudio.

La cabalgadura de Jalpa es el resultado de la deformación tectónica provocada por el límite de subducción de la placa de Norteamérica con la placa de Cocos, definida como la orogenia chiapaneca. Las estructuras involucradas presentan estratigrafía sin-tectónica que data del Oligoceno-Mioceno. Aunque en los bloques alto y bajo de la cabalgadura, existen estructuras plegadas con relaciones estructurales de corte que indican una deformación del Eoceno Superior. Ambas edades de deformación concuerdan, con las edades identificadas en estudios estructurales similares, elaborados en el área de Jalpa y otros sectores en la planicie costera de Tabasco.

Se conformó una base de datos robusta que sirvió para dar sustento a las correlaciones estructurales de las secciones sísmicas interpretadas. Posteriormente, se llevó a cabo el mapeo de la cima del Cretácico Superior en 3D. Se interpretaron 4 secciones sísmicas en profundidad, de las cuales, 2 fueron restauradas. La sección 1, tuvo un acortamiento de 23.3 km (45%) y un desplazamiento del bloque alóctono de 20.9 km. En la sección 4, se calculó un



acortamiento de 20.2 km (45%) y un desplazamiento del bloque alóctono de 18.3 km. La menor magnitud de desplazamiento de la cabalgadura de Jalpa entre las secciones 1 y 4, indica que el gradiente de desplazamiento de la falla aumenta hacia el noroeste. Se identificaron tres eventos tectónicos progresivos sobrepuestos. El evento tectónico más antiguo corresponde a deformación halocinética temprana, formando principalmente almohadas de sal. El evento tectónico contraccional fue identificado en dos tipos de estructuras contraccionales principales, uno efectuado en el Eoceno Superior y el otro entre el Oligoceno - Mioceno. El tercer evento tectónico en el área incluye estructuras de bloques con fallas normales, que se le considera una edad del Mioceno Superior – Plioceno.

Finalmente, se visualizaron cuatro oportunidades mesozoicas, ubicadas en el bloque autóctono. La oportunidad A, se describe como una estructura asociada a una falla inversa con vergencia al noreste con objetivos: carbonatos fracturados del Cretácico Medio y bancos oolíticos del Jurásico Superior Kimmeridgiano. La oportunidad B se interpreta como un anticlinal asimétrico relacionado a falla inversa con echado contraregional y despegue en la sal madre con dos objetivos: carbonatos fracturados del Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmeridgiano. Mientras que la oportunidad C se interpreta un anticlinal simétrico de cierre natural con dos objetivos: Carbonatos fracturados del Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmeridgiano. La oportunidad D se describe como un anticlinal asimétrico asociada a falla inversa con vergencia al suroeste en el bloque autóctono con dos objetivos: Carbonatos fracturados del Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmeridgiano.

## II. INTRODUCCIÓN

Un sistema de pliegues y cabalgaduras es la manifestación del comportamiento dúctil y frágil de las rocas y probablemente, la más común en la corteza superior.

Según Padilla y Sanchez (2013), estas estructuras se forman bajo diferentes condiciones de esfuerzo, presión confinante, temperatura y velocidad de deformación. Estas fallas de contracción pueden ocurrir en cualquier escala, desde micro hasta cinturones tectónicos regionales y zonas de subducción.

Fossen, (2010), propone que estos sistemas cabalgados, ocurren en cualquier régimen tectónico, aunque son más comunes a lo largo de límites de placas destructivas. En estas zonas, las estructuras de deformación contraccional se forman cuando las rocas son sometidas a esfuerzos tectónicos.

Marshak-Plujim, 2004, definen como un sistema de cabalgaduras a una familia de fallas inversas relacionadas que pueden unirse a uno o varios planos de falla paralelos a la estratificación, a los que se les denomina flat, o fallas de despegue (*detachment*) o superficie de *decollement*.

Las características geométricas del cinturón deformado dependen de la estratigrafía mecánica (sucesión de capas de rocas fuertes y débiles) de la secuencia que será deformada. Por ejemplo, una secuencia que consiste en capas masivas de caliza se comporta mecánicamente diferente de una que consiste en capas delgadas de areniscas con capas gruesas de lutita, (Marshak-Plujim, Op. Cit).

La definición geométrica y mapeo de estos sistemas de pliegues y cabalgaduras en el subsuelo, debe llevarse a cabo, bajo técnicas de interpretación sísmica tridimensional.

Se deben considerar secciones perpendiculares a los ejes de los pliegues o secciones paralelas al sentido de la deformación, que no necesariamente coincide con las direcciones del levantamiento sísmico (*inlines* o *crosslines*). Además de no mapear solamente en secciones aisladas cubriendo la malla detallada 1, 3, 5 o más secciones, subutilizando la sísmica 3D como sísmica 2D.

La correcta interpretación estructural debe de efectuarse en circuitos de interpretación de secciones transversales y longitudinales. Esto otorga un control en las variaciones laterales de la geometría de pliegues. Generalmente, se utilizan datos de sísmica en profundidad, que ya han recibido el procesado sísmico adecuado.

Bajo este contexto, Fossen (2010), propone que toda interpretación sísmica debe ser balanceada y restaurada. Estos métodos otorgan viabilidad a las secciones en términos de interpretación. Esto quiere decir que una sección balanceada debe ser aceptable, para que las estructuras sean geológicamente coherentes unas respecto a otras.

De acuerdo con Marshak & Pluijn, 2004 el balanceo de una sección implica el siguiente esquema de información:

- 1) Examina cuidadosamente la sección en estado deformado para determinar si es admisible; considerando que los elementos estructurales y estratigráficos interpretados sean admisibles en orden y dimensión.
- 2) Construir una sección restaurada para verificar su admisibilidad en cuanto al balance del área, considerando también su viabilidad cinemática.
- 3) Pensar en un escenario que pueda explicar la evolución de la sección del estado deformado hasta las capas inicialmente horizontales, aunque también pueden ser referidos, estos estados de evolución secuencial a la batimetría de cada estadio de tiempo.

El estudio de las estructuras tectónicas como pliegues y fallas inversas de poco desplazamiento en el sureste de México datan de principio de los 80's. Fue en estos años cuando se inició la interpretación de la sísmica de tipo 2D y más tarde de 3D.

Por estos años, la limitante tecnología asociada a la adquisición y procesado de información sísmica dificultaba una imagen resolutive a más de 4 km. Esto hacia difícil la interpretación de estructuras geológicas ubicadas a profundidades mayores.

En el último lustro, con la llegada de rutinas modernas de procesado para la migración sísmica y la aparición de sistemas de cómputo de gran capacidad, se ha mejorado la imagen sísmica, teniendo ahora información sísmica en 3D migrada a profundidad.

Esto ha aumentado la calidad de imagen sísmica por debajo de 8 km. Ahora es posible definir con más detalle estructuras cabalgadas y relacionadas a tectónica salina.

En este trabajo se analizaron, integraron y documentaron mapas y secciones del subsuelo, usando datos sísmicos 3D, y datos bioestratigráficos y litoestratigráficos de pozos dentro de un área en la porción central del estado de Tabasco.

Este estudio consistió en tres etapas principales: análisis y compilación de información, interpretación de mapas a partir de datos sísmicos amarrados con cimas estratigráficas de pozos y elaboración de modelos estructurales-secuenciales restaurados. Todos ellos descritos en este reporte de investigación.

### III. GENERALIDADES

#### III.1 Ubicación geográfica

El área de estudio cubre una superficie aproximada de 385 km<sup>2</sup>; se ubica geográficamente en el sureste de la República Mexicana, específicamente en el municipio de Nacajuca, Tabasco, al noreste de la ciudad de Villahermosa (Figura III.1.1).

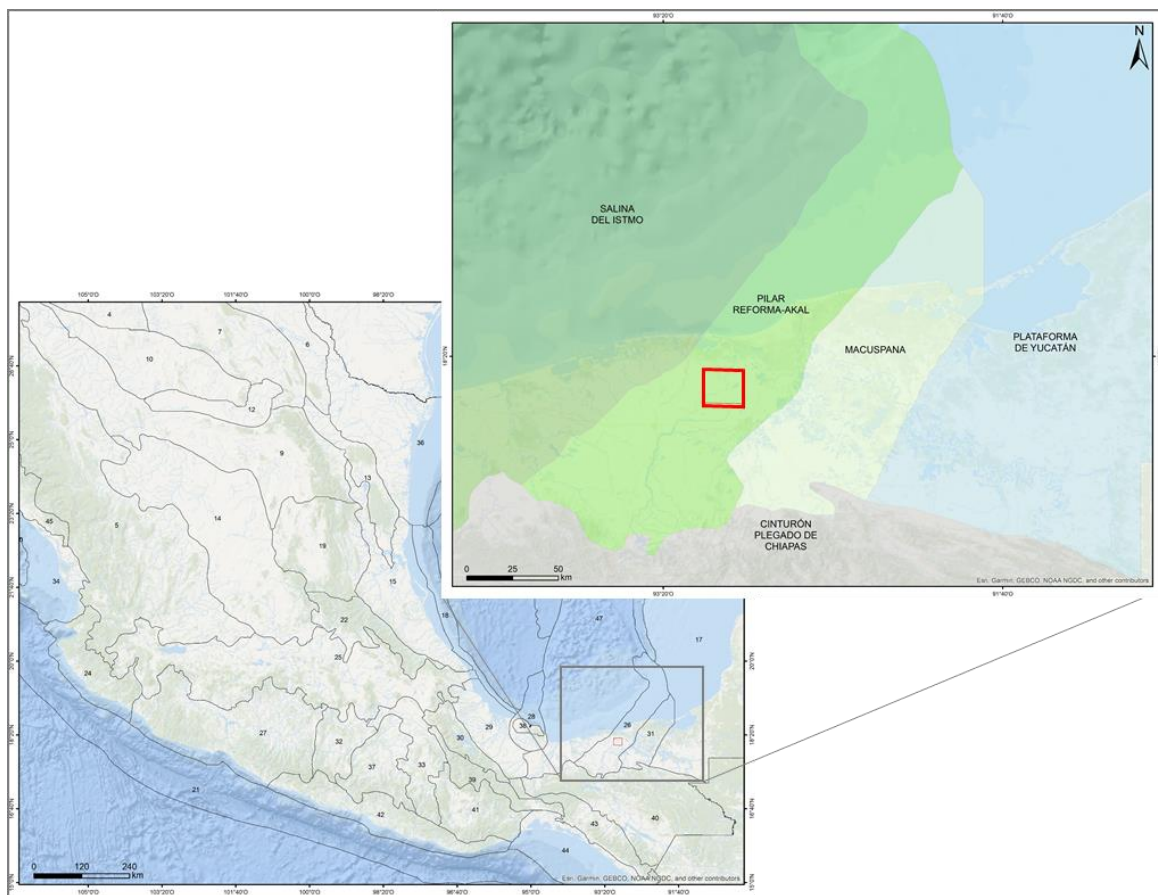


**Figura III.1.1.** Ubicación geográfica del área de estudio.

### III.2. Ubicación geológica

El área de estudio se localiza en la provincia geológica del Pilar Reforma Akal donde se encuentran los yacimientos petroleros más importantes de la región sur.

Limita al norte con el Golfo de México, al sur con la Sierra de Chiapas, al oeste con la Cuenca Salina del Istmo y al este con la Cuenca de Macuspana (Figura III.2.1).



**Figura III.2.1.** Ubicación geológica del área de estudio. (Modificado de Pemex, 2010).

Fisiográficamente se encuentra en la provincia llamada Llanura costera del Golfo Sur (Figura III.3.1), la cual constituye una superficie de 79 278.65 km<sup>2</sup> (INEGI, 2007).



*Figura III.3.1. División del territorio mexicano en provincias fisiográficas. El área de estudio se ubica sobre la provincia 13, Llanura Costera del Golfo Sur (INEGI, 2016).*

### III.3. Objetivos

1.- Definir el modelo estructural de la Cabalgadura de Jalpa para reducir la incertidumbre en la prospección de hidrocarburos en el área.

2.- Proponer la secuencia lógica de eventos tectónicos que nos ayude a comprender la evolución tectónica a través del tiempo de la estructura geológica.

Con ello, definir el mayor riesgo en los elementos del sistema petrolero.



### **III.4. Alcances**

- Interpretar información sísmica migrada en profundidad sobre un área de 385 km<sup>2</sup> para proponer el modelo estructural de la Cabalgadura de Jalpa.
- Restaurar y balancear dos secciones sísmicas 2D de orientación suroeste-noreste. Cada sección cuenta con una longitud de 19.5 y 17.3 km.
- Obtener la distribución temporal de los elementos del sistema petrolero para inferir sus riesgos potenciales.
- Identificar posibles áreas de oportunidad exploratoria.

### **III.5. Antecedentes**

Chávez (2010) hace una semblanza sobre el inicio de la exploración petrolera en el área de la Cuenca de Comalcalco. En ella, indica que a inicios de 1930, la compañía El Águila, realizó estudios gravimétricos en esta zona. A partir de ellos, se reconoció un máximo gravimétrico en las inmediaciones del pueblo de Jalpa de Méndez, al noreste de Villahermosa, Tabasco.

Inicialmente, se describió como una estructura en forma de domo con cima plana pobremente definida, orientada de este a oeste. Algunas décadas después, con el apoyo de datos gravimétricos y datos sísmicos en tiempo de mala calidad, se interpretaría como un alto de basamento conocido como el “*Macizo de Jalpa*”, (Chávez Op. Cit).

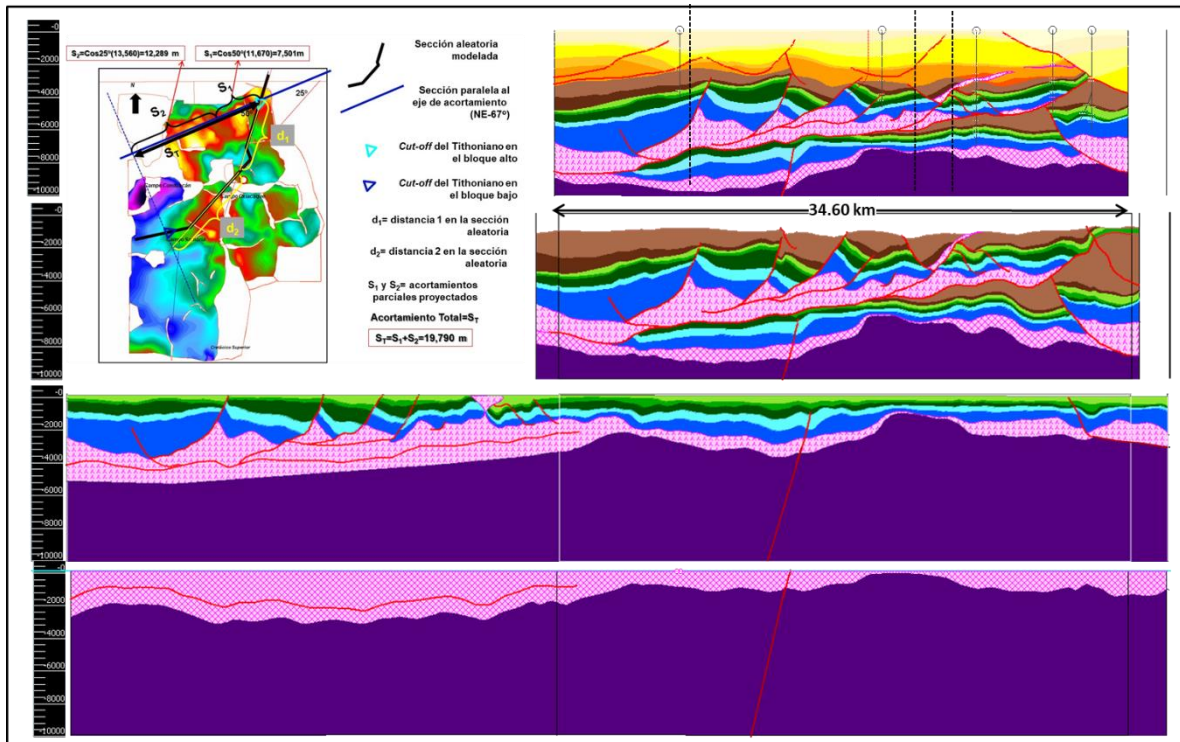
En 1979, Santiago Acevedo publicó un trabajo, donde agrupa las principales provincias y áreas productoras de hidrocarburos de la zona del sureste en las

siguientes cuencas: Cuenca Salina del Istmo, Cuenca de Macuspana- Campeche, Subcuenca de Comalcalco, Sierra de Chiapas (rocas terciarias) y Provincia Mesozoica Chiapas-Tabasco (rocas carbonatadas).

Caballero, et al, (2002), elaboró el estudio de *Plays* Terciarios del Activo Reforma – Comalcalco, en un área aproximada de 9,000 km<sup>2</sup>. Este trabajo tuvo como objetivo principal la identificación de *plays* en la columna terciaria y evaluación de potencial.

En dicho estudio, se describe al entonces denominado “*Alto de Jalpa*” como un apilamiento tectónico asociado a la presencia de una serie de imbricaciones de orientación noroeste-sureste en un frente de cabalgamiento sepultado. Esta serie de imbricaciones sería provocada por la compresión generada por el evento chiapaneco. Este apilamiento tectónico, sirvió como límite entre las cuencas de Macuspana y Comalcalco.

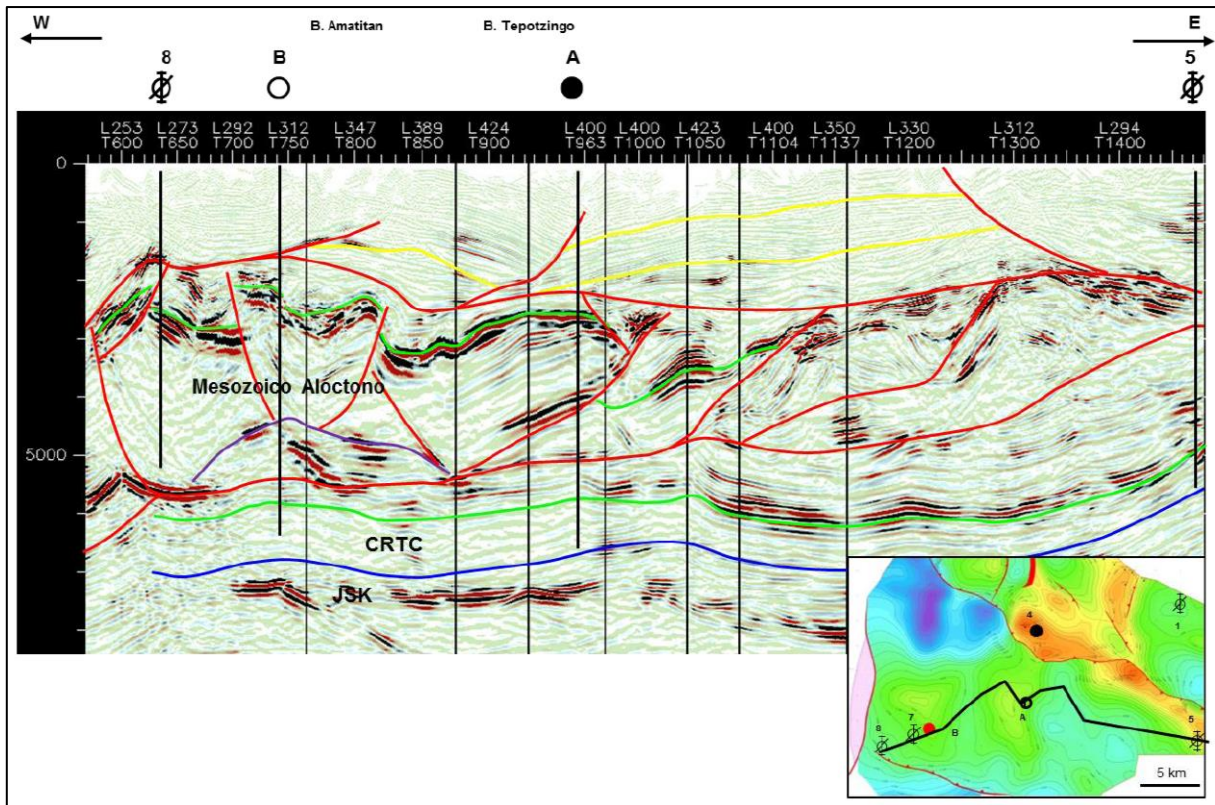
Mario Aranda García (2013), elaboró un modelo estructural restaurado en una sección no perpendicular a la dirección del transporte tectónico en el área de estudio, (Figura III.5.1), en el que estimó un acortamiento corregido de la cabalgadura principal de 19.8 km, cifra corregida por el ángulo oblicuo de la sección.



**Figura III.5.1.** Tres estadios de restauración. Se muestra el mapa de ubicación y la corrección del acortamiento en la sección oblicua de 25.2 km a 19.7 en una proyección transversal a las estructuras, (Mario Aranda, 2013).

Beristaín Suarez (2014), en su tesis de maestría, elaboró el mapeo del modelo local con información sísmica 3D migrada en profundidad del área de este estudio, definiendo los bloques cabalgados.

Posteriormente, esta propuesta se corroboró con la perforación de un pozo exploratorio en un bloque Mesozoico y Terciario, alóctono con orientación preferencial noroeste-sureste, sobre un autóctono con rocas mesozoicas-paleógenas, (Figura III.5.2).



**Figura III.5.2.** Sección estructural en dirección oeste-este, mostrando las estructuras. El mapa corresponde al nivel del Cretácico Medio del bloque autóctono (tesis de Maestría Beristain Suárez, 2014).

Ríos, et al., 2016, elaboraron un estudio interno de sistemas petroleros, con análisis y modelos estructurales restaurados secuencialmente y geoquímicos de todos los estadios, con el que se documentaron los modelos de evolución del bloque alóctono de Navegante, y al que se le denomina Cabalgadura de Jalpa en este estudio.

El estudio concluye que la deformación en la Cabalgadura de Jalpa presenta dos pulsos dominantes de contracción tectónica, asociada a la subducción de la placa de Cocos en el sur de México.

Estas dos fases de deformación progresiva se consideran formaron dos zonas características de:

- 1) Estructuras plegadas y nucleadas por sal, de edad del Eoceno Superior y/o Mioceno Medio-Superior desarrolladas al occidente de la zona de cabalgadura, y
- 2) La estructura de cabalgadura regional de edad Oligoceno Medio-Superior que corresponde a la cabalgadura que demuestra la repetición estructural, la cual contiene estructuras salinas tempranas con sal en la zona de falla.

## **IV. METODOLOGIA**

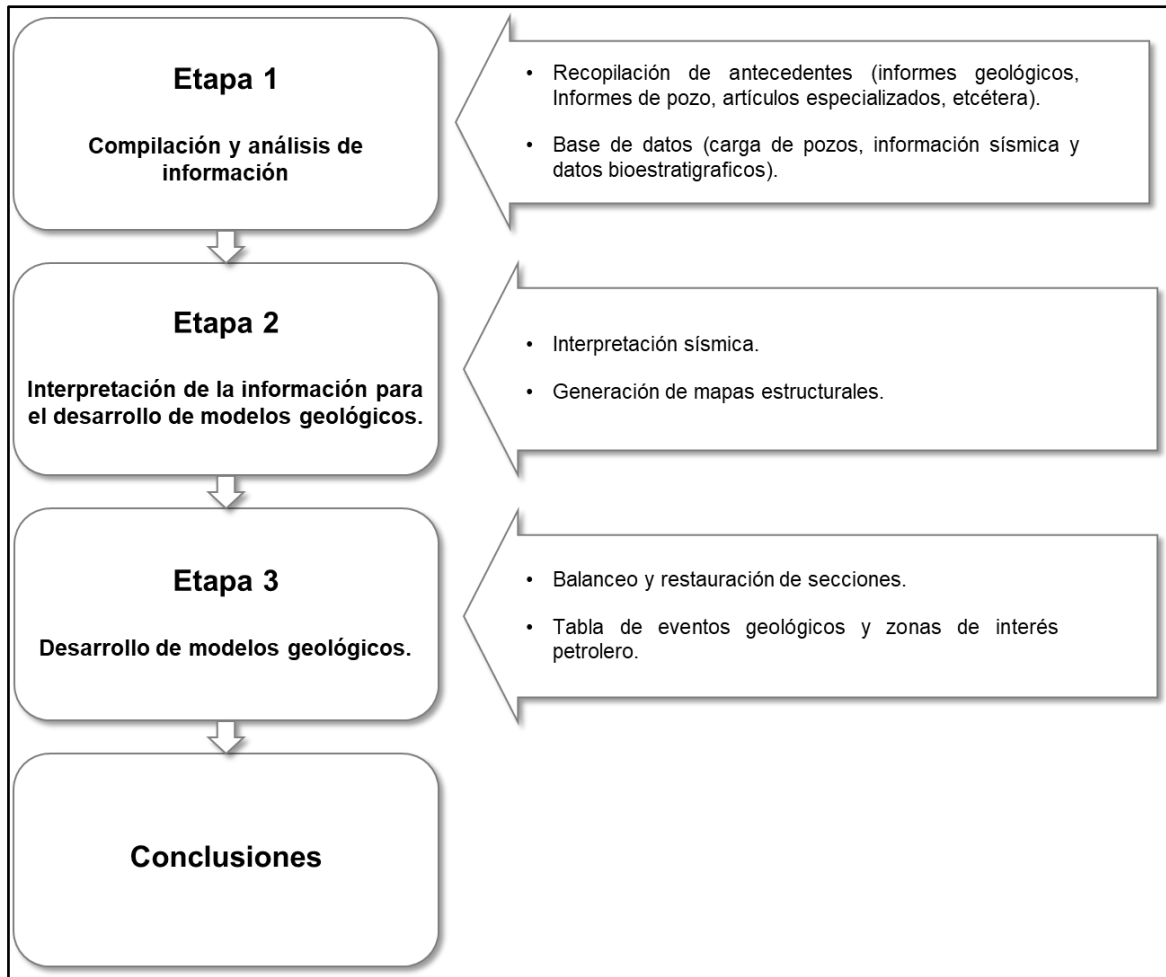
Como parte fundamental de cualquier proceso exploratorio, es indispensable contar con una metodología comprensible para todos los usuarios y lectores del presente trabajo. Dicha metodología debe involucrar desde etapas muy tempranas como la compilación de información hasta la definición de los modelos geológicos estructurales del área.

La metodología por seguir consta de tres etapas principales divididas en subetapas (Figura IV.1).

La primera es la compilación y análisis de la información. En esta etapa se recopilan datos importantes para el desarrollo de la investigación, como informes geológicos, informes de pozos, y artículos especializados. Con estos datos, se elabora una base de datos robusta que será usada durante el desarrollo del trabajo.

La etapa dos es la interpretación de los datos sísmicos. Con el apoyo de los datos de pozos y el volumen sísmico en profundidad, se interpretan en 3D las principales edades, y con ello, se obtienen los mapas estructurales.

La etapa tres consiste en el desarrollo de los modelos geológicos. En esta parte del trabajo, se elaboran los modelos geológicos restaurados. Además, se propone una tabla de eventos geológicos y zonas de interés petrolero.



*Figura IV.1. Diagrama de flujo de la metodología de trabajo.*

## **IV.1 Primera Etapa: Compilación y análisis de información**

Se elabora una base de datos confiable. El insumo principal son los datos aportados por los pozos exploratorios y de desarrollo, tales como las cimas de las unidades estratigráficas e información bioestratigráfica.

### **IV.1.1. Recopilación de información**

Como parte de la recopilación de información, se consultan diversas fuentes de información, como informes finales de pozos exploratorios y desarrollo, reportes

internos de Pemex e informes de *Plays*. Además, se estudiaron artículos nacionales y extranjeros.

Se revisaron los datos de cimas estratigráficas, considerando como prioridad las cimas reportadas en las tarjetas de pozos (cuyas fuentes son registros geofísicos, cimas paleontológicas y litológicas) e informes finales de 17 pozos, que cuentan con estudios paleontológicos.

#### IV.1.2. Integración y validación

La integración de la base de datos de los pozos utilizados en este trabajo consiste en la unificación de las cimas estratigráficas, considerando la marca paleontológica, descripción litológica y ambiente de depósito (Figura IV.1.2).

Horizonte estratigráfico	Abreviatura	Edad (ma.)	Litología dominante	Paleoambiente de depósito
Plioceno-Pleistoceno	PLCN-PLEIST	1.5	Arena de grano medio a grueso.	Transicional- Nerítico interno
Mioceno superior	MCNS	5.32	Arena de grano fino a medio con lentes de arenisca gris claro.	Nerítico medio-Batial superior
Mioceno Medio	MCNM	11.20	Arenisca gris claro de grano fino a medio con intercalaciones de lutita.	Batial Inferior
Mioceno Inferior	MCNI	16.40	Arenisca gris claro de grano fino a medio con intercalaciones de lutita café claro.	Batial Inferior
Oligoceno superior	OLGNS	23.80	Lutita café claro y gris verdoso, calcárea	Batial Inferior
Oligoceno medio	OLGNM	29.40	Lutita gris verdoso, calcárea.	Batial Inferior
Oligoceno inferior	OLGNI	32.00	Lutita café claro y gris verdoso, calcárea, con delgadas intercalaciones de arenisca gris claro.	Batial Inferior
Eoceno superior	EOCNS	33.70	Lutita café claro y café oscuro, calcárea.	Batial Inferior
Eoceno medio	EOCNM	37.00	Lutita café claro, calcárea.	Batial Inferior
Eoceno inferior	EOCNI	49.00	Lutita café claro, calcárea con delgadas intercalaciones de arenisca café claro	Batial Inferior
Paleoceno	PALCN	54.80	Lutita café claro	Batial Inferior
Cretácico superior	CRTS	65.00	Marga café claro y café rojizo.	Cuenca
Cretácico medio	CRTM	93.50	Mudstone a wackestone café claro, fracturado	Cuenca
Cretácico inferior	CRTI	112.20	Mudstone a wackestone de bioclastos.	Cuenca
J.S. Thitoniano	TTHN	144.20	Mudstone-wackestone arcilloso	Cuenca
J.S. Kimmerigiano	KMMRD	150.70	Packstone-grainstone fracturado	Rampa Externa
Basamento	BASAMENTO	169.00		

Figura IV.1.2.1. Ejemplo de base de datos generada para cada pozo.



Durante este proceso fue necesario realizar búsquedas más detalladas de diferentes fuentes. En algunas ocasiones la información consultada mostraba diferencias entre un reporte y otro. En estos casos, se considera la información más razonable según las características estructurales o tendencias de una determinada área.

#### **IV.1.3. Construcción de la base de datos**

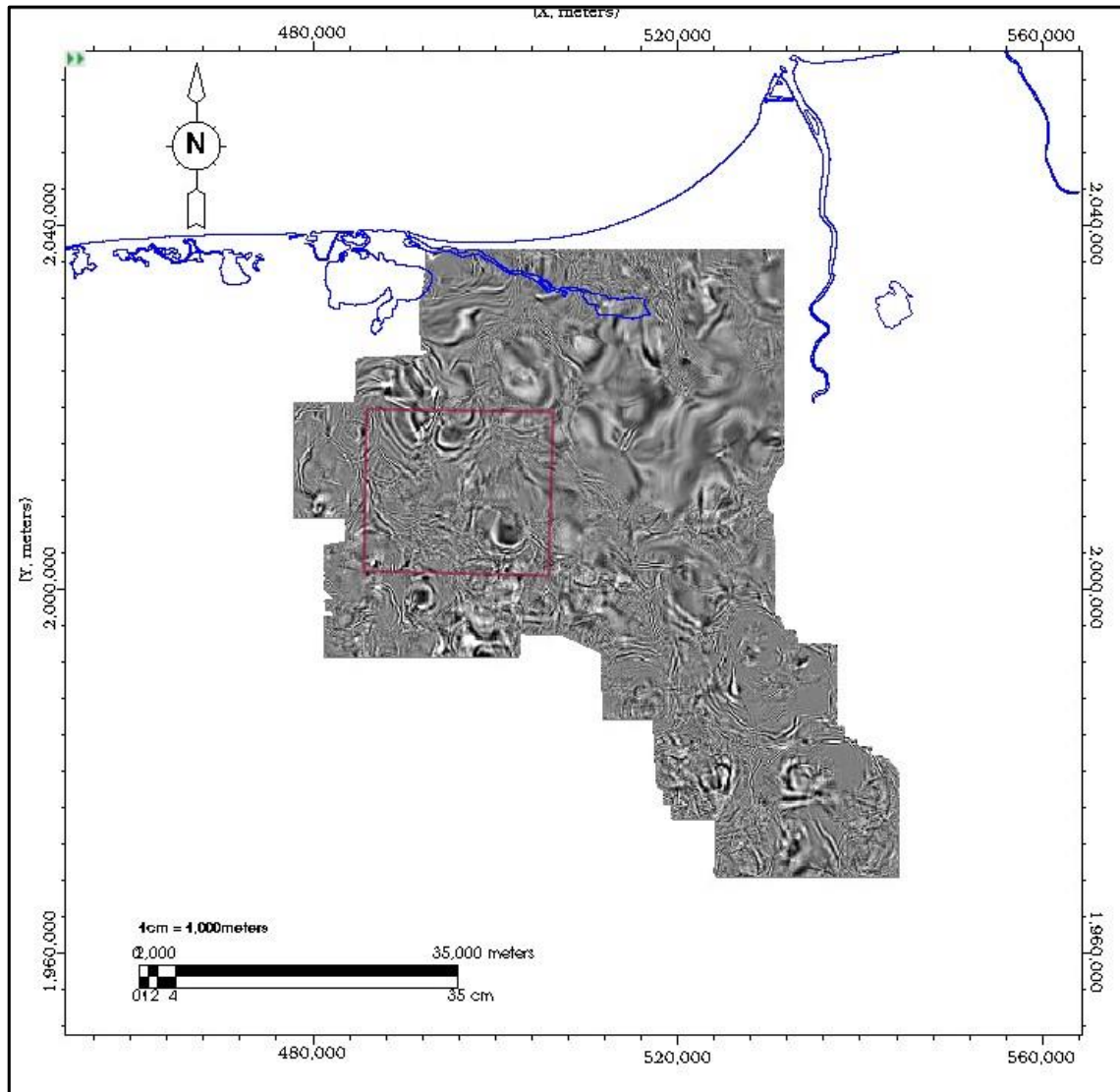
Se generó una base de datos en Excel de cimas correspondientes a las unidades estratigráficas del Plioceno (PLCN), Mioceno superior (MCNS), Mioceno Medio (MCNM), Mioceno Inferior (MCNI), Oligoceno (OLGN), Eoceno (EOCN), Paleoceno (PALCN), Cretácico Superior (CRTS), Cretácico Medio (CRTM), Cretácico Inferior (CRTI), Jurásico Superior Tithoniano (TTHN), Jurásico Superior Kimmeridgiano (KMMRD), Jurásico Superior Oxfordiano (OXFRDN) y cima de SAL.

Como parte complementaria de la base de datos, se recopilaron y cargaron las trayectorias de los pozos que cuentan con desviación. Se cargaron 6 desviaciones de la trayectoria de los pozos para ubicar las cimas en su posición real.

#### **IV.2 Segunda etapa: Interpretación de los datos sísmicos para el desarrollo de los modelos geológicos**

Esta etapa, se inicia con la interpretación de los datos sísmicos. Se trabajó en el *software* de interpretación Petrel® de la Cía. Schlumberger. Se usaron 385 km<sup>2</sup> de

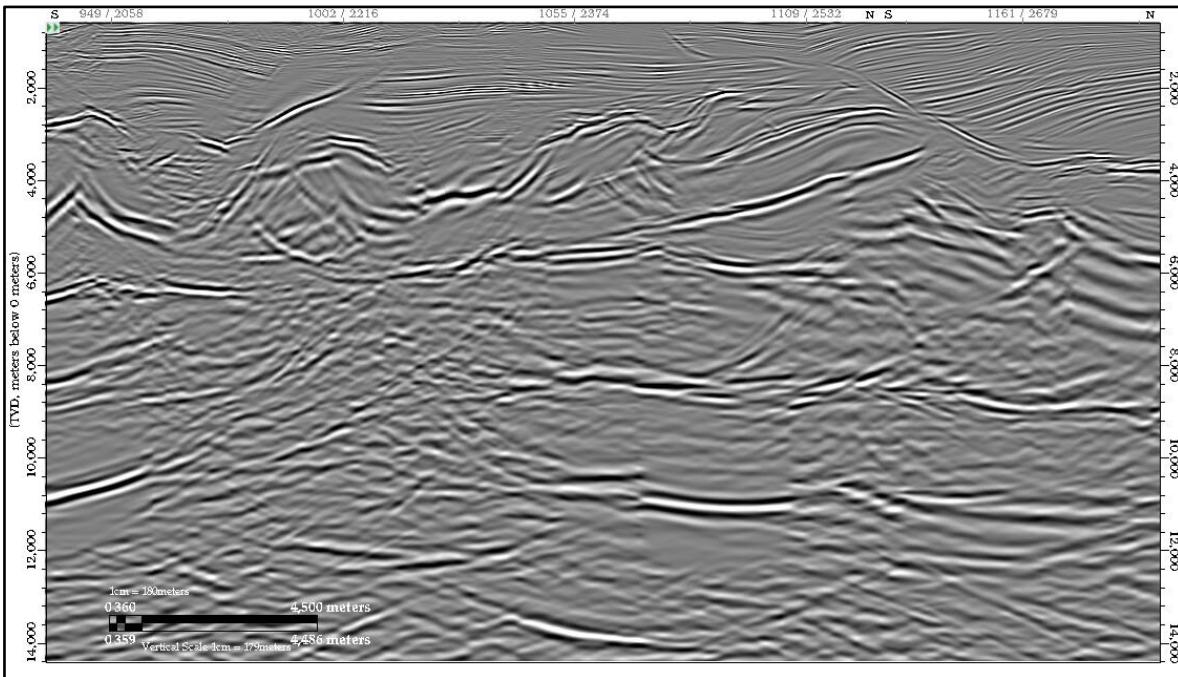
un volumen de datos sísmicos 3D PSDM Beam, con filtro y con ganancia, tamaño de BIN: 30 x 30 m, (Figura IV.2.1).



**Figura IV.2.1.** El recuadro marrón es la porción del volumen 3D usado en el desarrollo del trabajo.

La imagen sísmica fue procesada hasta 14 km de profundidad con un muestreo de cada 5 m (Figura IV.2.2). Estos datos sísmicos, son de calidad regular. En algunas zonas se observan artefactos sísmicos que no corresponden a eventos

geológicos o sedimentarios correspondientes a los eventos tectónicos característicos de esa zona.



*Figura IV.2.2. Imagen sísmica utilizada para el trabajo de interpretación.*

#### **IV.2.1. Integración de las cimas en profundidad y tendencias estructurales**

Se realiza la interpretación geológica-estructural de cuatro transectos sísmicos de carácter semi-regional de orientación suroeste-noreste, los cuales se denominaron S-1, S-2, S-3 y S-4.

La interpretación fue generada exclusivamente con los datos de los pozos. Lo anterior nos permitió identificar la continuidad de las tendencias estructurales, amplitud y vergencia de las estructuras plegadas, así como percibir las dimensiones de los cuerpos de sal. Se obtuvieron los valores en profundidad de la cima de interés económico-petrolero a lo largo de cada uno de los transectos.

#### **IV.2.2. Construcción del mapa estructural en profundidad**

Se procede a configurar el mapa de la cima del Cretácico Superior en profundidad, obteniéndose un producto más detallado. Para este mapa, se interpreta una malla sísmica cada 10 líneas en *crossline* e *inline*. Se puede apreciar que las estructuras siguen patrones geológicos consistentes a la vergencia regional.

En la configuración estructural para la cima del Cretácico Superior se honraron los datos de cima de los pozos y permitió definir las principales fallas y sus estructuras asociadas, así como algunos cuerpos de sal y rasgos menores.

#### **IV.3. Tercera etapa: Desarrollo de modelado estructural**

El objetivo principal de este modelado geológico consiste en la reconstrucción de la historia geológica de la estructura petrolífera denominada Cabalgadura de Jalpa.

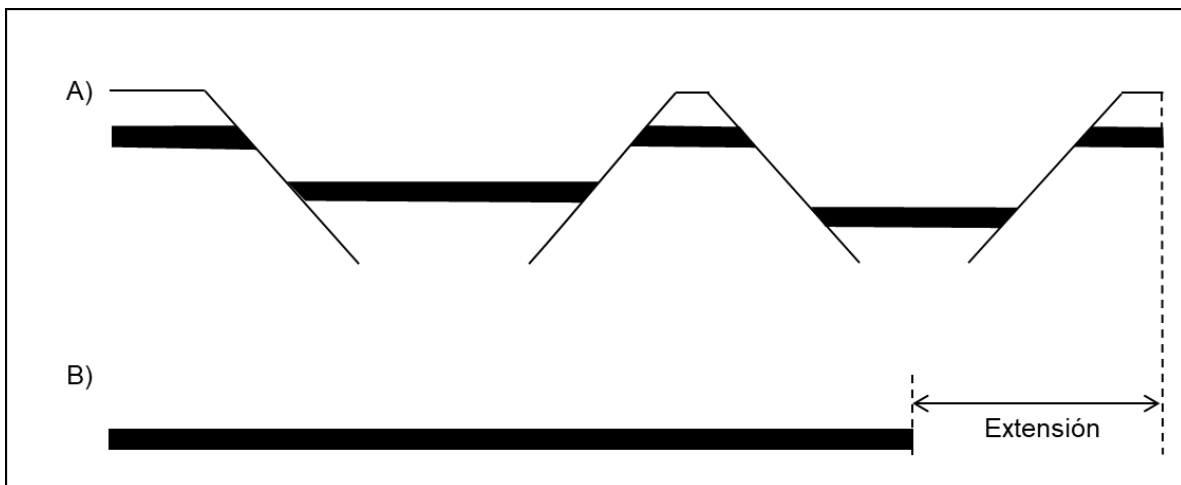
Se toma como base la técnica del balanceo y restauración de secciones sísmicas previamente interpretadas. En el caso específico de este trabajo, esta técnica se realizó con el fin de inferir posibles riesgos en la carga de hidrocarburos a partir de una fuente generadora de edad Tithoniano hacia las áreas de entrapamiento a nivel del mesozoico.

##### **IV.3.1. Restauración y balanceo de secciones.**

El método de la restauración implica tomar una sección y “retro-deformarla”. Una restauración realista, requiere compatibilidad entre diferentes elementos de la sección, y que las capas dentro de las secciones permanezcan coherentes. Por lo tanto, en una capa restaurada no debemos observar sobreposiciones, *gaps*, saltos

de falla, capas muy curvadas o alguna otra que no sea horizontal, (Marshak & Pluijn, 2004).

Fossen (2010), propone que reconstruir la posición y orientación de una línea antes de la deformación es la forma más simple de restauración y cuyo método es el más usado por los geólogos estructurales para obtener modelos. Esta idea es ilustrada en la figura IV.3.1.1, donde se toma en cuenta la geometría de la falla y un marcador estratigráfico.



**Figura IV.3.1.1.** El concepto de restauración en una dimensión donde el marcador es horizontal. La extensión es definida por comparación entre el estado deformado y no deformado, (Fossen, 2010).

Además, menciona que la restauración bidimensional es el modelado estructural en el que se tiene mayor control y precisión del análisis de geometrías. Tomando como base la interpretación balanceada de secciones transversales y algunas pruebas cinemáticas del desarrollo de estructuras.

Es muy importante que la orientación de las secciones debe coincidir (en la medida de lo posible) con la dirección de la deformación o la dirección en que fue

transportado el material rocoso, esto es: a) perpendicular a los pliegues b) perpendicular a las fallas inversas.

La metodología de modelado estructural inverso o de restauración estructural usada para este trabajo, es más compleja que los modelos estructurales restaurados en un solo paso documentados en Fossen (2010).

La metodología que se presenta en este trabajo es para modelar la evolución de las cuencas, usando un software especializado y atendiendo un mayor número de parámetros geológicos. Este modelado consiste en remover la deformación progresivamente en los estadios necesarios, que muestren paso a paso la reconstrucción de escenarios de deformación.

Además de la remoción de la subsidencia y de la erosión, referidos a la paleobatimetría de cada paquete estratigráfico por el método de isostasia flexural, restaurando hasta el estado inicial no deformado de la columna geológica.

La edad de la deformación es un elemento primordial en el reconocimiento de las trampas de hidrocarburos, sobre todo si esta edad, está en sincronía con la edad de la migración de los hidrocarburos en los depocentros de generación. Los dos criterios principales para reconocer la edad de la formación de estructuras son los siguientes:

1. Edad relativa de deformación. Esto es, reconocer hasta donde están rotas o deformadas las unidades estratigráficas.

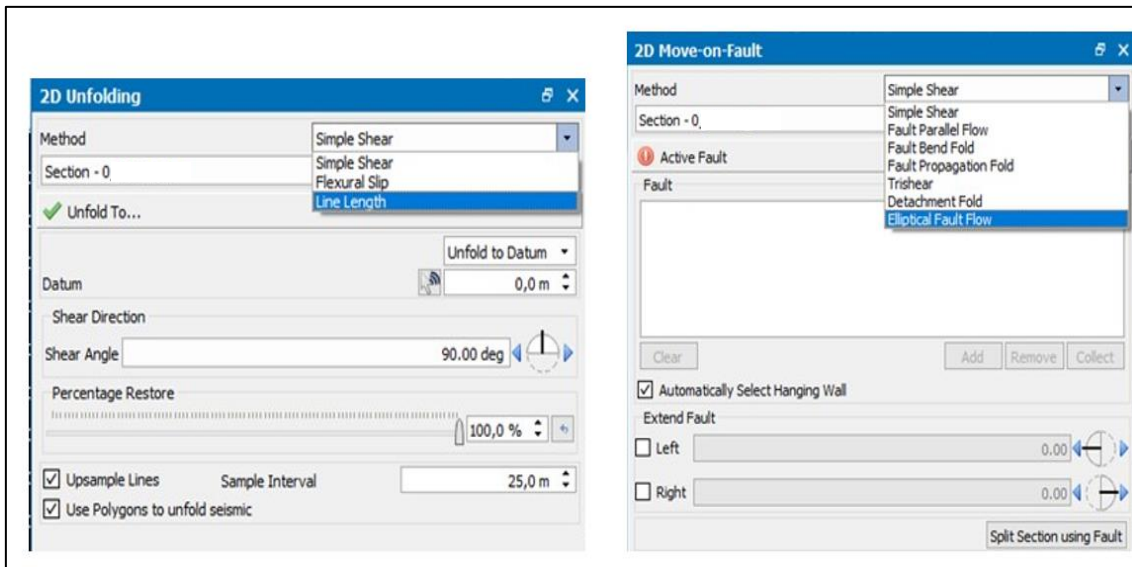
2. Considerando la edad de las capas sin-cinemáticas. La presencia de cuñas de crecimiento en pliegues contraccionales definen con más precisión la cronología de la deformación.

Con base en estas premisas, se propone a la restauración como la base para evaluar si la interpretación estructural generada mediante los datos sísmicos y de pozos es geológicamente razonable. Así, es posible reducir los riesgos a la hora de definir trampas de hidrocarburos y los programas de perforación de futuras localizaciones exploratorias.

Para llevar a cabo los modelos estructurales de restauración se utilizó el *software* 2D Move<sup>®</sup> de la Cía. Midland Valley. Este programa está especialmente diseñado para efectuar este tipo de modelos, obedeciendo ciertos algoritmos de restauración cinemática y de aplanamiento de *targets* paleobatimétricos de restauración secuencial.

En este programa, el usuario indica la ubicación y sentido de desplazamiento en cada falla, ya sean inversas o normales. Se pueden mover los bloques fallados de manera incremental o de un solo paso. Además, permite manejar las cantidades de cizalla involucrada en el fallamiento.

Para ello, el programa 2D-Move<sub>(c)</sub>, cuenta con algoritmos de restauración cinemática como se muestra en la figura IV.3.1.2., los algoritmos aplicados en las fallas varían de acuerdo con su geometría, sentido de desplazamiento tipo de estructura que se genera.



**Figura IV.3.1.2.** En los algoritmos para restauración con targets denominados unfolding; la restauración puede ser por cizalla simple, deslizamiento flexural o por longitud de línea. Los algoritmos de restauración de fallas, denominado Move on fault, el movimiento de la falla puede ser con cizalla simple, flujo paralelo en la falla, trishear o de flujo elíptico en la falla, para modelado inverso de fallas. Para modelado directo de pliegues relacionados a fallas, el movimiento en la falla puede ser, pliegue por flexura de falla, pliegue por propagación de falla o pliegue de despegue.

El efecto de compactación en fallas y pliegues es muy significativo cuando los cuerpos sedimentarios son deformados a profundidades someras, antes de algún proceso de enterramiento o litificación.

De acuerdo con Fossen, (2010). este efecto juega un papel importante en la geometría de fallas formadas recientemente, ya que muy a menudo se tiene fallas casi verticales que llegan a ser planas. Esto es debido a la compactación diferencial, donde capas superficiales se compactan menos que aquellas a grandes profundidades.

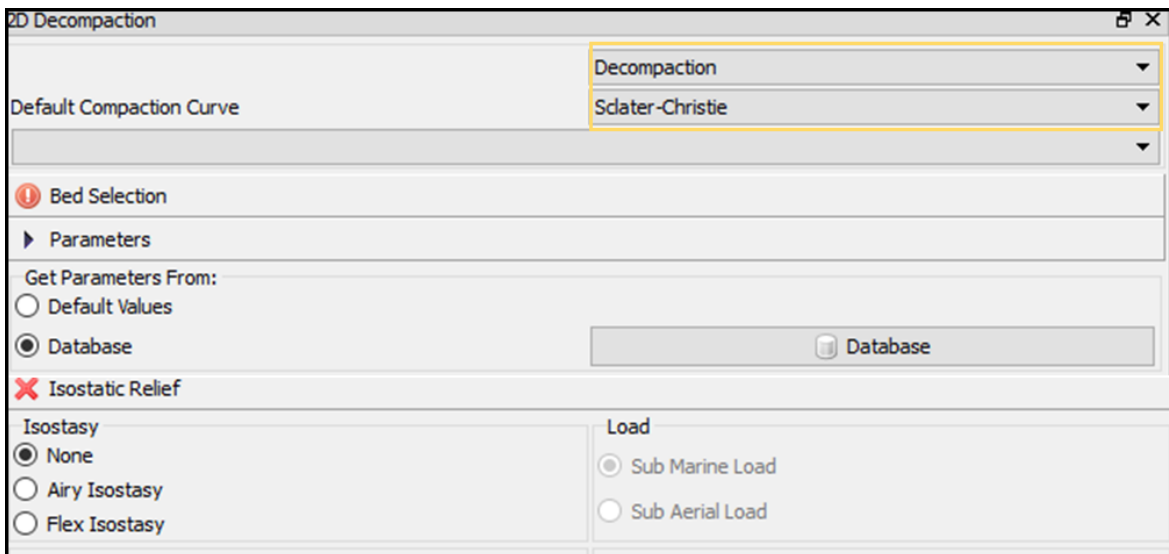
Por lo tanto, si una falla se forma en un depósito reciente de arena y arcilla, la compactación dará un echado menor a la falla en las arcillas que en las capas de



arena. Esta puede ser la razón de que existan fallas casi planas conforme aumenta la profundidad.

Las correcciones de descompactación son efectuadas a través del método de *Sclater-Chistie*. (Figura IV.3.1.3). Este método considera factores de descompactación, los cuales están en función del tipo de sedimento (arcillas, carbonatos, sal, areniscas), que conforman los paquetes estratigráficos de las secciones geológicas.

Para una mejor corrección de la descompactación, se tiene que analizar las litologías cortadas por los pozos en el área. Se debe determinar el porcentaje litológico aproximado de cada una de las edades de roca y considerar los factores de descompactación correctos para cada caso.



**Figura IV.3.1.3.** Con el método de la descompactación, es posible calcular de forma cualitativa, el volumen de roca que disminuye conforme aumenta la profundidad y la sobrecarga. Los datos almacenados en la base de datos son esenciales para obtener un resultado más certero.

Con tal información, se robustece la base de datos del programa MOVE 2D<sub>(c)</sub>, que calculará los datos de porosidad y el coeficiente de sepultamiento, fundamentales para la descompactación, (Figura IV.3.1.4).

	1: Rock Type	2: Background_colour	3: pattern	4: Sandstone(%)	5: Shale(%)	6: Limestone(%)	7: Porosity	8: DepthCoefficient
	Sandstone			100.0000	0.0000	0.0000	0.4900	0.27
	Shale			0.0000	100.0000	0.0000	0.6300	0.51
	Limestone			0.0000	0.0000	100.0000	0.4100	0.40
Unit				%	%	%		1/km
1	Rock Type							
2	Plioceno Superior			60.0000	40.0000	0.0000	0.5460	0.37
3	Plioceno Inferior			70.0000	30.0000	0.0000	0.5320	0.34
4	Mioceno Superior			60.0000	40.0000	0.0000	0.5460	0.37
5	Mioceno Medio			50.0000	50.0000	0.0000	0.5600	0.39
6	Mioceno Inferior			40.0000	60.0000	0.0000	0.5740	0.41
7	Oligoceno			20.0000	80.0000	0.0000	0.6020	0.46
8	Eoceno			30.0000	70.0000	0.0000	0.5880	0.44
9	CRTS			0.0000	30.0000	70.0000	0.4760	0.43
10	CRTM					100.0000	0.4100	0.40
11	TTHN			0.0000	20.0000	80.0000	0.4540	0.42
12	KMMRD					100.0000	0.4100	0.40
13	OXFRD					100.0000	0.4900	0.27
14	PRESAL			100.0000			0.4900	0.27
15	SAL						0.0001	
16	Basamento						0.0001	

**Figura IV.3.1.4.** Tabla de propiedades de las rocas. El Programa 2D-MOVE© almacena los datos de litología para definir los valores de porosidad y coeficiente de profundidad utilizados para la descompactación.

Los niveles paleobatimétricos en los que fueron depositados los sedimentos correspondientes a cada edad, son alimentados de acuerdo con los valores de paleobatimetria. Estos valores son definidos de acuerdo con el contenido de fauna en las cuencas petroleras de México definido por el grupo de especialistas de paleontología de Pemex (Figura IV.3.1.5).

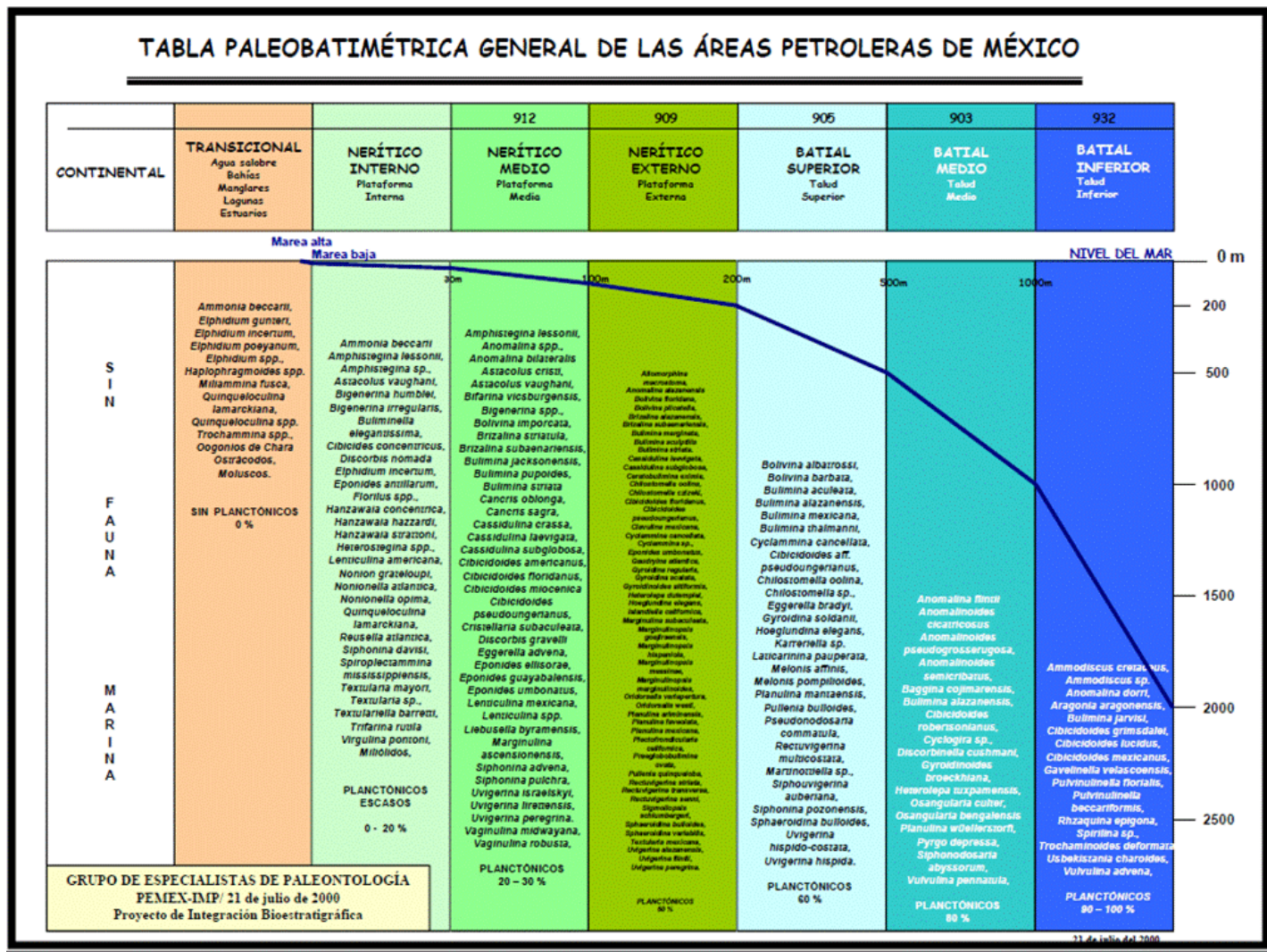


Figura IV.3.1.5. Tabla paleobatimétrica general de las áreas petroleras de México (Informe interno de Pemex, 2000).

Una premisa importante para la elaboración de modelos estructurales es la de reconstruir la deformación a su estado inicial, considerando que las capas tienen espesores constantes antes y después de la deformación.

Se reconstruye la restauración secuencial progresiva obteniendo un estadio de cada horizonte interpretado. De la misma manera, debido a que el depósito de los horizontes interpretados de la sección corresponde a litologías específicas de cada edad, se aplica la descompactación progresiva de cada horizonte.

Debido a lo anterior se va obteniendo un estadio de restauración de cada horizonte y su correspondiente descompactación de la capa superior restaurada.

Entonces, con base en los estilos estructurales, mecanismos de deformación, secuencia del fallamiento y niveles de despegue, se reconstruye la restauración secuencial.

## **V. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.**

Según Fossen, (2010), las fallas y pliegues por contracción ocurren en cualquier régimen tectónico, pero son más comunes a lo largo de límites de placas destructivas, que es cuando las rocas son sometidas a esfuerzos tectónicos.

Para el caso de este análisis semi-regional, las fallas de contracción serán exclusivamente relacionadas a fallas inversas y cabalgaduras. Estas, pueden ocurrir en cualquier escala, desde micro a cinturones tectónicos regionales y zonas de subducción

A continuación, se hará una breve revisión de las estructuras relacionadas a esfuerzos de contracción. Posteriormente, nos centraremos en la geometría de las fallas inversas, los sistemas de cabalgaduras y las relaciones entre las fallas y pliegues.

### **V.1. Marco tectónico de los Pliegues y Cabalgaduras**

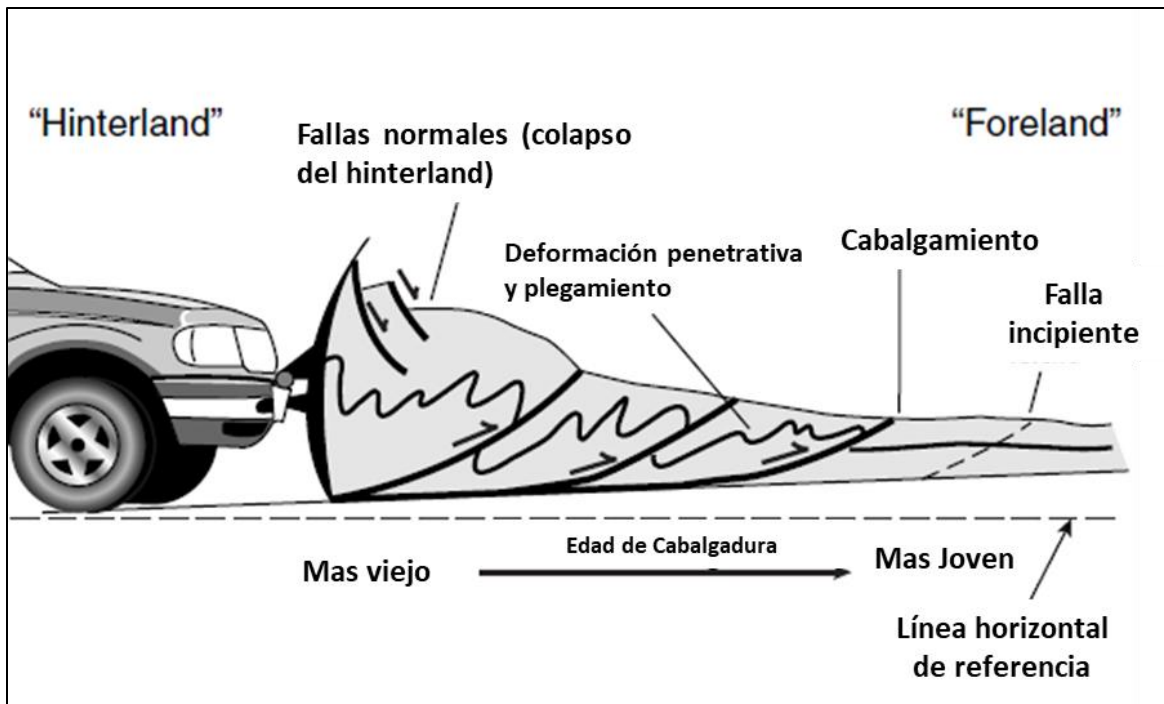
Los pliegues y cabalgaduras se presentan en todo el mundo y en una gran variedad de configuraciones tectónicas. Básicamente, donde exista un acortamiento horizontal significativo de la corteza. Para describir estas estructuras, es necesario conocer algunos términos importantes que diversos autores han documentado a través de los últimos años.

Según la terminología usada en el libro de Fossen (2010), se sugiere que el término de cabalgadura se reserve a desplazamientos horizontales que excedan los 5 km. Este sería el caso de la megaestructura analizada en este trabajo, la

Cabalgadura de Jalpa. Donde el desplazamiento, se ha calculado en aproximadamente 19 km. Sin embargo, otros autores aún utilizan el termino cabalgadura para nombrar fallas inversas en escalas de afloramiento.

Las cabalgaduras son características de orógenos contraccionales, donde la orientación y dirección de estas estructuras es de suma importancia para entender la formación de ellas. Por lo tanto, debemos tener el claro, los términos de *Hinterland* y *Foreland*.

Marshak-Pluijm, (2004) describen al *hinterland* como el área en la porción central de una zona de colisión, mientras que el *foreland* es la parte marginal y más alejada de la zona de colisión, (Figura V.1.1).



**Figura V.1.1.** La cuña de arena se ensancha con el acortamiento continuo; las cabalgaduras más jóvenes generalmente se inician en el hinterland y continúan al foreland., (Marshak & Pluijm, 2004).

## **V.2. Estratigrafía Mecánica**

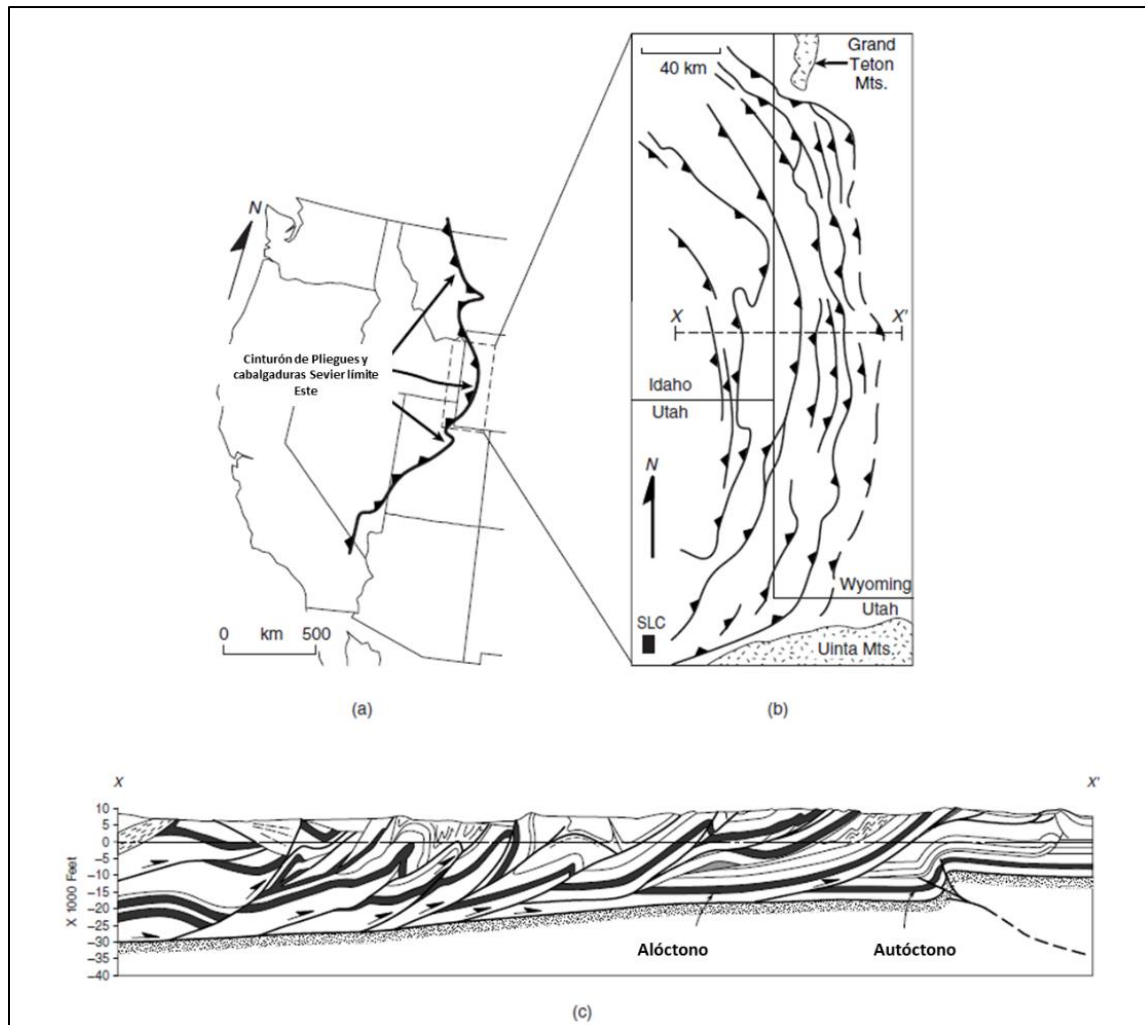
Las características geométricas de las estructuras internas en un cinturón de pliegues y cabalgaduras dependen de la ductilidad de la roca que será deformada y al contraste entre las capas dentro de la secuencia

Esto quiere decir, según Marshak-Plujim, (2004), que las características geométricas del cinturón deformado dependen en buena medida de la estratigrafía mecánica (sucesión de capas de rocas fuertes y débiles) de la secuencia que será deformada. Por ejemplo, las capas masivas de caliza se comportan diferente a las capas delgadas de areniscas con capas gruesas de lutita.

Por lo tanto, los carbonatos se pueden romper para formar varias cabalgaduras o se pueden flexionar para formar pliegues de gran amplitud, como es el caso de la Cabalgadura de Jalpa, donde los pliegues formados por el fallamiento inverso tienen amplitudes de cientos de metros y algunos varios kilómetros.

## **V.3. Sistemas de cabalgaduras**

Un sistema de cabalgaduras se define como un grupo de fallas inversas que se relacionan entre sí, y que despegan de una falla maestra profunda, denominada como *detachment* o *decollement*, (Figura V.3.1.).



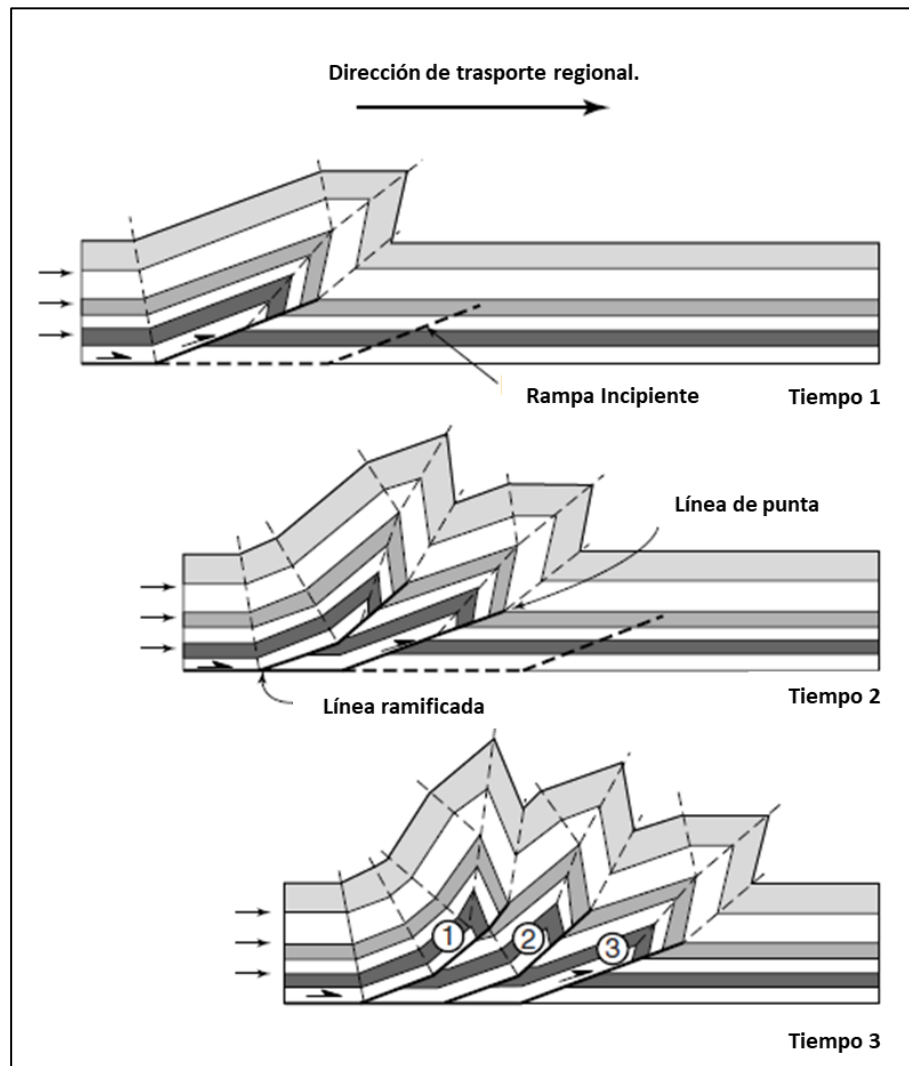
**Figura V.3.1.** (a) Traza del límite Este del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Sevier en el Oeste de los Estados Unidos. (b) Mapa mostrando las trazas de las principales cabalgaduras en el Oeste del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Wyoming (una parte del cinturón de pliegues Sevier). Note que las cabalgaduras se curvan de modo que son convexas hacia el foreland. (c) sección del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Wyoming. (Marshak--Plujim, 2004).

Las rocas sobre esta falla maestra (*Detachment*) son separadas y desplazadas en relación con las rocas inferiores durante el esfuerzo. Las superficies *detachment* tienden a desarrollarse en las rocas débiles, como las evaporitas o arcillas. En la Cabalgadura de Jalpa, la falla inversa principal despega de la sal autóctona ubicada a 11 km de profundidad.



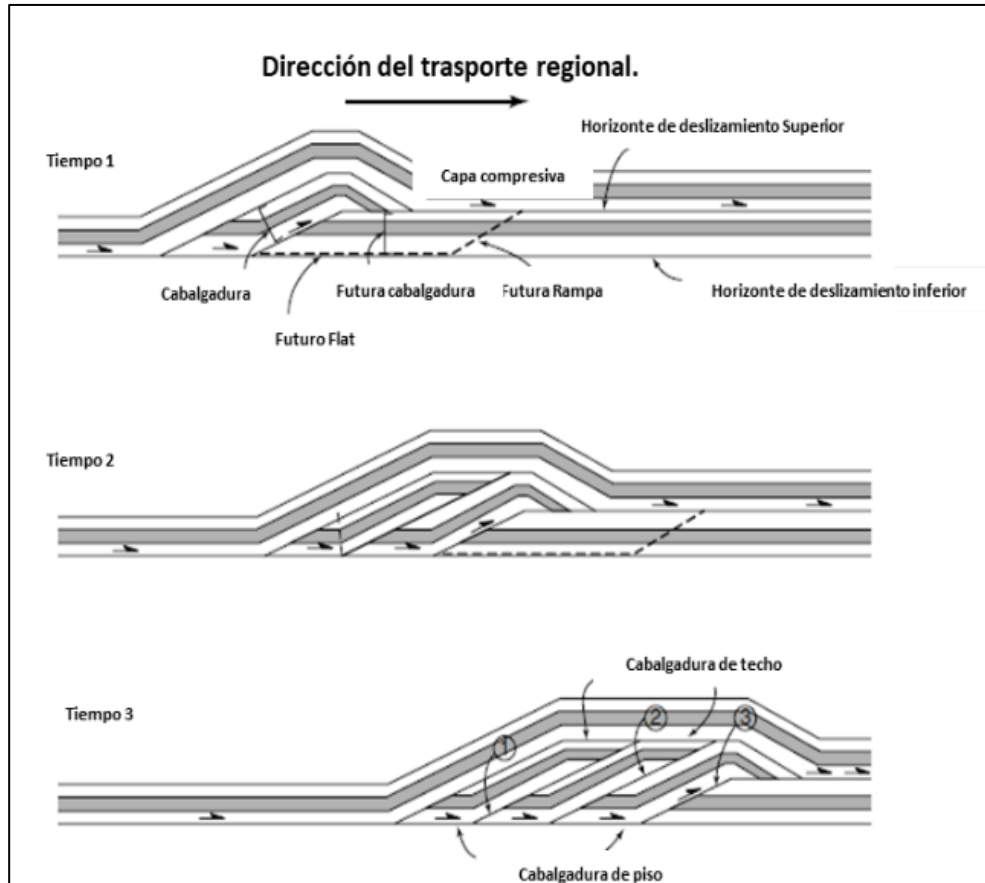
Marshak-Plujim, (2004) describe dos tipos de miembros del sistema de cabalgaduras: los abanicos imbricados y los dúplex:

Un abanico imbricado se forma por dos o más cabalgaduras individuales que surgen de un despegue común y terminan echado arriba sin fusionarse en un despegue superior, (Figura V.3.2).



**Figura V.3.2.** Se muestra un abanico imbricado desarrollado por cabalgamiento de avance progresivo. Las cabalgaduras más jóvenes cortan en el Bloque de piso, y las fallas y pliegues más viejas son deformadas por las estructuras más jóvenes. Las líneas punteadas son las huellas de las superficies axiales de los pliegues. En el Tiempo 3, la secuencia de las cabalgaduras es la siguiente: La falla uno es la más vieja y la falla tres es la más joven. (Marshak-Plujim, 2004).

En una estructura dúplex, las cabalgaduras se ramifica desde un despegue inferior y se fusionan en un despegue superior, (figura V.3.3.).



**Figura V.3.4.** Modelo conceptual de una estructura dúplex limitado por flats que se forman por un fallamiento de avance progresivo. (Marshak--Plujim, 2004).

#### V.4. Arquitectura de un Cinturón de pliegues y cabalgaduras

Un cinturón de pliegues y cabalgaduras se divide dos partes de acuerdo con su ubicación dentro de la zona deformada: *hinterland* y *foreland*. En la primera parte, la deformación está restringida a las rocas que están sobre el despegue basal. De hecho, pueden existir otros despegues superiores y muchos abanicos imbricados, pero todos ellos despegan del mismo despegue basal. (Marshak-Plujim, 2004).

Usualmente, este despegue basal, descansa en estratos dúctiles como lutitas, sal o anhidrita y puede ascender a niveles estratigráficos superiores mientras más avanza al *foreland*.

Las rocas ubicadas sobre el despegue son denominadas Alóctonas. Estas serán transportadas desde su posición original en dirección al *foreland*. Las rocas por debajo del despegue son llamadas autóctonas, ya que permanecen en su posición original durante la deformación.

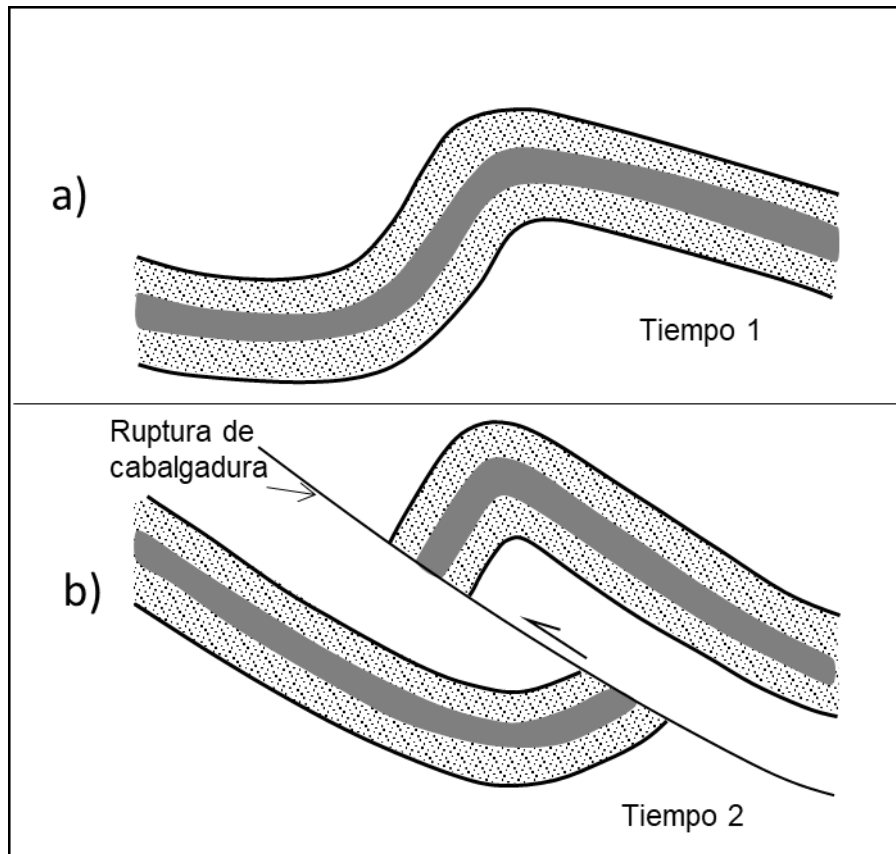
Algunos autores refieren al fallamiento y plegamiento que ocurre solo sobre el despegue regional profundo como tectónica de piel delgada. Mientras que otros usan el término de tectónica de piel gruesa, cuando la deformación involucra al basamento.

### **V.5. Plegamiento relacionado a cabalgaduras**

Las estructuras como pliegues relacionados a fallas son las que se forman por el desplazamiento de las fallas inversas. S. Marshak (2004) describe cuatro grandes categorías, basados en la relación entre el pliegue y la falla que lo origina.

**Plegamiento asociado a ruptura.** En el desarrollo de un pliegue tipo *buckling*, inicialmente, las capas se doblan sin romperse, para formar un sinclinal y anticlinal (figura V.5.1.a).

Eventualmente, el esfuerzo supera al plegamiento, produciendo una falla inversa en el flanco delantero del anticlinal, (V.5.2.b).



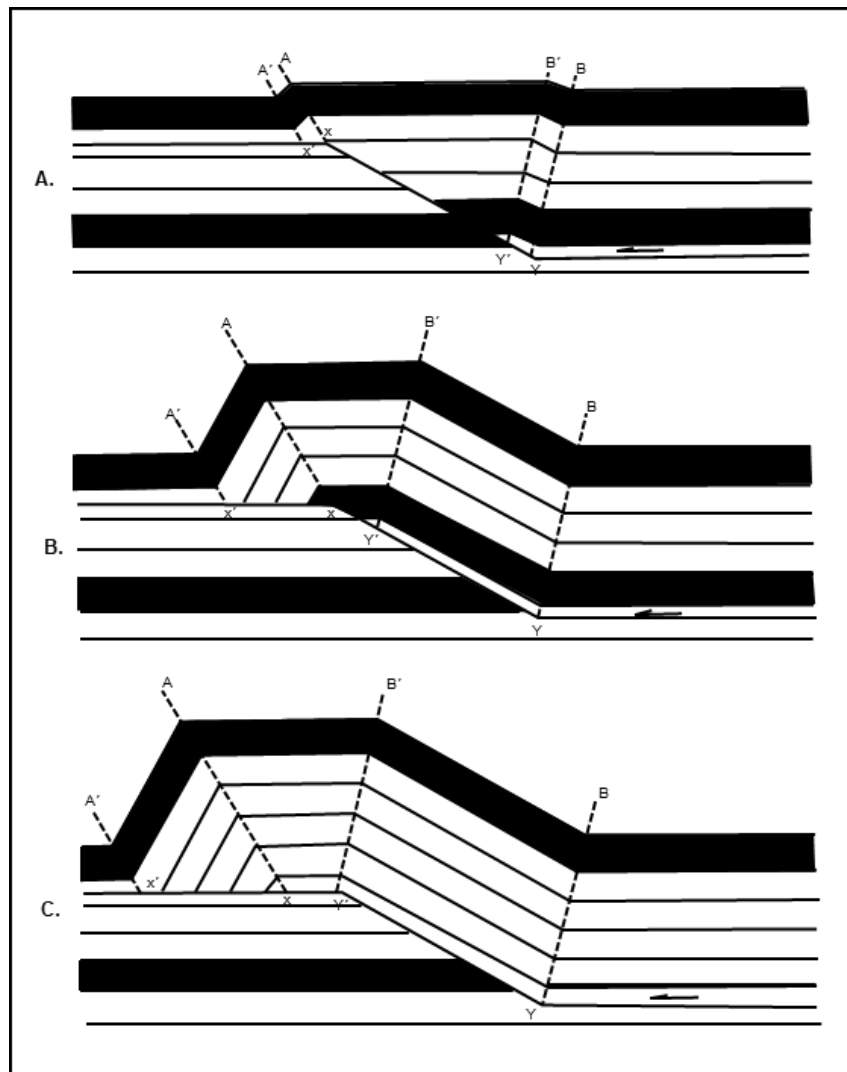
**Figura V.5.2.** a) Formación de un pliegue por ruptura de cabalgadura, (Tiempo 1) se forma un pliegue asimétrico. b) eventualmente, una ruptura de falla atraviesa el limbo delantero del pliegue (Tiempo 2) (Marshak-Plujim, 2004).

**Pliegues por flexura de falla.** También denominado *Fault Bend Fold* (Suppe, 1980). Son característicos en cadenas montañosas de pliegues y cabalgaduras. Estas estructuras, fueron descritas por primera vez en *Pine Mountain* en los Apalaches por Rich (1934), y se forman cuando las capas se deslizan a lo largo de fallas inversas con planos y rampas.

En una geometría simple, una cabalgadura inicia en un *flat* sobre una capa débil como estratos de lutitas y evaporitas. Posteriormente, la falla asciende a través

de una capa rígida, como una rampa, y luego se pliega nuevamente en la parte superior, (Figura V.5.3).

La geometría de un pliegue por flexura de falla dependerá de la geometría de la falla escalonada. Si la flexura en la superficie de la falla es abrupta, el pliegue tendrá un estilo *kink* (no redondeado), (Marshak-Plujim, 2004).

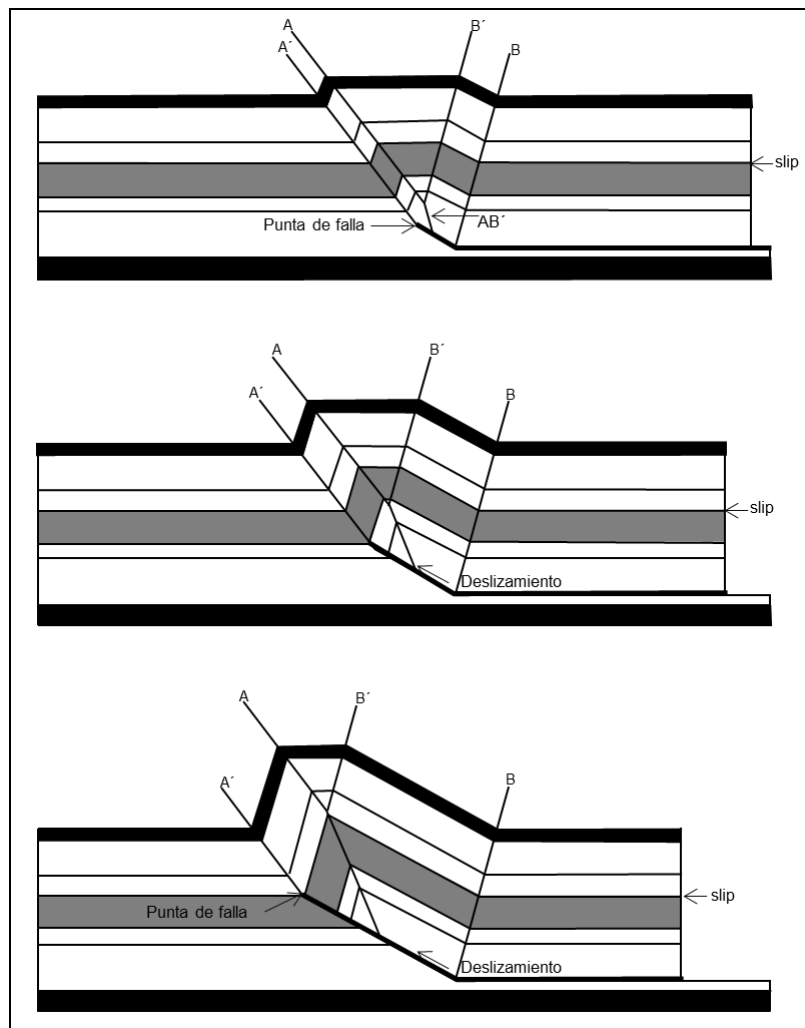


**Figura V.5.3.** Evolución cinemática de las formas geométricas de un pliegue por flexión de falla. (A) inicio del cabalgamiento, X y Y son cortes de falla en el bloque de piso, X' y Y' son cortes de falla en el bloque de techo. (B) Inicio del desarrollo de las bandas Kink limitadas por las superficies axiales A, A', B, B', las capas se pliegan en forma Kink a medida que son transportadas del plano a la rampa de la falla, (C) Después que el corte Y' del bloque de techo rebasa el corte X del bloque de piso; el pliegue solo crece en longitud, mas no en amplitud. (Suppe, 1983).

**Plegues por propagación de falla.** También llamado *Fault propagation fold*.

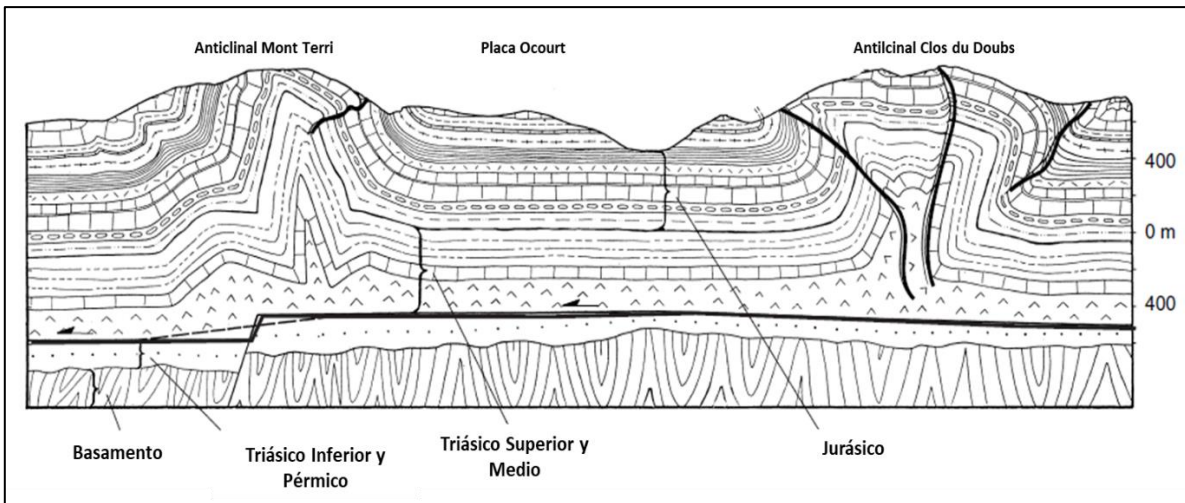
Se forma cuando las rocas que se encuentran en el frente de una falla se van deformando a medida que el deslizamiento aumenta, (Mitra, 1990).

En algunos casos, el plegamiento se desarrolla al momento en que la falla se propaga echado arriba hasta que su desplazamiento desaparece. Estos tipos de plegues son asimétricos y se orientan en dirección del esfuerzo principal, hacia el *foreland*, (Figura V.5.4).



**Figura V.5.4.** Evolución progresiva de un plegue por propagación de falla. A medida que se incrementa el desplazamiento de la falla inversa, la punta de esta migra hacia arriba, plegando los estratos que se encuentran frente a ella, (Suppe-Medwedeff, 1990).

**Pliegue *detachment*.** son comunes en regiones donde los despegues yacen dentro de capas gruesas de sal y lutitas, para que estas rocas débiles puedan fluir dentro del núcleo del pliegue mientras se desarrolla la estructura, como ocurre en las montañas Jura en Suiza, (figura V.5.5.), (Marshak--Pluijm, 2004).



**Figura V.5.5.** Sección de pliegues *detachment* en el foreland de las montañas Jura, suiza. Observe que los pliegues no involucran el basamento. El núcleo de los pliegues se rellenó de roca dúctil al momento de la formación de las estructuras, (Marshak & Pluijn, 2004).

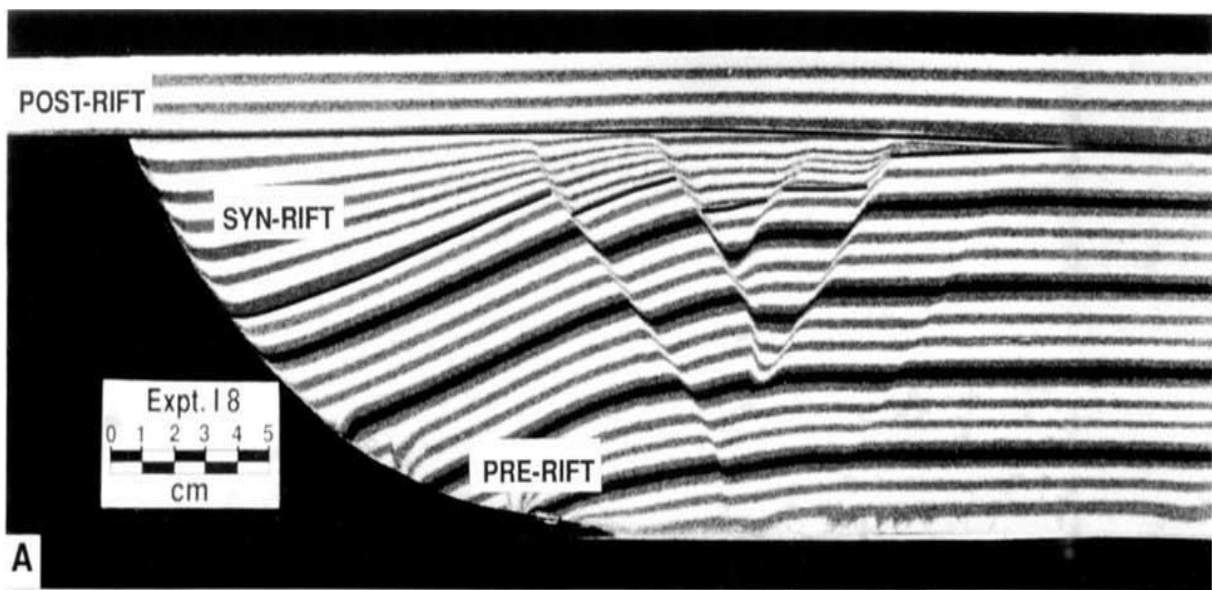
## V.6. Flexuras asociadas a sistemas extensivos

**Estructura *Rollover*.** Llamados también pliegues por colapso del bloque de techo. De acuerdo con Xiao, (1992) pueden llegar a tener decenas de kilómetros de longitud, y son una respuesta al deslizamiento de fallas normales lístricas, fenómeno muy común en las regiones de tectónica extensional, como es el caso del norte del Golfo de México, el Delta del Níger, por mencionar algunos.

Cuando se produce extensión sobre un despegue lístrico produce una estructura *rollover* con un graben colapsado en la cresta (Figura V.6.1). La cantidad de rotación

de las capas en el *rollover* es proporcional a la cantidad de extensión y la forma del despegue, (McClay, 1992).

La forma de estos pliegues está controlada por un buen número de variables, por ejemplo, la forma de la falla, el desplazamiento total de la falla después de que las capas fueron depositadas, la historia de sedimentación y compactación, (McClay, op. cit).



**Figura V.6.1.** Falla lístrica simple. Modelo con 6 cm de extensión. (McClay, 1992).



## **VI. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

### **VI.1. Basamento**

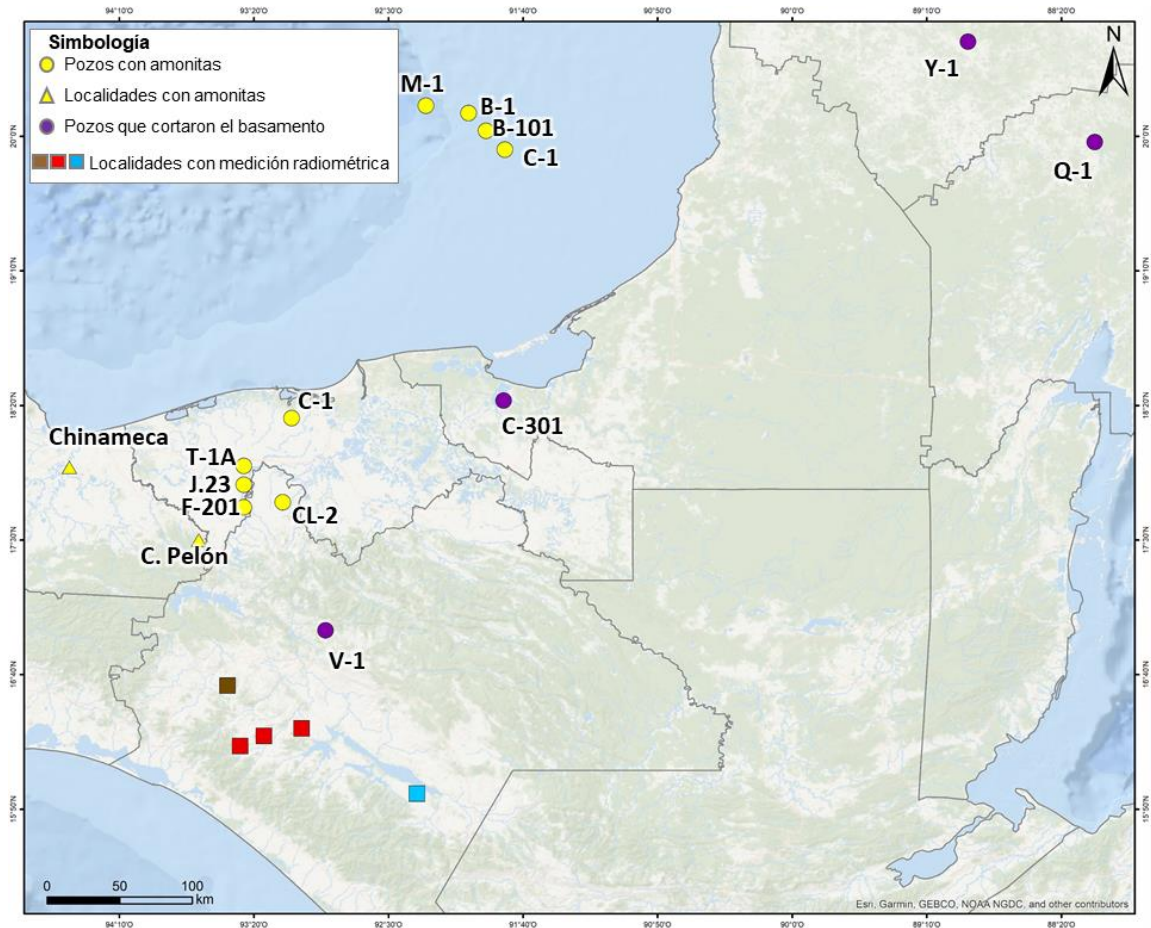
De acuerdo con Padilla y Sánchez 2007, el conocimiento que se tiene del basamento pre-Mesozoico en el área del Golfo de México y sus alrededores es escaso y está basado en unos cuantos afloramientos que en su mayoría se encuentran en localidades mexicanas como Cd. Victoria, Aramberri, Huayacocotla, Oaxaca y La Mixtequita.

Sin embargo, existen afloramientos del basamento en el elemento tectónico conocido como el Macizo de Chiapas. En esta región al sur del Golfo de México, Pantoja, 1974, reporta edades del Paleozoico y Precámbrico en gneises y granitos del denominado Complejo Granítico de Chiapas.

Los cuerpos de basamento aislados en el sur de México se conocen a partir de datos de pozos ubicados en la Sierra de Chiapas y borde occidental de la Plataforma de Yucatán, como es el caso de los pozos V-1 y C-301, que alcanzaron estas rocas.

Olvera-Barroso, 2013, en su tesis de maestría, elabora un mapa con la ubicación de los pozos y afloramientos que han encontrado el basamento, incluyendo tipo de roca y edades radiométricas (Figura VI.1.1).

A continuación, con base en el mapa antes mencionado, se describen las edades del basamento en el sur de México, de las diferentes localidades o pozos con datos publicados por diferentes fuentes.



**Figura VI.1.1.** Mapa de ubicación de localidades y pozos con amonitas, (círculos y triángulos amarillo). Pozos que cortaron basamento (círculo morado). Las localidades con mediciones radiométricas se simbolizan con cuadros rojos (Pantoja, 1914), cuadros cafés (Castro, 1975) y cuadros azules (Weber, et al, 2006). Localidades de columnas paleozoicas en cuadro azul (Hernandez, 1973). (Modificado de Olvera-Barroso, 2013).

En la planicie costera de Tabasco-Campeche ningún pozo ha atravesado la gruesa columna Terciario-Mesozoica, excepto en una posición cercana al Cratón de Yucatán.

Quezada, 1990, expone que el pozo C-301, cortó rocas ígneas graníticas de 312 m.a., subyaciendo a calizas de plataforma.

Otras edades radiométricas del basamento de este bloque del cratón de Yucatán fueron reportadas por el mismo autor, en dioritas del pozo Q -1, con una edad de 285 m.a.

López-Ramos, 1973, reporta que las riolitas alojadas en esquistos de facies verdes en la base de la columna que corto el pozo Y-1, tienen edades radiométricas datadas con el método Rubidio-Estroncio de 410 m.a., las cuales corresponden al Silúrico.

Las rocas del basamento del Macizo de Chiapas fueron identificadas como precámbricas por Pantoja, *et al.*, 1974, dando una edad Grenvilliana de 780 m.a., y una edad post-Grenvilliana de 702 m.a., en gneises granodioríticos y granitos gnéisicos, respectivamente.

Otras edades radiométricas reportadas por Castro *et al.* (1975) en la parte norte del Macizo de Chiapas, en el área conocida como Pueblo Viejo, corresponden a una diorita de 242 m.a., y andesitas de 148 m.a., que subyace a las capas rojas. En los límites de la Sierra de Chiapas, el pozo V-1, cortó en la base de la columna sedimentaria, rocas metamórficas en facies de esquistos verdes, que fueron datadas en 317 m.a.

En el límite sureste entre la Sierra de Chiapas y el Macizo de Chiapas, Hernández (1973), en el área de Chicomuselo, Chiapas, subyaciendo a calizas cretácicas, reporta la presencia de metasedimentos con crinoides y pelecípodos de edad Mississípica, (Olvera-Barroso, 2013).

## **VI.2. Estratigrafía regional**

La columna estratigráfica de la Provincia Petrolera Sureste (Figura VI.2.1) cubre discordantemente a un basamento descrito como granitoides y esquistos del Paleozoico que forman parte de una corteza continental adelgazada producidos durante la apertura del Golfo de México, según Jacobo-Albarrán *et al.* (2003).

Los depósitos sedimentarios de lechos rojos de la formación Todos Santos provienen de la erosión del basamento y rocas volcánicas, y son depositados en graben y medios graben durante el Triásico Superior y Jurásico Inferior.

Sobre estos sedimentos continentales se acumularon gruesos depósitos de sal por la evaporación de aguas marinas que invadieron la cuenca rift durante el Bajociano-Bathoniano (Escalera-Hernandez, 2010).

En la parte superior del Oxfordiano, se ha identificado el depósito de calizas ricas en materia orgánica de cuenca que se reconocen como rocas generadoras de hidrocarburos en el sureste mexicano.

En el Jurásico Superior Kimmeridgiano, ocurren facies de carbonatos de alta y baja energía en una rampa distalmente pronunciada (Figura VI.2.2), formando una franja de depósitos de bancos oolíticos y otras facies asociadas.

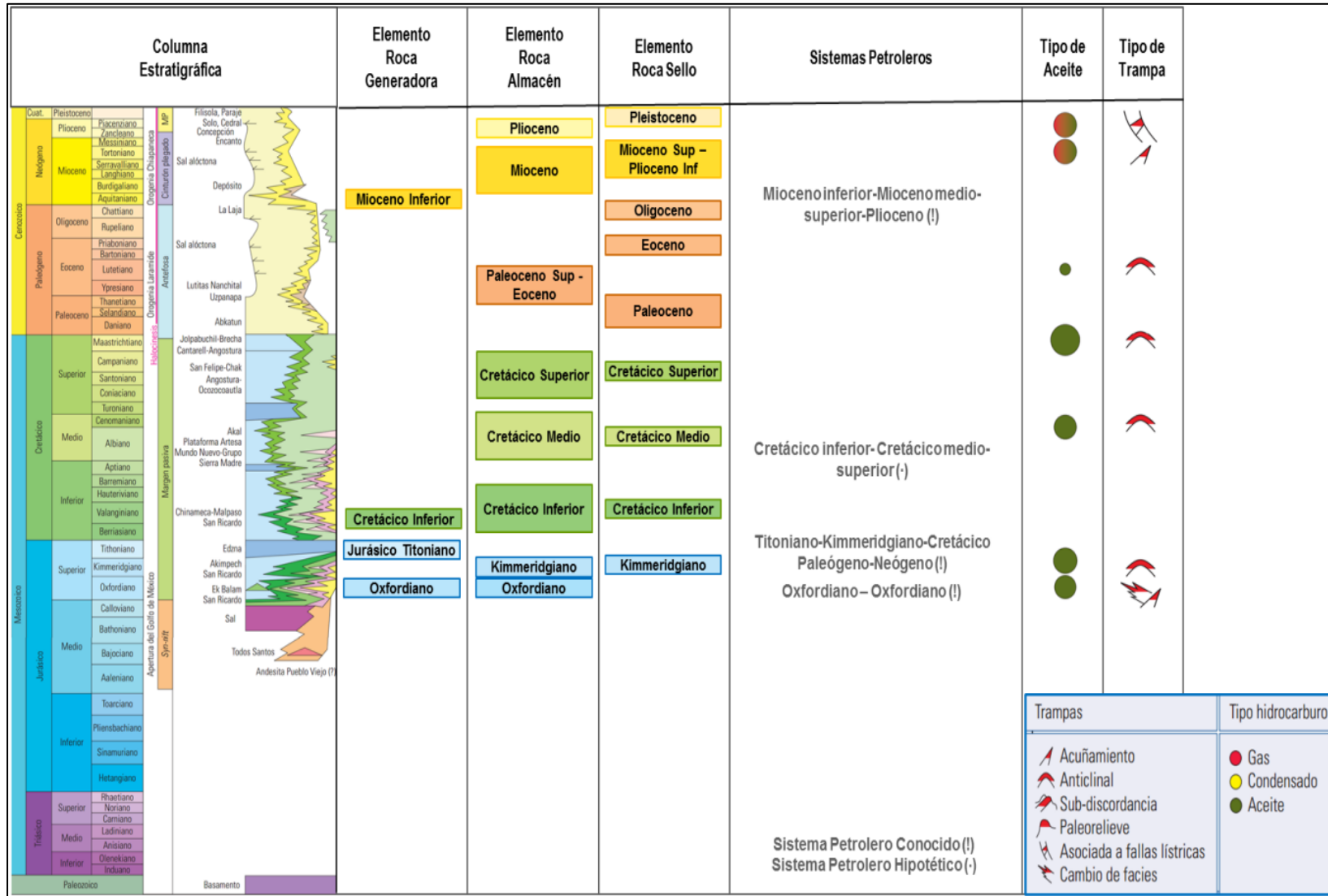
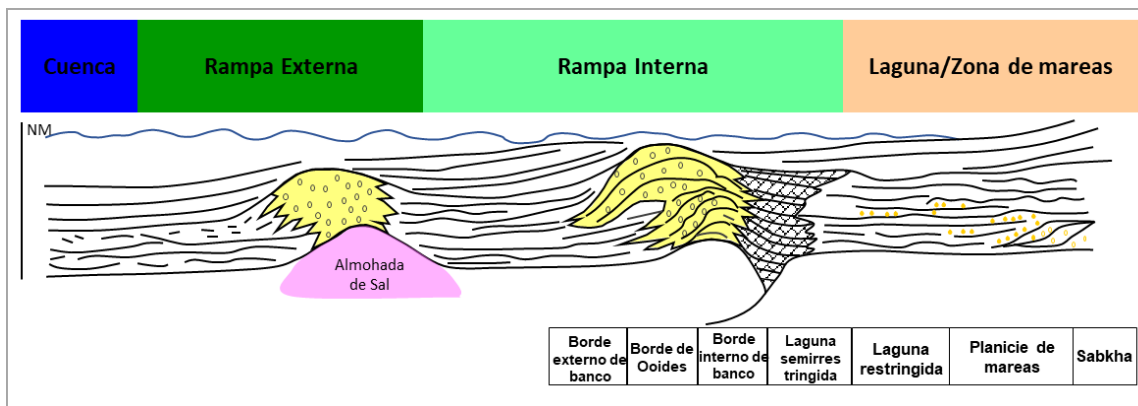


Figura VI.2.1. Columna estratigráfica de la Provincia Petrolera Sureste (Escalera y Hernández, 2010).

Ángeles-Aquino *et al.*, (1994) propone que para el Jurásico Superior Tithoniano, una transgresión marina hace retroceder las facies someras de rampas carbonatadas y los clásticos continentales hacia el sur y oriente de la provincia. Con ello, se generan condiciones de una cuenca restringida en la mayor parte de la provincia, depositando lodos arcillo-carbonatados y capas de lutitas calcáreas negras que constituyen la principal roca generadora de la mega cuenca del Golfo de México,

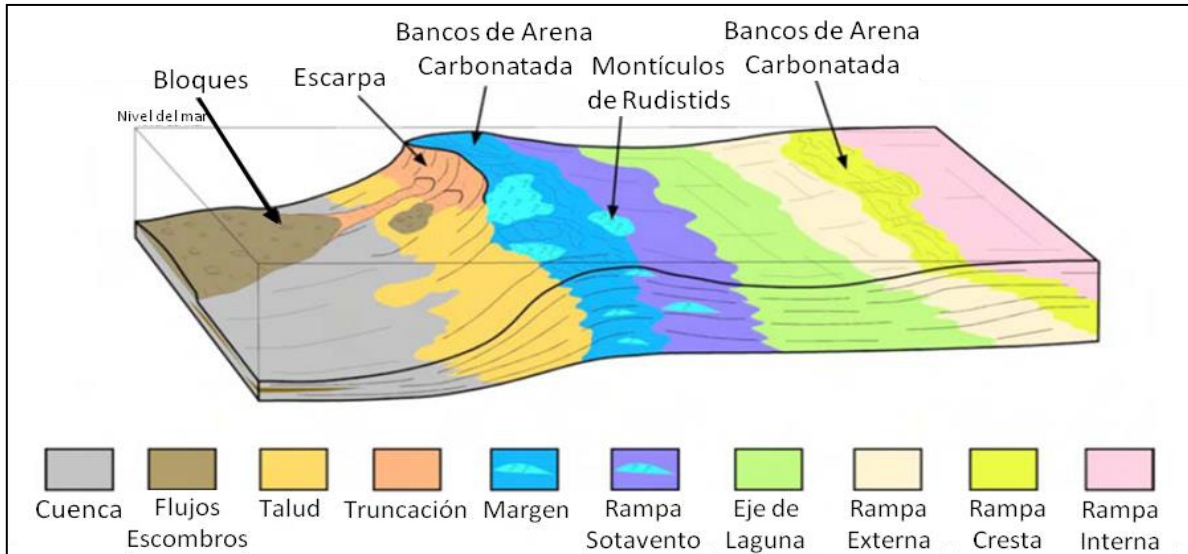


**Figura VI.2.2.** Modelo paleoambiental del Kimmeridgiano (Dykaisr, 2010).

En el Cretácico Inferior, las condiciones cambian a una cuenca carbonatada abierta. Un sistema progradante, deposita facies de caliza de plataforma al sur, en la zona de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo y facies de calizas arcillosas pelágicas al norte en el área de la Cuenca de Comalcalco, Pilar de Reforma-Akal y Cuenca Salina del Istmo.

En el Cretácico Medio Albiano, se restablece al sur de la Cuenca deltaica de Tabasco, la sedimentación marina carbonatada somera, depositándose las calizas y dolomías con intercalaciones de lutitas de la Formación Sierra Madre (Meneses-Rocha, 2001). Hacia las partes más profundas, al norte del macizo granítico de

Chiapas, se depositan calizas pelágicas arcillosas con bandas de pedernal (Figura VI.2.3.).



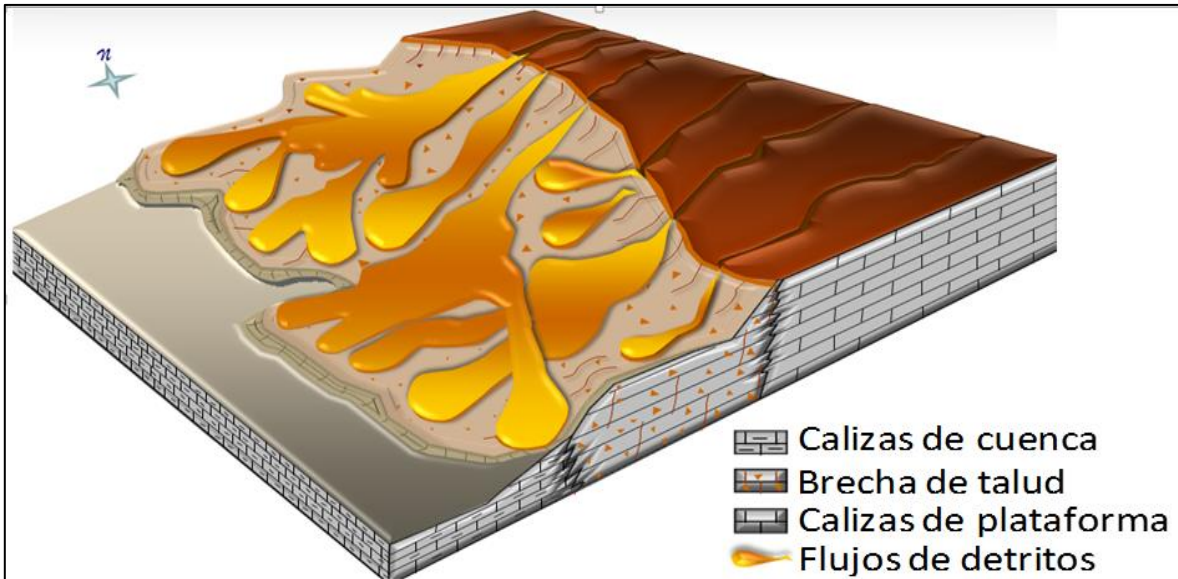
**Figura VI.2.3.** Modelo paleoambiental del Cretácico Medio, (Chávez, et al., 2007).

En el Cretácico Superior Turoniano, se depositaron calizas arcillosas y lutitas calcáreas de aguas profundas en la mayor parte de la Provincia Petrolera del Sureste.

En la parte sur y sureste de la provincia Petrolera del Sureste, prevaleció el depósito de calizas bentoníticas hasta el Santoniano, equivalentes a las formaciones San Felipe y Jolpabuchil. Al norte del macizo granítico de Chiapas, ocurren brechas carbonatadas de la Formación Chac y calizas de plataforma de la Formación Angostura. (Ángeles-Aquino et al., 1994).

En el Cretácico Superior Maastrichtiano-Campaniano, a lo largo del talud se depositaron potentes espesores de brechas carbonatadas con clastos de calizas someras que son los principales yacimientos en el sector del campo Cantarell,

(Figura VI.2.4). Hacia la zona de la Cuenca Salina del Istmo, Pilar de Reforma-Akal y cuenca de Comalcalco ocurrieron depósitos de margar café rojizo.



**Figura VI.2.4.** Modelo paleoambiental del Cretácico Superior (Milland y Soriano 2008, modificado por Rojas 2010).

En el Paleoceno, la sedimentación pasó a ser predominantemente siliciclásticos debido a efectos tectónicos asociados a esfuerzos compresivos. En el Eoceno se depositaron conglomerados aluviales y fluviales en la porción sur de la Provincia Petrolera del Sureste que transicionalmente pasan a ambientes batiales profundos hacia el norte.

Durante el Oligoceno continúa la actividad tectónica compresiva y aporte sedimentario. La distribución y acumulación de los sedimentos siliciclásticos empiezan a ser controladas por la tectónica salina en la Cuenca Salina del Istmo principalmente.



En el Mioceno Medio la actividad tectónica se reactiva con el inicio de la orogenia de esa edad. Esto provoca el levantamiento, erosión e incremento del influjo terrígeno y la progradación de los sistemas de plataforma desde el sur dando lugar al depósito de areniscas y lutitas en la porción norte de la provincia.

Al sureste de esta cuenca, se deposita la caliza Macuspana en condiciones de rampa carbonatada poco profunda. Solís H, 2002 la describe como un cuerpo carbonatado constituido por *grainstone* y *packstone* de macro y micro foraminíferos bentónicos fragmentos de algas rojas coralináceas, moluscos. Este cuerpo carbonatado, sobreyace en discordancia al Oligoceno Superior y subyace a las rocas terrígenas del Mioceno Medio basal.

En el Plioceno, se restablece la sedimentación de plataforma al oeste de la Provincia de Macuspana, controlado por una serie de fallas lítricas con echado al sureste. En el área de estudio del presente trabajo, se genera un sistema de fallas lítricas de varios kilómetros de desplazamiento (falla de Comalcalco) con echado preferencial al noroeste.

La acumulación y progradación de sedimentos provenientes del sur, provocó la evacuación de sal y el colapso gravitacional hacia el noreste a lo largo del sistema de fallas de Comalcalco, dando lugar a la formación de la cuenca del mismo nombre, (Robles-Nolasco *et al*, 2004).

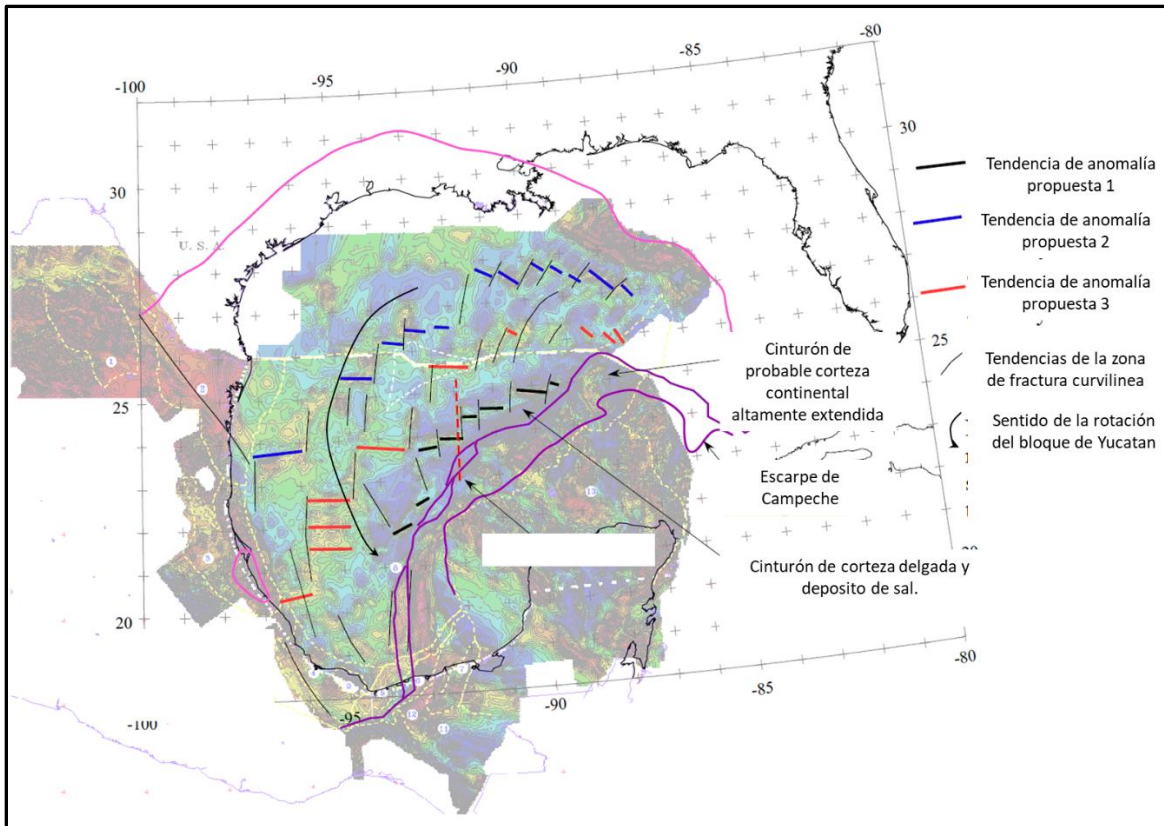
Durante el Plioceno tardío y Pleistoceno se depositaron sedimentos de plataforma en el área correspondiente a la actual plataforma continental y sistemas

de talud y cuenca de aguas profundas más hacia el norte, afectados por fallas de crecimiento y tectónica salina.

### **VI.3. Marco tectónico**

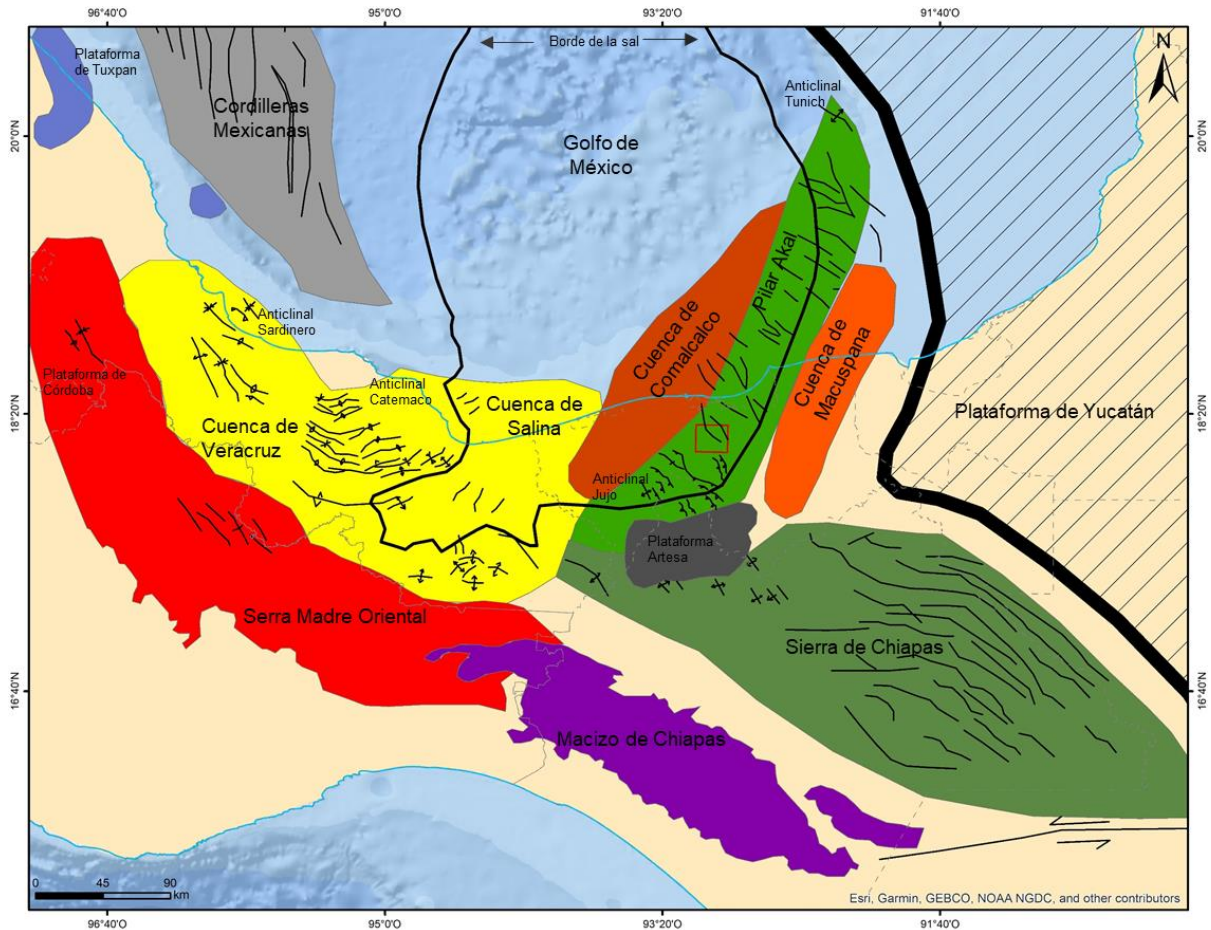
Según el modelo de apertura del Golfo de México propuesto por Pindell, 2002, esta provincia evolucionó a partir de una etapa de “*rifting*” que desarrolló altos y bajos de basamento en el Triásico Tardío – Jurásico Medio, pasando después a la etapa de deriva hasta principios del Cretácico Temprano.

Pindell *et al* 2008, con el apoyo de datos paleomagnéticos (figura VI.3.1), propone que, durante esta etapa, el Bloque Yucatán junto con el Macizo de la Sierra de Chiapas y la Cuenca del Sureste, se desplazaron rotando en contra de las manecillas del reloj hasta su alcanzar su posición actual en el Berriasiano.



**Figura VI.3.1.** Tendencias magnéticas identificadas de un mapa de intensidad magnética total como una anomalía magnética marina posible, junto con algunas zonas de fracturas curvilíneas aparentes, (Pindell, et al, 2008).

Aranda-García, 1999, elabora un mapa de los elementos tectónicos del sureste de México, (Figura VI.3.2). Propone que la evolución tectónica del límite sur-sureste de la placa norteamericana, ha sido controlada por los márgenes convergente y transformante de la placa del Pacífico-Cocos y Caribe, respectivamente.



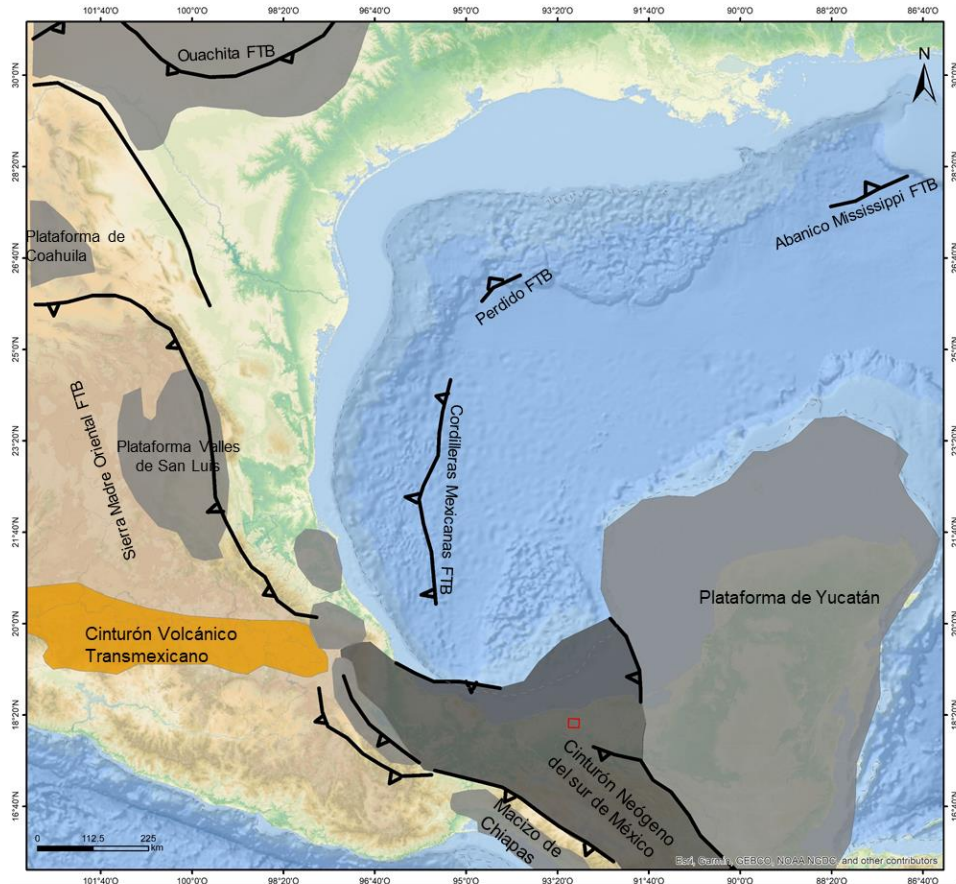
**Figura VI.3.2.** Elementos tectónicos del sureste de México, (Aranda-García, 1999).

La convergencia de las placas continental y oceánica de Farallón – Cocos y Norteamérica (N.A.), controló la evolución terciaria del sureste de México. Por otro lado, el límite sur de Norteamérica se caracterizó por una falla transformante lateral izquierda (Falla Motagua-Polochic) entre la placa de N.A. y el bloque de Chortis, (Ross and Scotese, 1988).

La gran falla lateral Motagua-Polochic trasladó al bloque de Chortis más de 600 km de los 72 a 20 m.a. alcanzado una posición cercana a la actual (Aranda, 1999).

Con el desplazamiento del bloque Chortis y el establecimiento de la subducción de la Placa de Cocos en el sur-sureste se originó la Orogenia Chiapaneca, la cual produjo deformación continua del Cinturón Plegado de Chiapas,

De acuerdo con Aranda-García, (1999) durante los últimos 20 m.a. el principal proceso tectónico en el margen suroeste de la placa de Norteamérica ha sido la convergencia con la placa de Cocos a lo largo de la trinchera del pacífico. Se infiere que este sea el mecanismo de deformación contraccional de la mayoría de las estructuras en el cinturón Neógeno del sureste de México (figura VI.3.3)



**Figura VI.3.3.** Mapa de ubicación de estructuras contraccionales alrededor del Golfo de México, mostrando la posición de las estructuras de este estudio en el polígono gris al que, Aranda (1999) denominó Cinturón Neógeno del sur de México. Otros sistemas contraccionales más antiguos como el Cinturón Plegado cabalgado Ouachita (OFTB), el Cinturón Plegado Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMOFTB) o Cinturones de aguas profundas Como el Mississippi FTB, Perdido FTB o las Cordilleras Mexicanas FTB. (Modificado de Salvador, 1991 en Aranda, 1999).

A finales del Mioceno Medio, la llegada de los aportes sedimentarios provenientes del Batolito de Chiapas y el Cinturón Plegado de Chiapas en la zona de fallamiento transtensional, disparó el inicio del sistema extensional con la formación de la cuenca de Macuspana, (Guzmán *et al*, 1994).

En el Plioceno, se magnifica la tectónica gravitacional hacia el noroeste debido a la carga sedimentaria y a la evacuación de sal, dando lugar a la formación de la Cuenca de Comalcalco.

Según Robles *et al.*, (2009), este régimen extensivo, redefinió los plegamientos de Catemaco y produjo la formación de pliegues y fallas orientados noreste-suroeste produciendo desalojo de los diapiros y paredes de sal, como un sistema ligado extensión-contracción hacia la zona de aguas profundas del sur del Golfo de México.

Todos estos eventos tectónicos que actuaron en la Provincia Petrolera sureste en diferentes tiempos y con diferentes direcciones de esfuerzos de deformación, formaron diversos estilos estructurales sobrepuestos que conformaron el marco tectónico estructural complejo en el sureste de México y el área marina somera y profunda del sur del Golfo de México.

#### **VI.4. Geología local**

La zona de estudio abarca una superficie de 400 km<sup>2</sup> aproximadamente, comprendida dentro del área del Activo Exploración Terrestres Sur de PEP, que corresponde a la porción sureste de la República Mexicana al sur del Eje Neovolcánico.

Fisiográficamente, corresponde a las provincias de la Planicie Costera del Golfo de México, y al norte de la Sierra de Chiapas. Su columna estratigráfica tiene un espesor de 10 a 11 km al norte y de 8 a 10 km al sur.

El basamento no ha sido perforado por pozos en el área de estudio; sin embargo, como ya se mencionó anteriormente, rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico han sido cortadas por pozos fuera del área.

La parte inferior de la columna presenta: gruesos depósitos de sal cubiertos por calizas y evaporitas del Oxfordiano-Kimmeridgiano al oeste de la sierra de Chiapas, o las mismas calizas oxfordianas sobre el basamento, al norte de la Sierra de Chiapas.

Al oeste de la Sierra de Chiapas, los depósitos sedimentarios de lechos rojos afloran y presentan clastos de rocas ígneas y metamórficas provenientes de la erosión del basamento y rocas volcánicas.

Las unidades del Jurásico Superior están constituidas hacia la parte inferior por potentes paquetes de evaporitas, sobreyacidos por carbonatos de plataforma que localmente, se encuentran afectadas diagenéticamente por dolomitización; estos, están cubiertos por calizas arcillosas con abundante materia orgánica.

Las rocas cretácicas son principalmente carbonatos de cuenca, cubiertas por horizontes de margas hacia la parte superior. La columna cenozoica está formada por potentes capas de sedimentos siliciclásticos, como lutitas, areniscas que están distribuidas a todo lo largo y ancho de la Cuenca del Sureste.

Los principales *plays* productores en los campos mesozoicos pertenecen al Cretácico, Jurásico Superior Kimmeridgiano y en ocasiones Jurásico Superior Tithoniano (en facies de rampa externa), asociados principalmente a eventos diagenéticos como fracturamiento y dolomitización.

A continuación, se presenta el registro tipo de área de estudio a nivel mesozoico y terciario, indicando los *plays* productores y características litológicas generales (Figura VI.4.1).

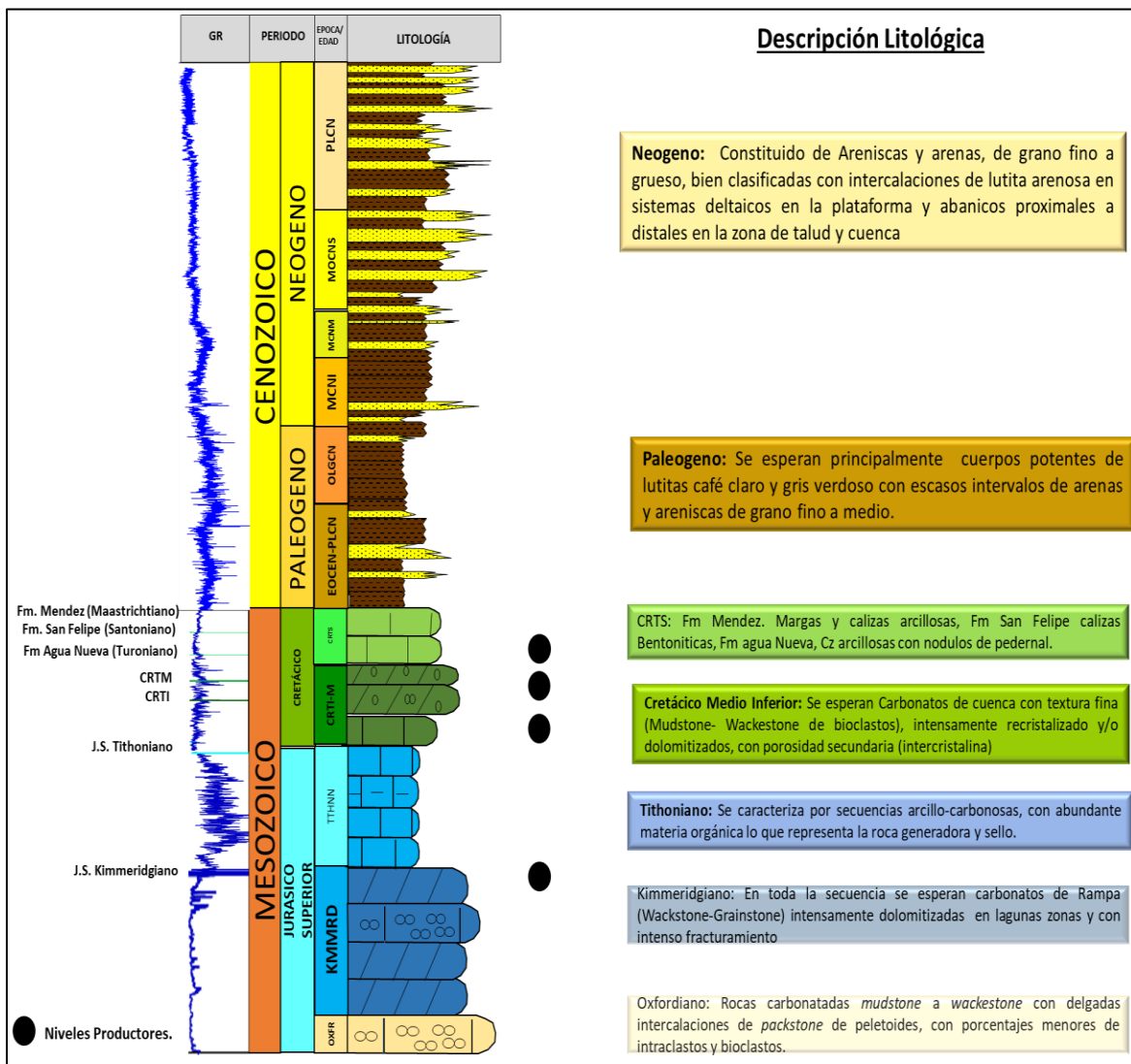


Figura VI.4.1. Columna tipo de área de estudio.

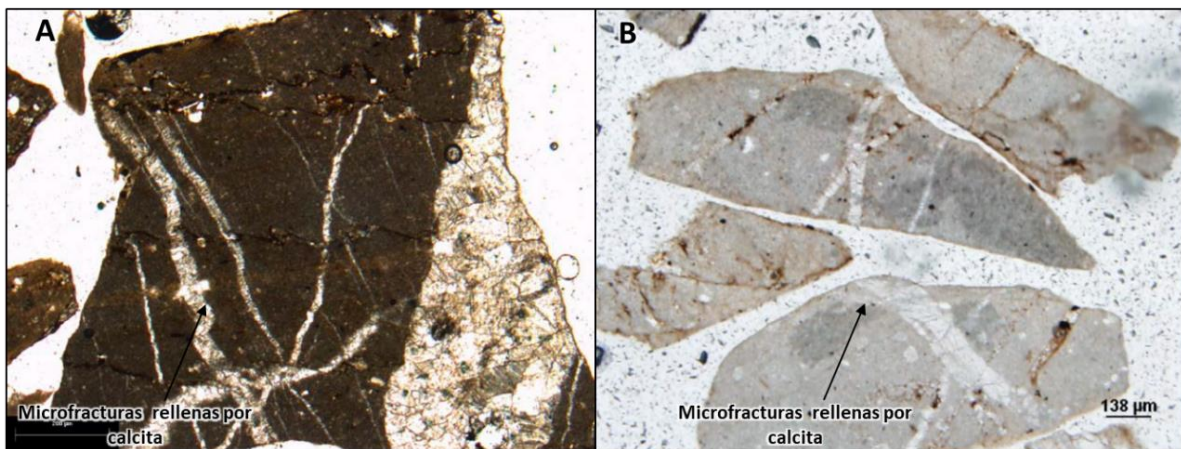


A continuación, se describe la columna estratigráfica y contenido fósil, que caracteriza el área de estudio.

#### VI.4.1. Jurásico Superior, Oxfordiano

La litología se describe como rocas carbonatadas que varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos con delgadas intercalaciones de *packstone* de peletoides, con porcentajes menores de intraclastos y bioclastos.

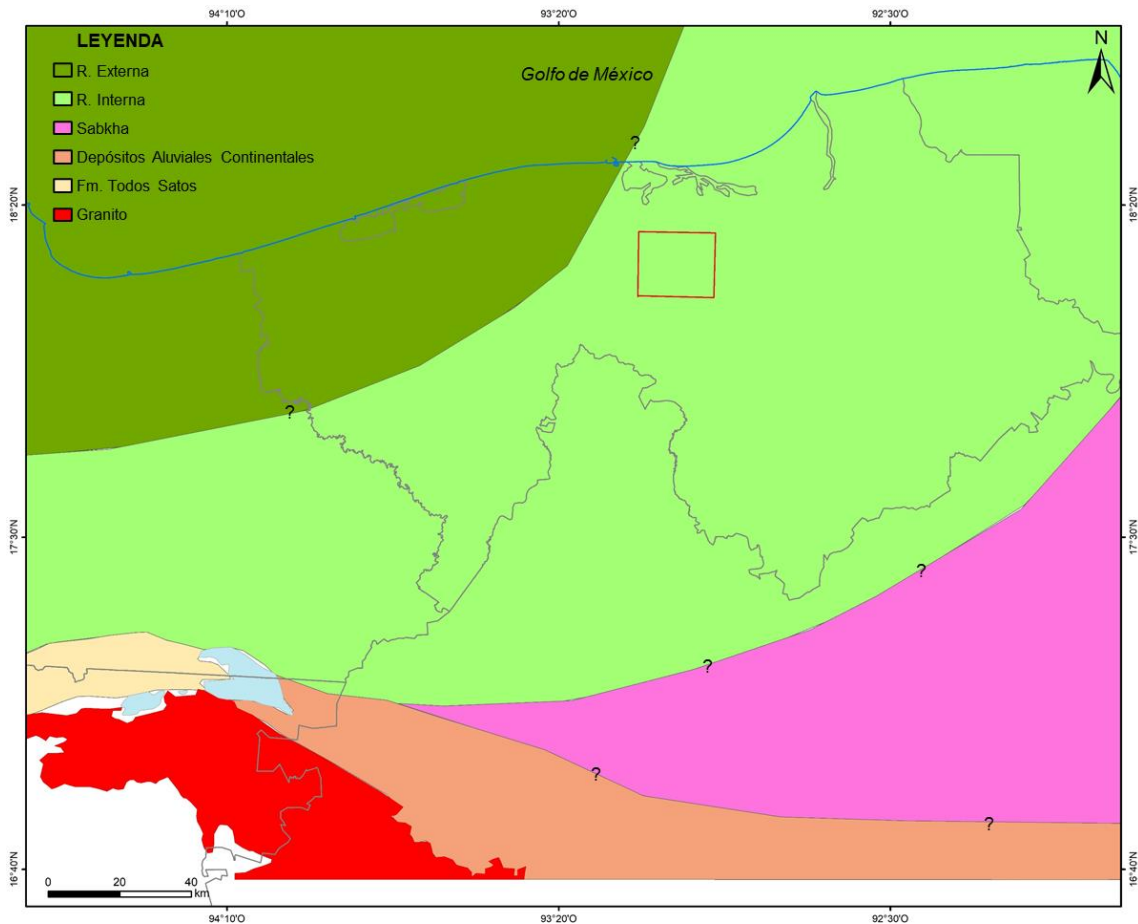
En pozos ubicados en la zona de la Cabalgadura de Jalpa que cortaron rocas de esta edad, se describe *mudstone* arcilloso, fracturado y abundantes estilolitas, en ocasiones compacto, gris oscuro, en partes microlaminado, y en algunas porciones con fuerte bioturbación. Es muy común la presencia de anhidrita sinsedimentaria, estratiforme y estructuras *chicken wire* (Figura VI.4.1.1).



**Figura VI.4.1.1.** Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) *mudstone* café oscuro, finamente recristalizado, presenta microfracturas rellenas por calcita con ligera impregnación de aceite. Y (B) *mudstone* con microfracturas con ligera impregnación de aceite. Este tipo de roca es característica de edad Jurásico Superior Oxfordiano.

El depósito de las calizas oxfordianas varía regionalmente de sureste a noroeste de ambientes de *sabkha*, rampa interna y rampa externa, aunque en el área de estudio, estos sedimentos corresponden a depósitos de rampa interna restringida (Figura VI.4.1.2).

Se considera que el fósil determinativo para la cima de esta edad es el foraminífero planctónico *Globuligerina oxfordiana*, presente en lodos calcáreo-arcillosos de color gris a gris oscuro, donde también son comunes peletoides e intraclastos; el conjunto lo complementan escasos especímenes de *Cadosina* sp., *Nodosaria* sp., entre otros.

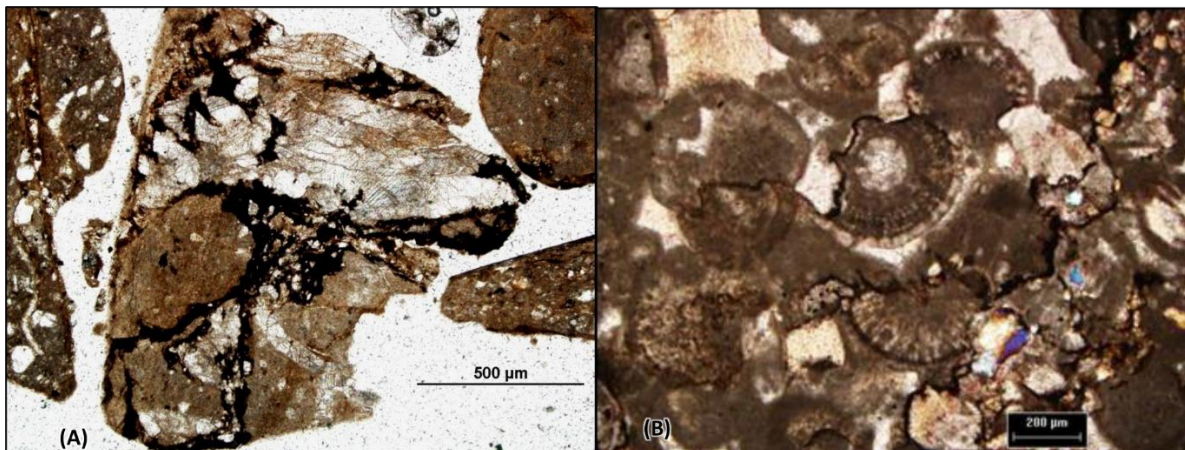


**Figura VI.4.1.2.** Mapa paleoambiental del Jurásico Superior Oxfordiano. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo (Reporte interno de Pemex,2006).

#### VI.4.2. Jurásico Superior, Kimmeridgiano

Las rocas del Kimmeridgiano, están constituidas por sedimentos carbonatados depositados en ambientes marinos someros interpretados como zona de rampa interna con orientación suroeste-noreste (Figura VI.4.2.1).

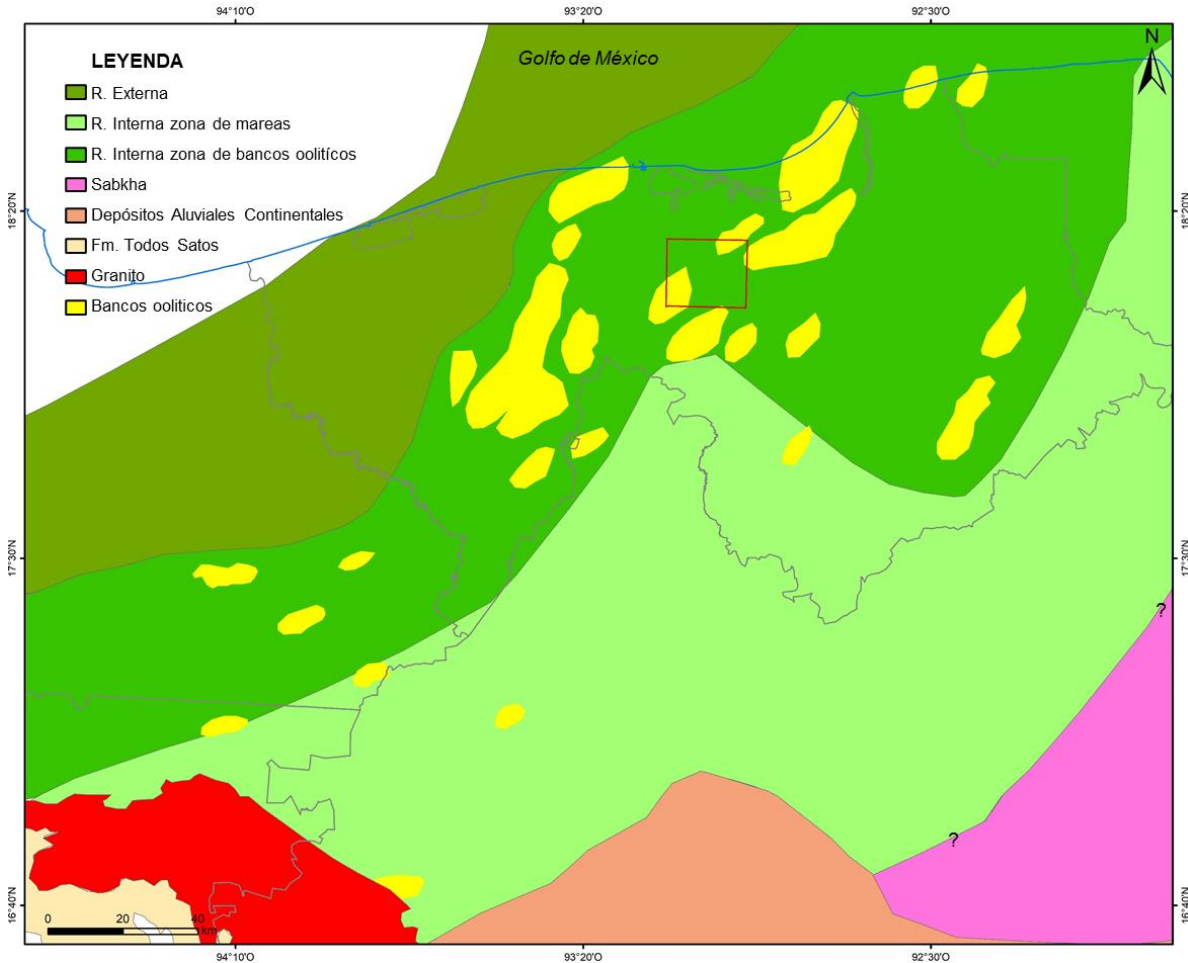
Este ambiente corresponde a rampa interna con el desarrollo de bancos oolíticos (Figura VI.4.2.2), intercalados con lodos calcáreos. En algunos campos estos carbonatos varían de *wackestone-grainstone de bioclastos y oolides*. Pueden presentar dolomitización, fracturamiento y disolución, asimismo pueden ser encontrados con intercalaciones de evaporitas (principalmente anhidritas).



**Figura VI.4.2.2.** Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) *wackestone de bioclastos café claro, finamente recristalizado, presenta microfracturas rellenas por calcita con buena impregnación de aceite.* Y (B) *Grainstone de oolitas con microfracturas con ligera impregnación de aceite.* Este tipo de roca es característica de edad Jurásico Superior Kimmeridgiano.

La respuesta eléctrica en la cima de esta edad es muy distintiva; los rayos gamma disminuyen drásticamente su lectura, pudiendo interpretarse como calizas limpias.

Paleontológicamente, para datar la cima se designa al fósil *Rhaxella sorbyana* principalmente, con el siguiente conjunto de microfósiles: *Acicularia elongata*, *Acicularia jurassica*, *Cayeuxia piae*, *Marinella sp*, *Everticylammina virguliana*, miliólidos, estomiosferidos; *Didemnoides moretti*, *Parastomiospaera sp.* y placas de equinodermos, gasterópodos y algas.

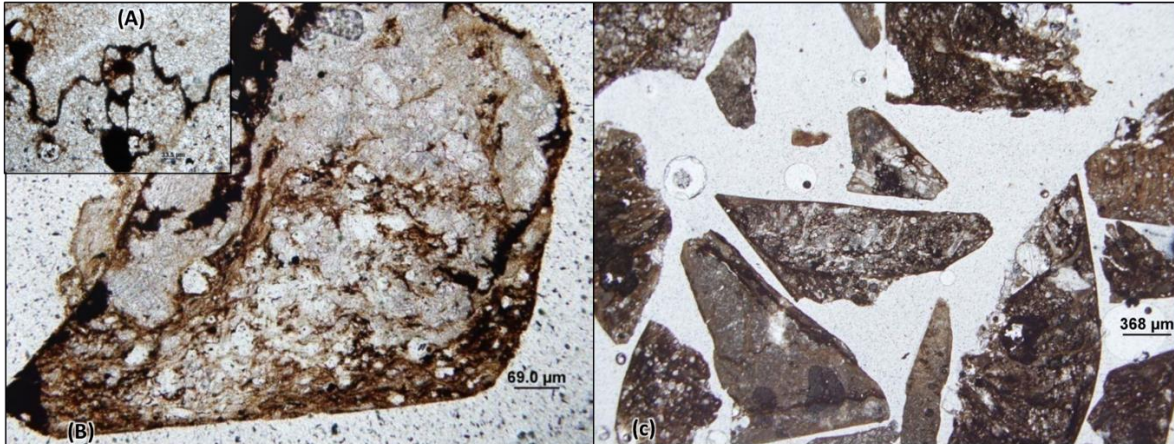


**Figura VI.4.2.1.** Mapa paleoambiental del Jurásico Superior Kimmeridgiano. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo (Reporte interno de Pemex,2006).

### VI.4.3. Jurásico Superior Tithoniano

En la parte inferior de esta edad, la textura de los carbonatos va de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos gris oscuro a negro arcillo bituminoso con intercalaciones

de *mudstone* limo arenoso de radiolarios calcificados y piritizados (Figura VI.4.3.1). El ambiente de depósito corresponde a una rampa externa (Figura VI.4.3.2).



**Figura VI.4.3.1.** Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (B) *mudstone* café oscuro, arcilloso, finamente recrystalizado. Algunas esquirlas presentan (A) líneas estilolitas rellenas con materia orgánica y con ligera impregnación de aceite. En la imagen (C) se muestra una vista panorámica de fragmentos de *mudstone* gris claro. Este tipo de roca es característica de edad Jurásico Superior Tithoniano.

Algunos procesos diagenéticos que se observan son de compactación y presión solución formando líneas microestilolíticas y los microfósiles que se identifican son principalmente radiolarios (espumeláridos y nasseláridos) calcificados (escaso, común/abundante) y escasos parcialmente piritizados.

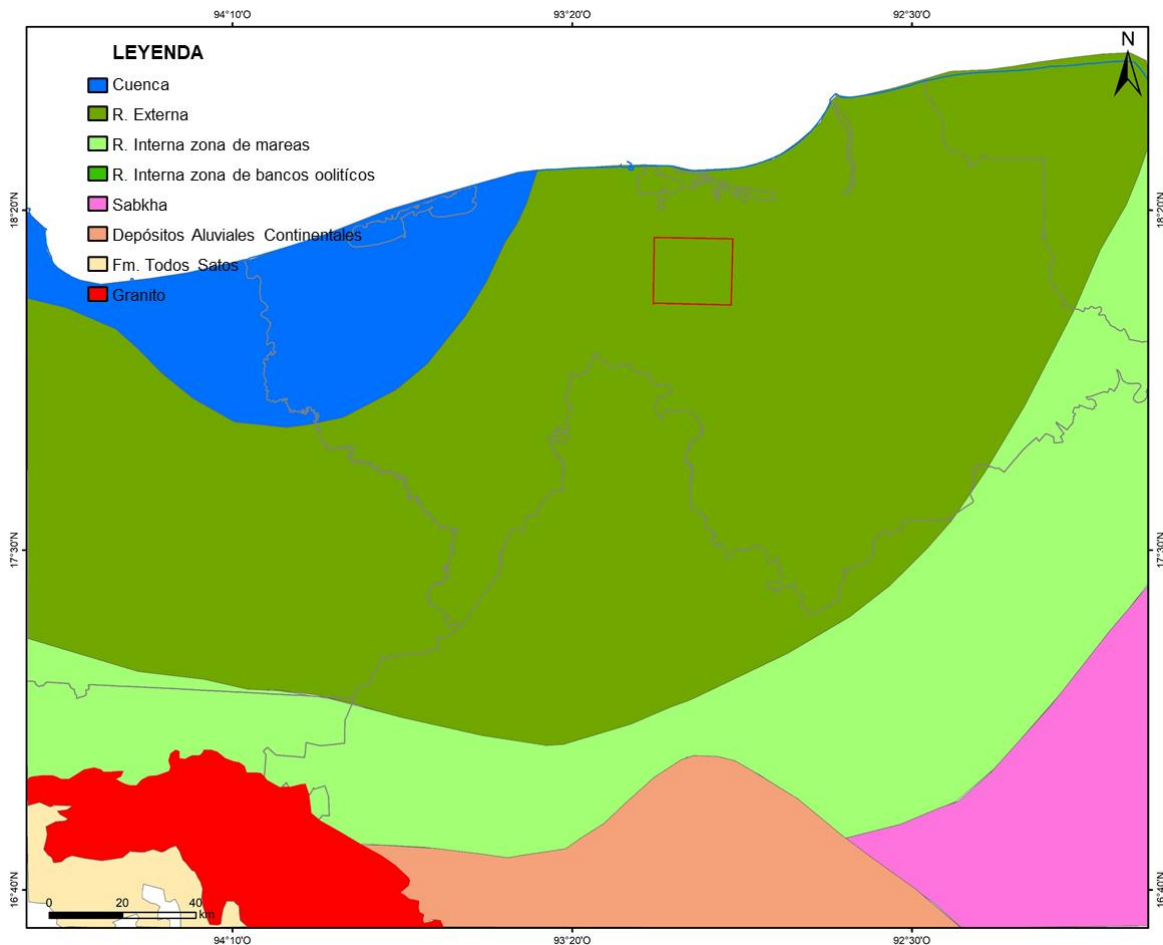
La parte media-superior se describen facies de *mudstone* a *wackestone* gris oscuro a negro en partes *packstone* de *saccocomidos*, arcillo bituminoso, parcialmente recrystalizado. Se observan líneas estilolíticas portando material arcillo bituminoso, que corresponden a un ambiente de rampa externa.

La parte media está definida por la aparición de los microfósiles ***Saccocoma arachnoidea*** y ***Parastomiophaera malmica***. Los microfósiles que se identifican para

la cima del Tithoniano Superior son *Crassicollaria parvula*, *Calpionella alpina* y *Crassicollaria massutiniana*.

El registro de rayos gamma muestra un comportamiento muy irregular desde la cima a la base; se pueden apreciar lecturas altas y bajas de valores API, lo que se interpreta como intercalaciones de sedimentos arcillo-bituminoso y limosos.

La parte inferior se presenta un cambio muy marcado al pasar a rocas carbonatadas limpias pertenecientes al Jurásico Superior Kimmeridgiano.

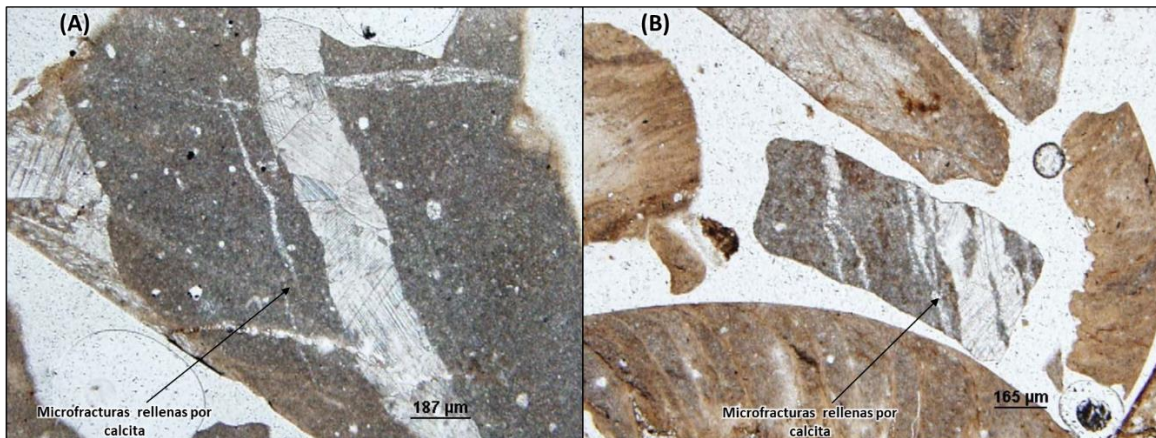


**Figura VI.4.3.2.** Mapa Paleambiental del Jurásico Superior Tithoniano. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo (Reporte interno de Pemex,2006).

#### VI.4.4. Cretácico Inferior

Las edades que incluyen este nivel estratigráfico van del Berriasiano al Aptiano, depositados en ambiente de cuenca.

La textura corresponde a *mudstone* – *wackestone* de bioclastos café claro y gris claro, con intercalaciones de *wackestone* de bioclastos gris oscuro, arcilloso, parcialmente recristalizado. Se pueden observar algunos parches de pirita dispersa en la matriz con moderada presencia de microfracturas rellenas de cristales de calcita, (Figura VI.4.4.1)



**Figura VI.4.4.1.** Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) *mudstone* gris claro finamente recristalizado con microfracturas rellenas con calcita con ligera impregnación de aceite. La imagen (B) se describe *mudstone* café claro y gris claro con microfracturas selladas por calcita. Este tipo de roca es característica de edad CRTI Aptiano-Berriasiano.

El registro de rayos gama, muestra un comportamiento muy homogéneo en la parte media-inferior, similar a una caja; hacia la cima se observan intercalaciones de lecturas API altas y bajas, lo que se interpreta como alternancias de calizas limpias y sucias.

Estos carbonatos presentan pobre porosidad primaria, por lo tanto, su calidad como roca almacén es mínima. Sin embargo, esta calidad se incrementa cuando son afectados diagenéticamente, ya sea por dolomitización o fracturamiento.

Paleontológicamente, los fósiles índices para las edades dentro de este nivel estratigráfico son los siguientes:

**Berriasiano:** *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*.

**Valanginiano:** *Tintinnopsella carpathica*, *Tintinnopsella longa*.

**Hauterivano- Barremiano:** *Nannoconus steinmani*, *Nannoconus bermudezi*, *Nannoconus sp.*

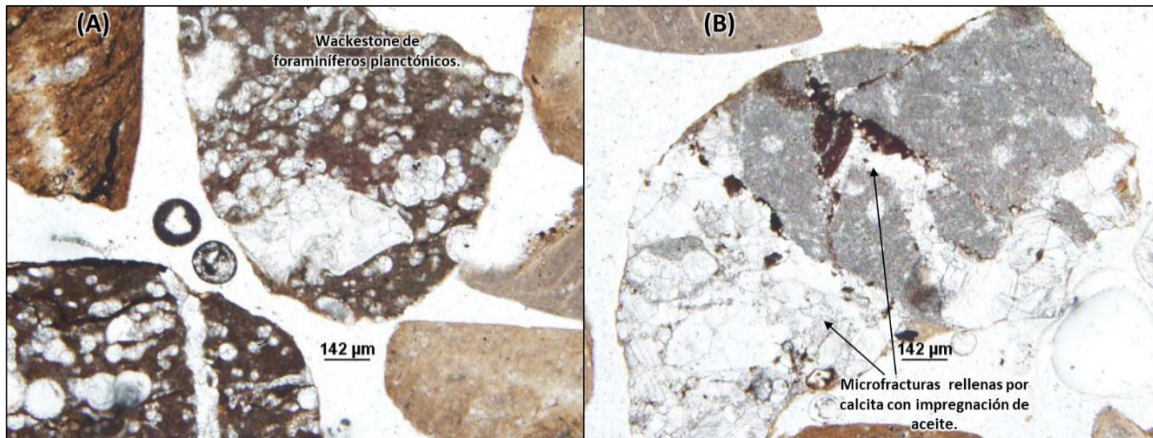
**Aptiano:** *Nannoconus wassalli*, *Nannoconus sp.*

#### **VI.4.5. Cretácico Medio**

Las edades que incluyen este nivel estratigráfico son el Albiano y Cenomaniano. Los carbonatos depositados en el área de estudio pertenecen a un ambiente de cuenca (Figura VI.4.5.1). Las rocas que caracterizan este nivel estratigráfico se describen como *mudstone* – *wackestone* de bioclastos, café claro y gris oscuro, finamente recristalizado y moderada presencia de cristales de pirita diseminada en la matriz, (Figura VI.4.5.2).

En algunos campos, presentan intenso fracturamiento y dolomitización, lo que eleva su calidad como roca almacén.





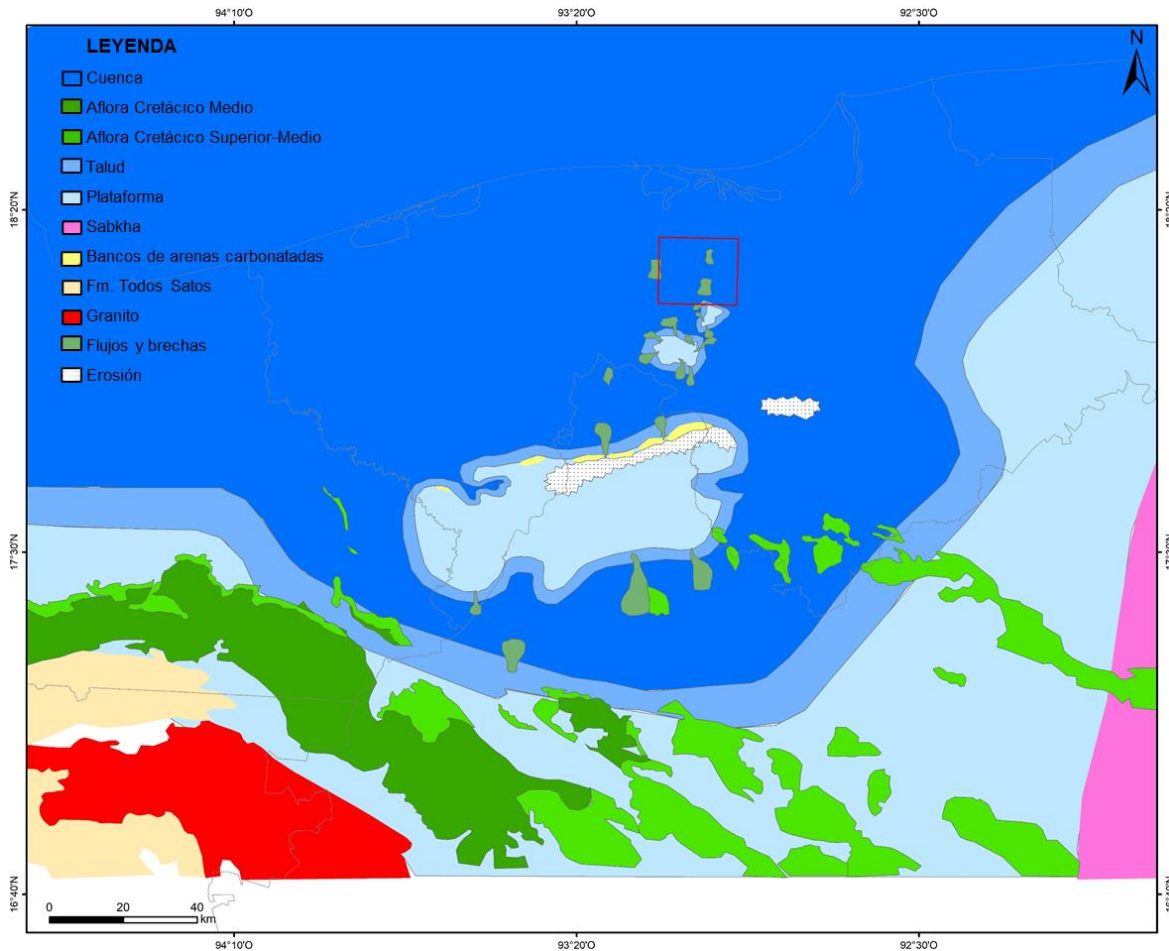
**Figura VI.4.5.2.** Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) mudstone a wackestone café claro y gris claro de foraminíferos planctónicos. Algunas esquirlas presentan microfracturas rellenas con calcita con ligera impregnación de aceite. En la imagen (B) se describe wackestone-packstone de bioclastos con fracturas selladas por calcita y ligera impregnación de aceite. Este tipo de roca es característica de edad CRTM Albiano-Cenomaniano.

El registro de rayos gamma muestra un comportamiento ligeramente dentado, esto se interpreta como intercalaciones de calizas limpias y sucias. A la cima de este nivel estratigráfico, indica lecturas altas de rayos gamma.

Los fósiles índices usados para datar las cimas de las edades dentro de este nivel estratigráfico son los siguientes:

**Albiano:** *Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Radiolarios calcificados*, *Calcisphaerúla sp.*

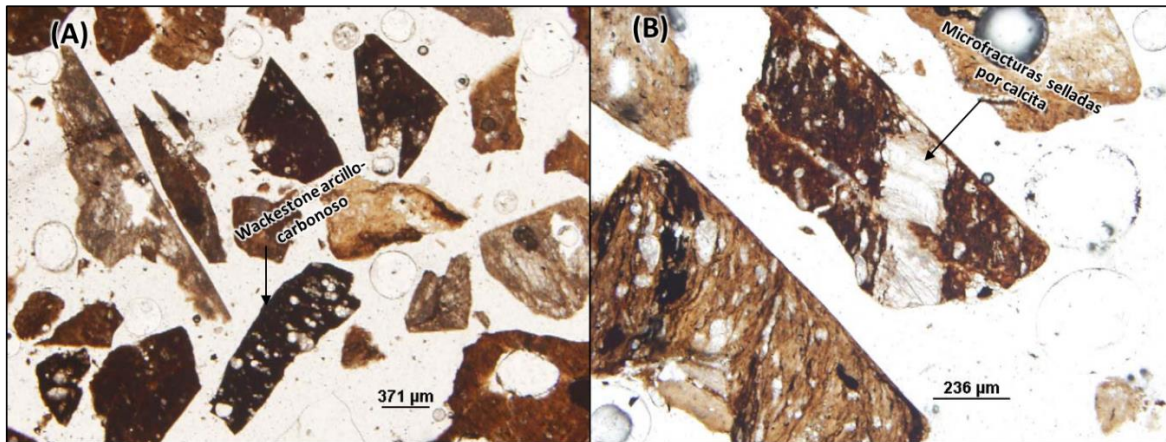
**Cenomaniano:** *Pithonella trejoi*, *Rotalipora cushmani*. Cabe mencionar que en la mayoría de los pozos no es posible datar este nivel estratigráfico, debido al insuficiente dato paleontológico.



**Figura VI.4.5.1.** Mapa paleoambiental Cretácico Medio. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

### VI.4.6. Cretácico Superior

**Turoniano.** Estos carbonatos se depositan en ambiente de cuenca; su textura corresponde a *mudstone* – *wackestone* de bioclastos café oscuro y gris oscuro, arcillo-bituminoso, parcialmente recristalizado, moderada presencia de cristales de pirita diseminada en la matriz, y con escasas líneas microestilolíticas selladas con material arcillo bituminoso. Regularmente se observa la presencia de nódulos de pedernal biógeno color ámbar, (Figura VI.4.6.1)

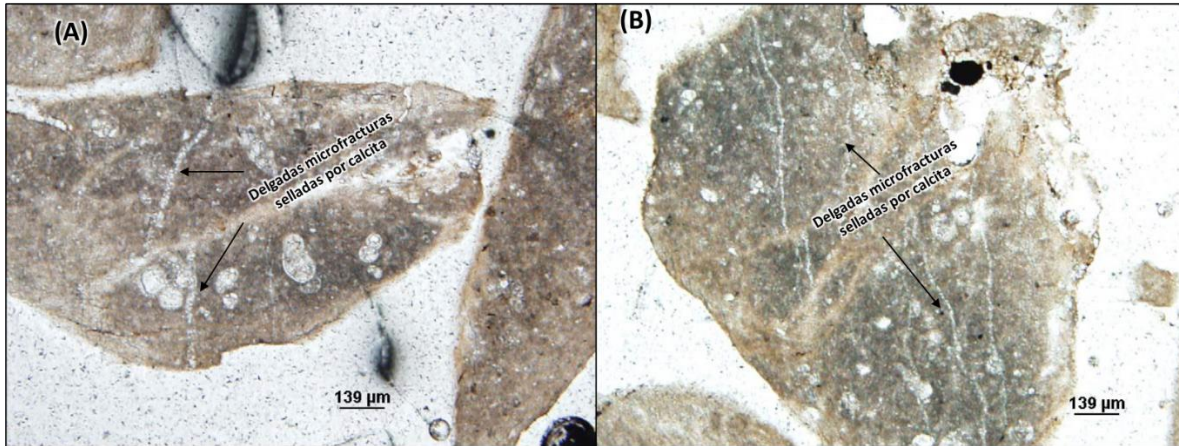


**Figura VI.4.6.1.** En la imagen A y B. se describe mudstone a wackestone café claro y oscuro, arcilloso de foraminíferos planctónicos, Algunas esquirlas presentan escasas microfracturas rellenas con calcita. Se logra observar algunos fragmentos de mudstone arcillo-carbonoso. Este tipo de roca es característica de edad CRTS Turoniano.

La respuesta del registro rayos gamma muestra alternancias muy marcadas de rocas limpias y sucias. El microfósil índice usado para datar la cima es *Clavhedbergella moremani*, *Whiteinella brittonensis*.

### Coniaciano-Santoniano

Se describen facies de *mudstone* – *wackestone* café claro y gris verdoso, de foraminíferos planctónicos y bioclastos, parcialmente recristalizado. En ocasiones presenta cristales de pirita finamente diseminada en la matriz, (Figura VI.4.6.2).

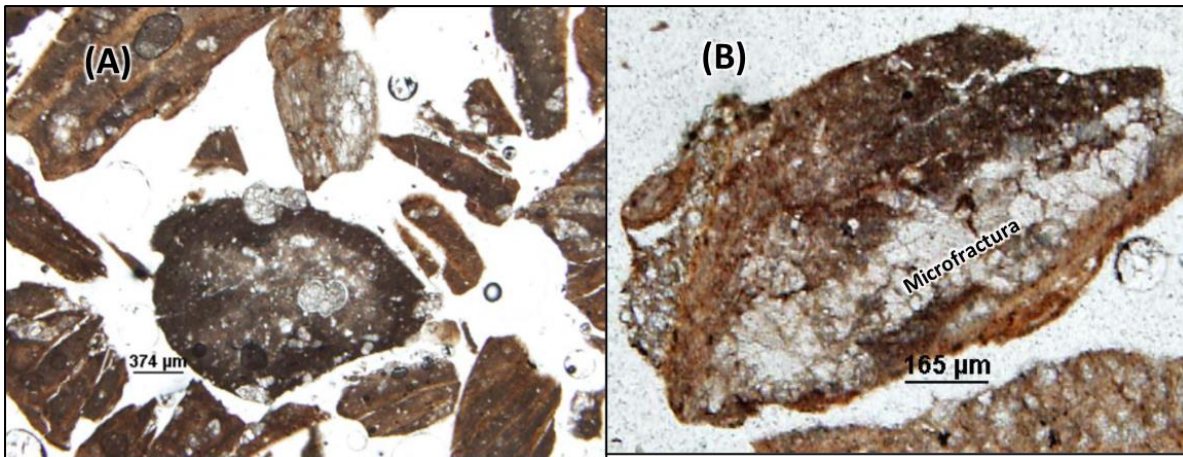


**Figura VI.4.6.2.** En la imagen A y B. se describe una muestra de mudstone a wackestone gris verdoso de aspecto bentonítico de foraminíferos planctónicos. Presenta escasas microfracturas rellenas con calcita. Este tipo de roca es característica de edad CRTS Santoniano.

La respuesta del registro rayos gamma, nos indica rocas limpias, sin intercalaciones muy marcadas con capas arcillosas; además se observa que las lecturas van disminuyendo conforme aumenta la profundidad.

El fósil índice utilizado para datar la cima de esta edad es ***Marginotruncana angusticarinata***, *Marginotruncana schneegansi*.

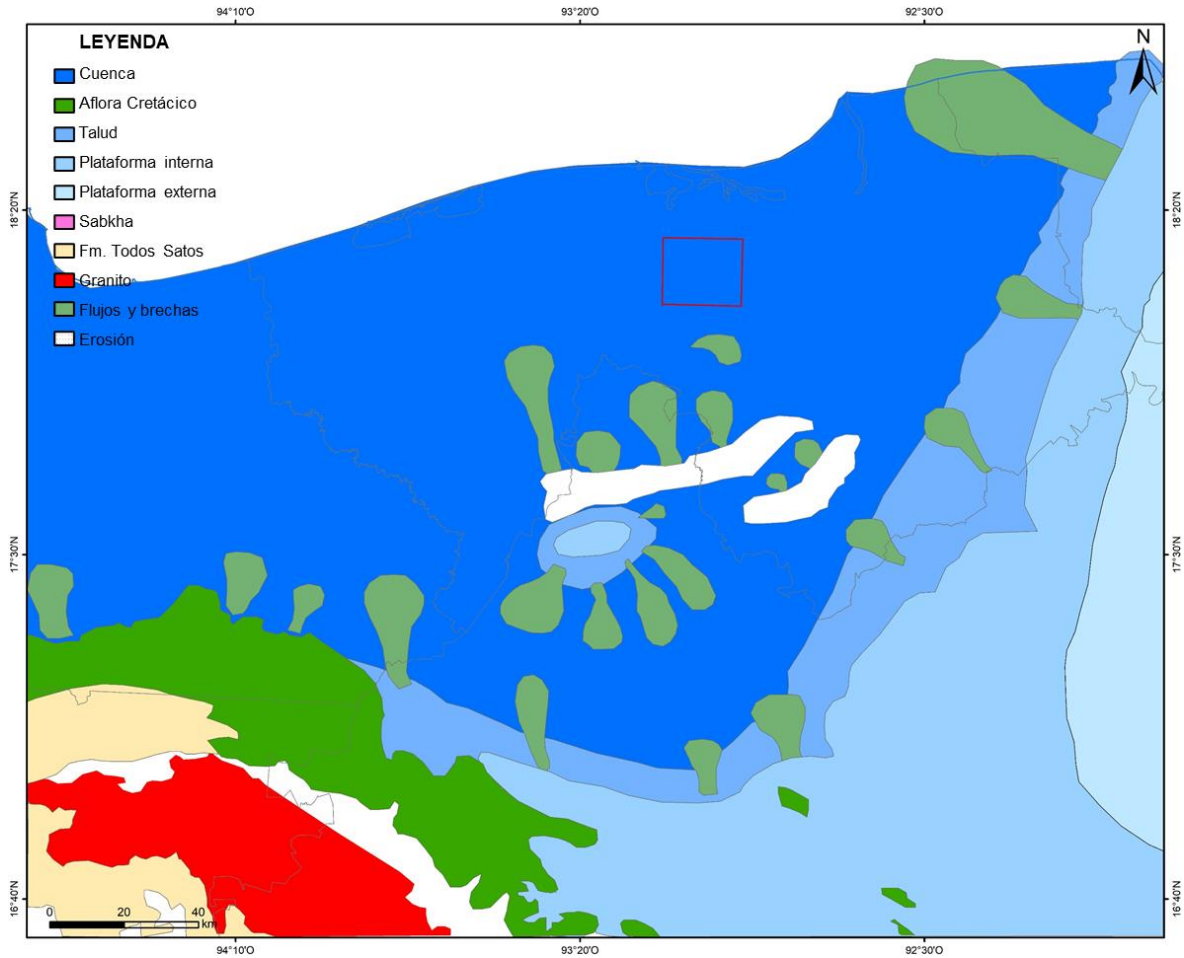
**Campaniano-Maastrichtiano.** En la cima de esta edad, se describen estratos de marga café rojizo con delgadas intercalaciones de *mudstone* – *wackestone* en partes *packstone* de foraminíferos planctónicos, bioclastos y pellets café claro, recristalizados. En algunos pozos del área, las muestras de marga café rojizo con microfracturas selladas por cristales de calcita, (Figura VI.4.6.3).



**Figura VI.4.6.3.** En la imagen A y B se muestra una vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de margas café rojizo, con escasas microfracturas rellenas con calcita de edad CRTS Maastrichtiano.

El ambiente de depósito de estos sedimentos en el área de estudio corresponde a cuenca con esporádicos aportes de plataforma, (Figura VI.4.6.4).

El registro de rayos gamma, indica una zona de transición de los sedimentos siliciclásticos de la base del Paleoceno hacia los sedimentos mixtos correspondientes a la cima del Cretácico Superior. El fósil índice utilizado para datar la cima de esta edad es *Globotruncana sp.*



**Figura VI.4.6.4.** Mapa paleoambiental del Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano, El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

### VI.4.7. Paleoceno

Este nivel estratigráfico, está constituido por estratos de lutita gris claro y café rojizo, con esporádicos flujos de brechas *mudstone* – *wackestone* de bioclastos en su parte inferior, producto de destrucción de plataformas preexistentes.

La cima de esta edad está definida por el microfósil planctónico ***Morozovella velascoensis*** y ***Planorotalites pseudomenardi***. La asociación bentónica indica una batimetría correspondiente a batial inferior.

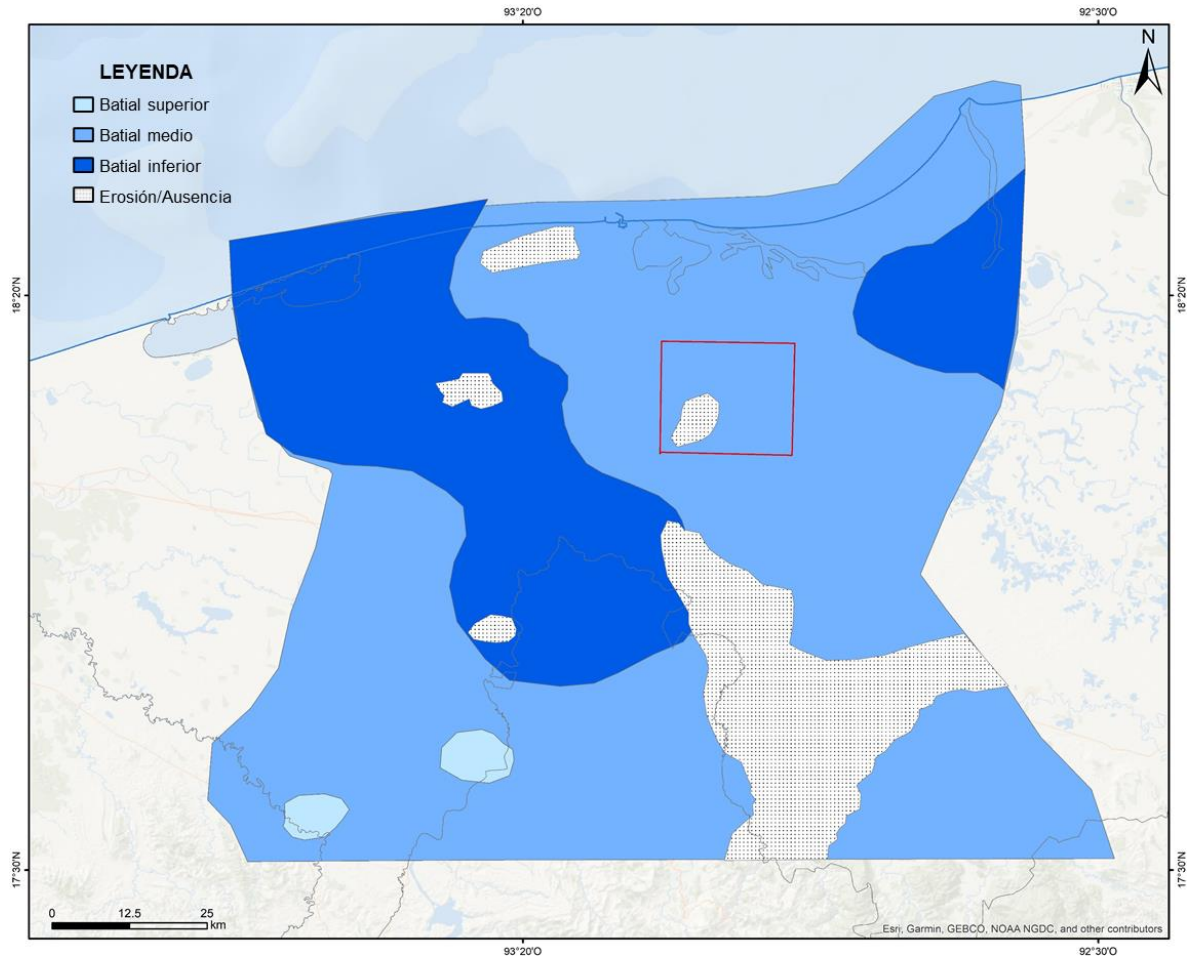
Los espesores son muy variables, van desde 150 m en el campo Cunduacán, 350 m en el campo Oxiacaque y hasta 90 m en el campo Terra.

#### **VI.4.8. Eoceno**

En esta edad se describen potentes cuerpos de lutita gris claro y café claro, en partes arenosa, que se encuentran intercalados con horizontes aislados de arenisca de grano fino a medio. En la parte media – inferior se pueden encontrar aislados flujos de carbonatos con fauna de cuenca.

El conjunto faunístico en esta edad es abundante, tanto fósiles planctónicos como bentónicos. La cima de esta edad se data con el microfósil ***Turborotalia cerroazulensis s.l.*** y el ambiente de depósito sigue siendo profundo, el cual, corresponde a batial medio e inferior, (Figura VI.4.8.1).

Los espesores de esta edad son muy variables, en promedio están de 500 a 900 m en la zona de estudio.



**Figura VI.4.8.1.** Mapa paleoambiental del Eoceno. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

### VI.4.9. Oligoceno

Este nivel estratigráfico presenta estratos masivos de lutita gris claro y gris verdoso, de aspecto bentonítico, ligeramente calcáreo en partes arenosa (Figura VI.4.9.1). En ocasiones se pueden presentar aislados horizontes de arenisca de grano fino a medio.



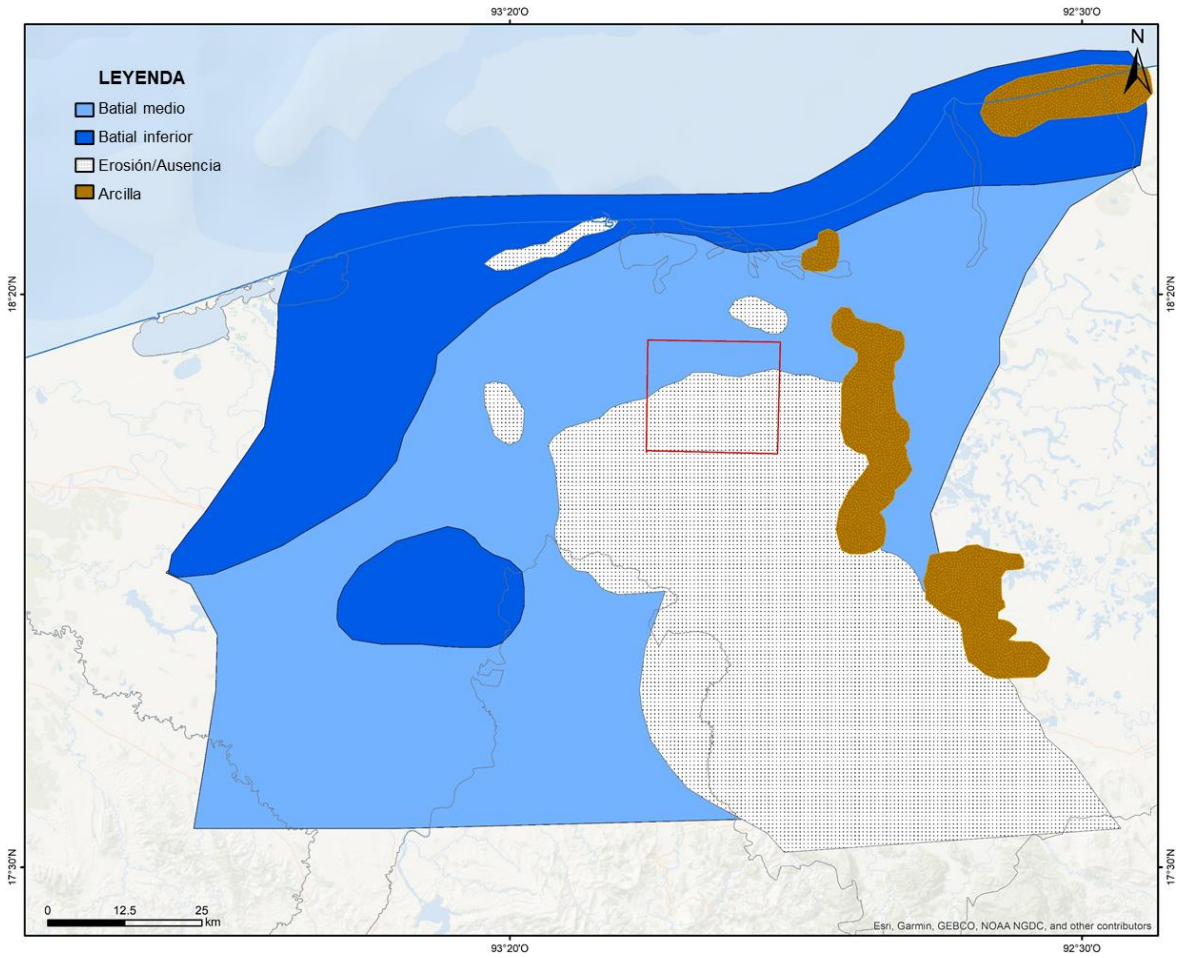


**Figura VI.4.9.1.** Vista bajo el microscopio estereoscópico de muestras de roca característica de la edad Oligoceno, en la porción Norte de la Cuenca Petrolera del Sureste. Estas rocas se describen como lutita gris claro y gris verdoso, ligeramente calcáreas de aspecto bentonítico.

Al igual que en el Eoceno, esta edad presenta abundancia en foraminíferos planctónicos y bentónicos.

El fósil índice utilizado para definir la cima de esta edad es ***Globigerina ciperoensis* c.** Estas litofacies arcillosas, fueron depositadas en ambientes profundos, que corresponden a batial medio – inferior, (Figura VI.4.9.2).

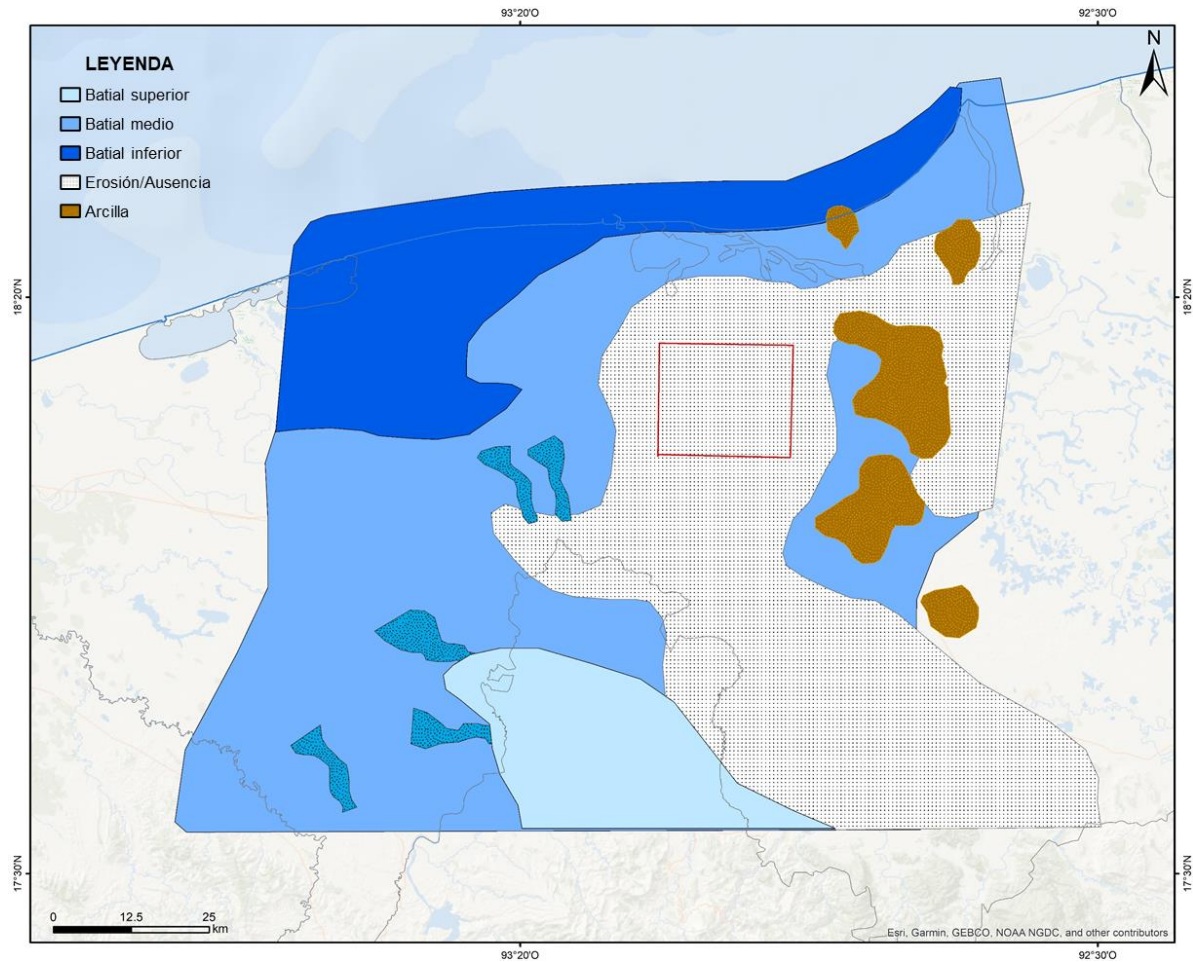
Presenta espesores muy variables en el área, van desde 80 a 450 m aproximadamente.



**Figura VI.4.9.2.** Mapa paleoambiental del Oligoceno. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

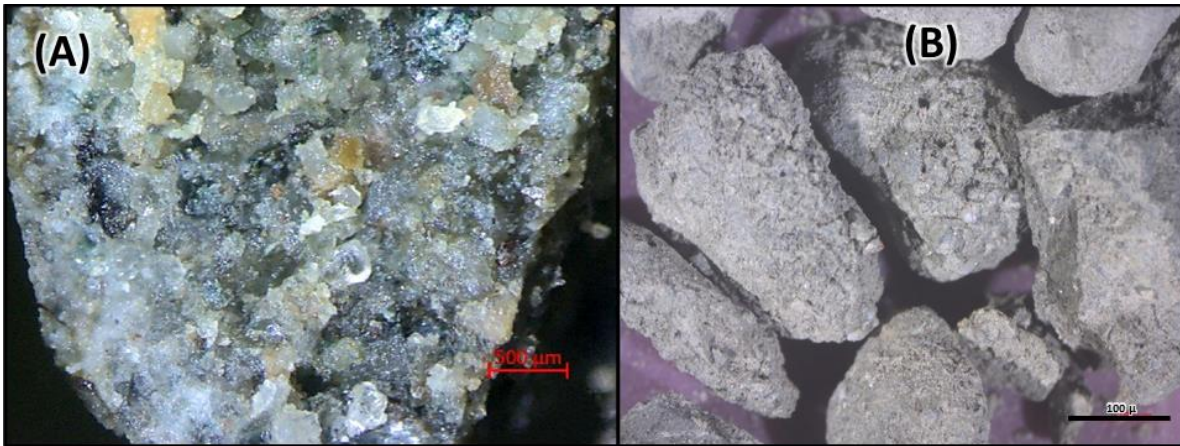
### VI.4.10. Mioceno

**Mioceno Inferior.** Este nivel estratigráfico se caracteriza por depósitos de sedimentos siliciclásticos de aguas profundas, correspondientes a batial medio a inferior, (Figura VI.4.10.1).



**Figura VI.4.10.1.** Mapa paleoambiental del Mioceno Inferior. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

La litología que se describe son lutitas gris claro y gris oscuro principalmente, aunque es bien sabido, que existen cuerpos de areniscas de grano fino a medio, que en ciertos campos son *plays* atractivos de contener hidrocarburos, (Figura VI.4.10.2). Como es el caso del campo Rabasa, ubicado dentro de la Cuenca Salina del Istmo.

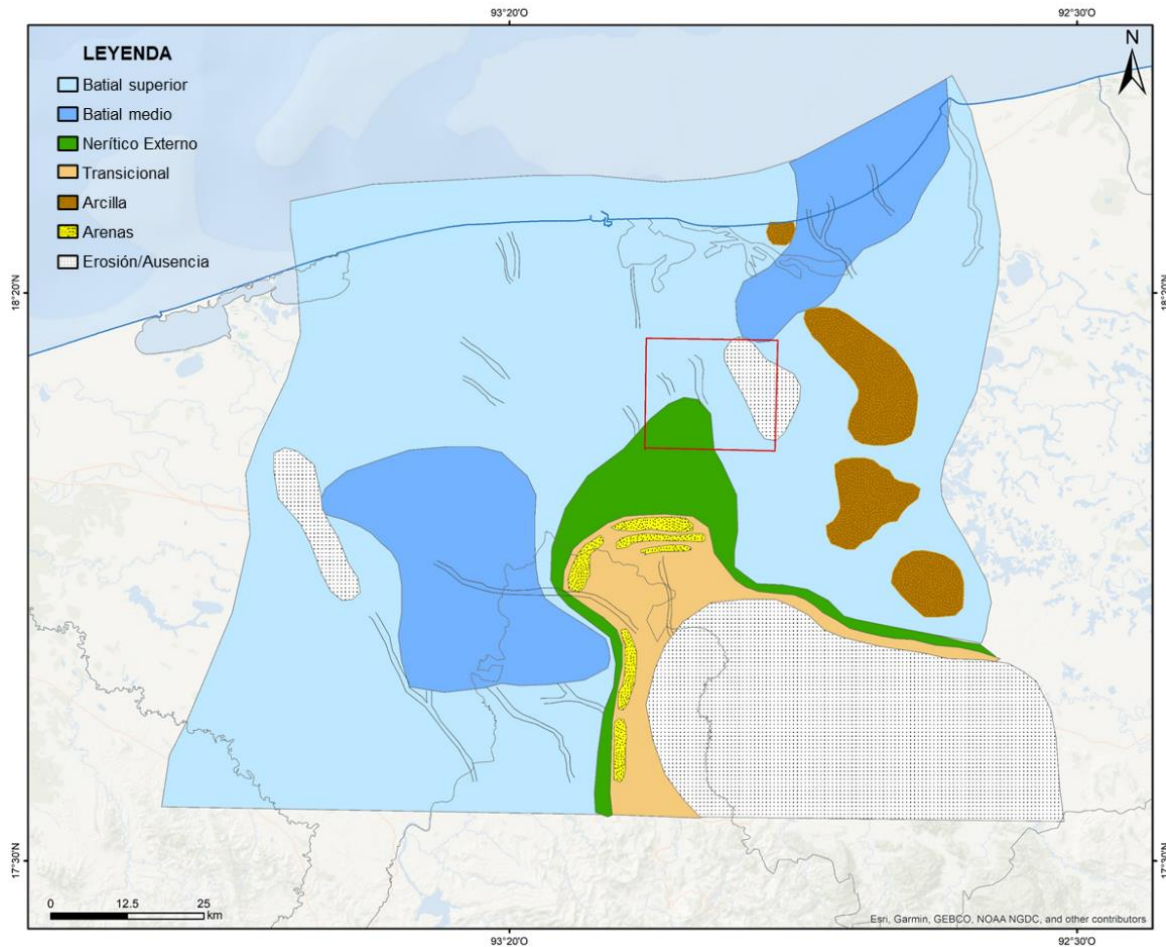


**Figura VI.4.10.2.** La imagen A muestra un acercamiento de una arenisca de grano fino a medio, subangulosos, moderadamente clasificada, soportada en matriz arcillosa. La imagen B es una foto panorámica de fragmentos de arenisca de grano fino, café claro y gris claro, moderadamente consolidada.

La cima de esta edad se define con la aparición del microfósil planctónico *Praeorbulina sicana*, *P. glomerosa curva*, y *Gd. Bisphericus*.

**Mioceno Medio.** En esta edad, las rocas que corresponden a secuencias turbidíticas constituidas por lutita gris claro y gris oscuro en partes arenosa ligeramente calcárea, que se intercalan con estratos de arenisca gris claro de grano medio, moderadamente clasificado.

El ambiente en el que se depositan estos sedimentos siliciclasticos son profundo, asociados a batial medio a superior (Figura VI.4.10.3). La cima, se data con la aparición del microfósil planctónico *Globorotalia fohsi robusta*, *G. fohsi lobata* y *G. fohsi fohsi*.

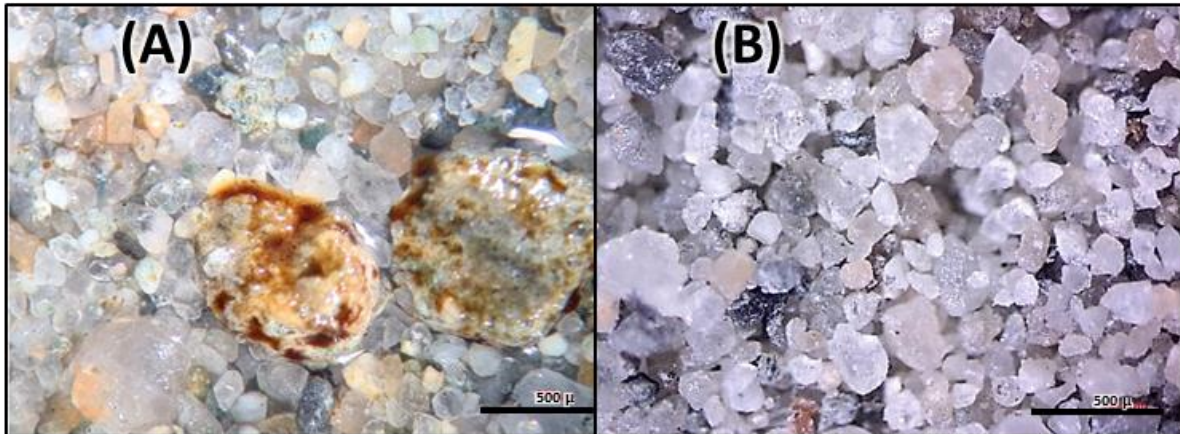


**Figura VI.4.10.3.** Mapa paleoambiental del Mioceno Medio. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

**Mioceno Superior.** La litología que se describe en este nivel estratigráfico corresponde a depósitos de turbiditas de abanico de fondo marino constituido por lutitas gris claro y gris oscuro, en partes arenosa y ligeramente calcárea con intercalaciones de potentes cuerpos de arenas y areniscas gris claro de grano fino a medio, (Figura VI.4.10.4).

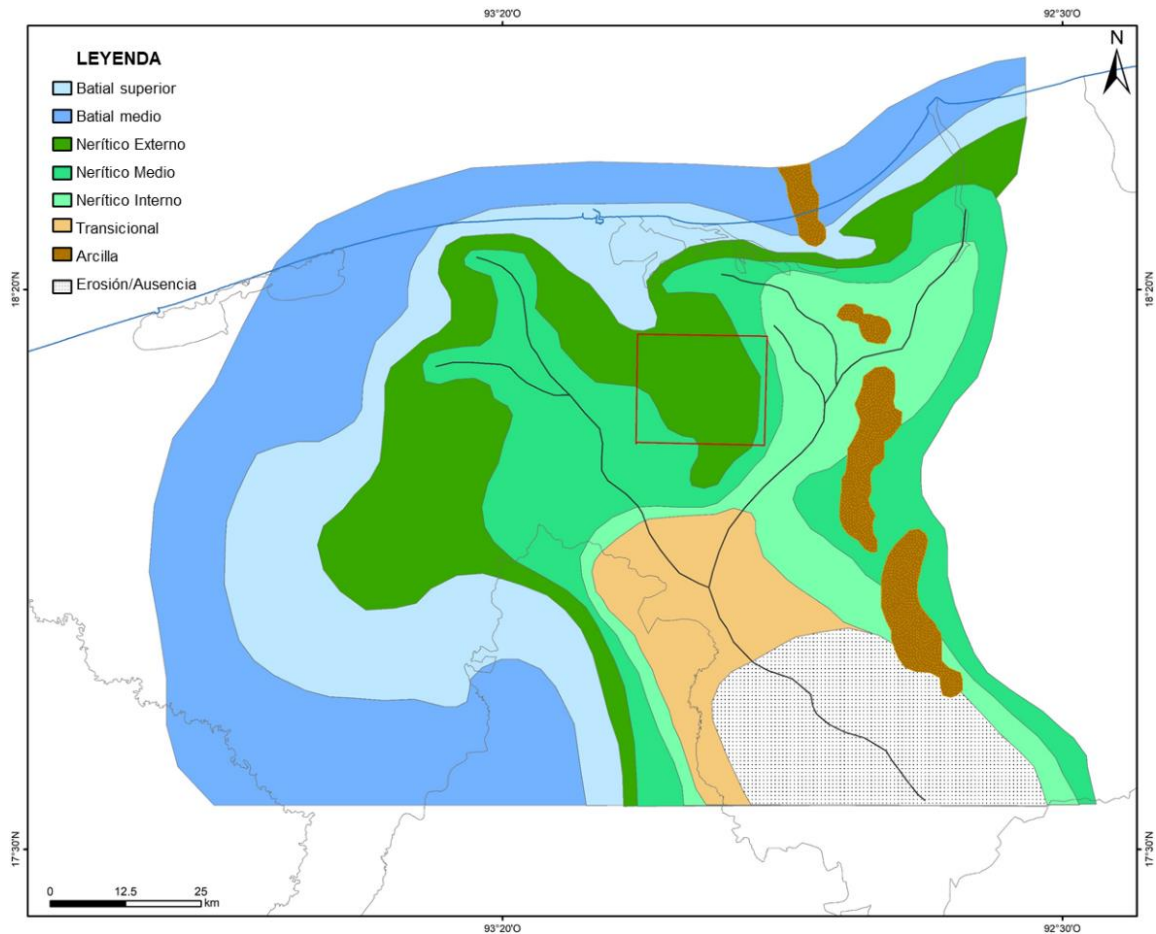
Es importante señalar que estas secuencias arenosas constituyen una importante roca almacén en la zona de la cuenca de Comalcalco y Cuenca Salina del Istmo.

Los principales campos terciarios en la cuenca petrolera del sureste pertenecen a trampas de esta edad, tal es el caso del campo Yagual, Sanchez Magallanes, San Ramón y Blasillo, por nombrar algunos.



**Figura VI.4.10.4.** La imagen A muestra granos de arena de grano fino. Además, se logra observar dos fragmentos de areniscas de grano fino con ligera impregnación de aceite café oscuro. En la imagen B se describe arena de grano fino a medio gris claro y translucido. Moderadamente clasificada.

El ambiente en el que se depositan los sedimentos en el área de estudio varía de batial superior a Nerítico externo (Figura VI.4.10.5).



**Figura VI.4.10.5.** Mapa paleoambiental del Mioceno Superior. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

La cima de esta edad se data con el microfósil planctónico ***Globorotaloides variabilis*** principalmente, y con los microfósiles acompañantes *Sphaeroidinellopsis disjunta*, *Globorotalia juanai* y *Globoquadrina altispira globosa*.

### VI.4.11. Plioceno

Esta edad está constituida por estratos potentes de arenas de cuarzo y feldespatos en menor cantidad, grano medio a grano grueso, subanguloso a subredondeado,

poco compactos y deleznales, que se encuentran inter-estratificados con paquetes de lutita gris claro y gris verdoso en partes arenosa.

Algunos campos productores en este nivel estratigráfico son Caracolillo y Santuario en la cuenca de Comalcalco y Moloacán, Ágata y El Burro en la Cuenca Salina del Istmo.

El ambiente al que se asocia el depósito de estos sedimentos terrígenos varía de Transicional a Nerítico medio (Figura VI.4.11.1).

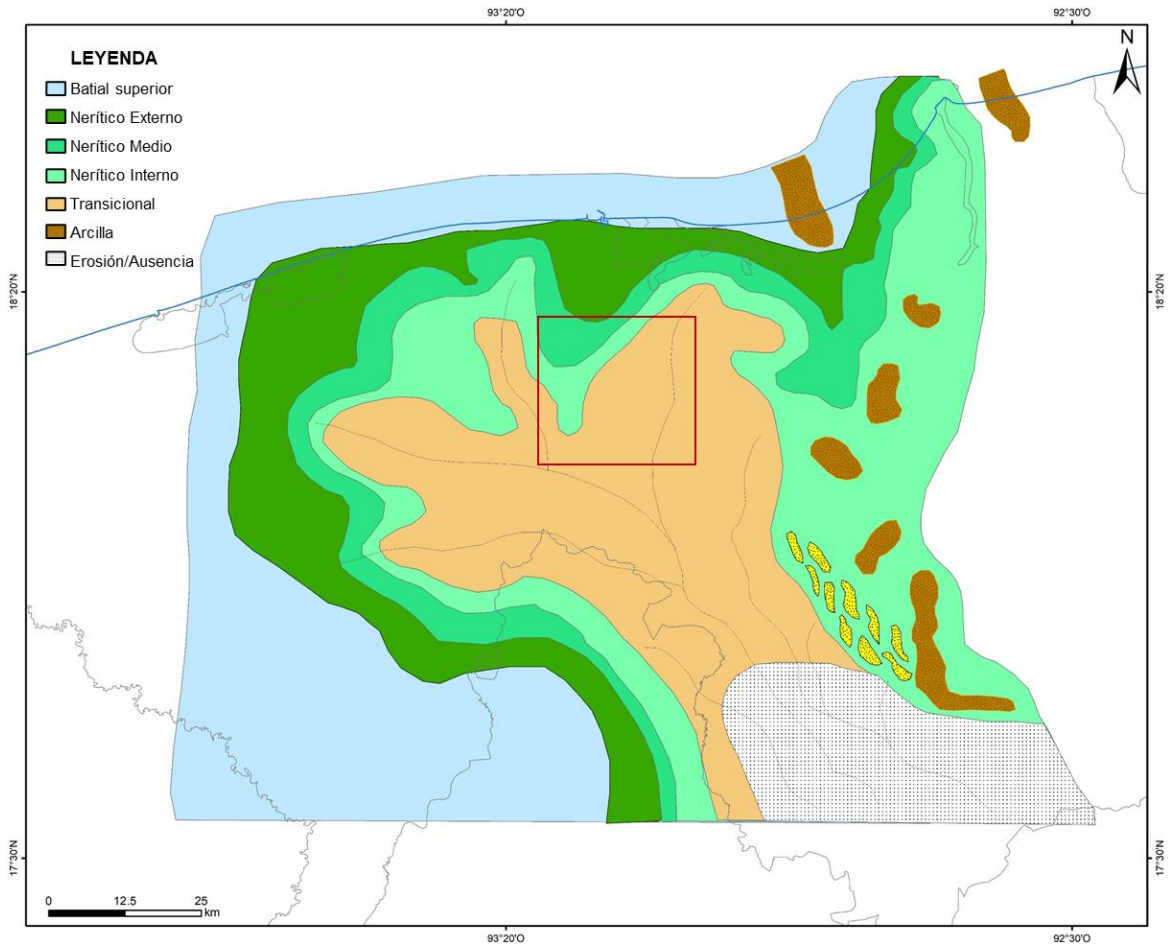
Los microfósiles planctónicos usados para datar la cima de cada uno de los niveles estratigráficos de esta edad son:

**Plioceno Inferior:** *Globigerinoides obliquus o.*

**Plioceno Medio:** *Globigerinoides obliquus extremus.*

**Plioceno Superior:** *Globorotalia pseudopima*





**Figura VI.4.11.1** Mapa paleoambiental del Plioceno. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).

## **VII. ANÁLISIS ESTRUCTURAL**

### **VII.1. Cabalgadura de Jalpa en un contexto Regional**

El presente trabajo, se desarrolló en un área en el sureste de México, en la porción central de Tabasco, donde han definido tres elementos tectónico-estructurales. El más antiguo, de origen compresivo, es una deformación orogénica contraccional.

Algunas de estas estructuras fueron reconocidas en diferentes sectores de Tabasco y Chiapas por Sánchez (1979), Meneses de Gyves (1980), Quezada (1987) y Meneses-Rocha (1985) y en la Cuenca de Veracruz por Cruz-Helú et al., (1977), formando en el sur el cinturón Chiapaneco de pliegues y cabalgaduras de Reforma-Akal.

Este conjunto de estructuras es la prolongación soterrada del cinturón orogénico de la Sierra de Chiapas. Aranda (1999), refirió a estos segmentos plegados-fallados, como el Cinturón Neógeno Contraccional del sur de México, donde incluyó, la porción sepultada de pliegues fallados de la Cuenca de Veracruz.

Los otros dos elementos corresponden a sistemas de fallas extensionales, cuya deformación afectó y modificó al Cinturón Contraccional mencionado. Estos dos eventos extensionales formaron sendas depresiones correspondientes a la cuenca de Comalcalco hacia el norte y noreste y Macuspana hacia el oriente.

La estructura cabalgada de Jalpa está situada en el cinturón contraccional de Reforma-Akal, y corresponde a una de las estructuras falladas con mayor acortamiento en el Cinturón Neógeno Contraccional del sur de México, superando la estructura cabalgada de Cantarell, en la porción marina.

Muchas de las principales reservas de petróleo en el mundo y en México, se encuentran asociadas a este tipo de estructuras cabalgadas; y en los casos mexicanos de las cabalgaduras de Cantarell y de Jalpa, existen campos de aceite en los bloques altos y bajos.

Los sistemas cabalgados fuera de México, como los de la Cordillera Occidental de Estados Unidos y Canadá, contienen campos con volúmenes de condensado y gas. Campos importantes de aceite en la porción frontal sepultada de la Cordillera Andina en Colombia y Venezuela, también son ejemplos importantes de estructuras cabalgadas en el mundo.

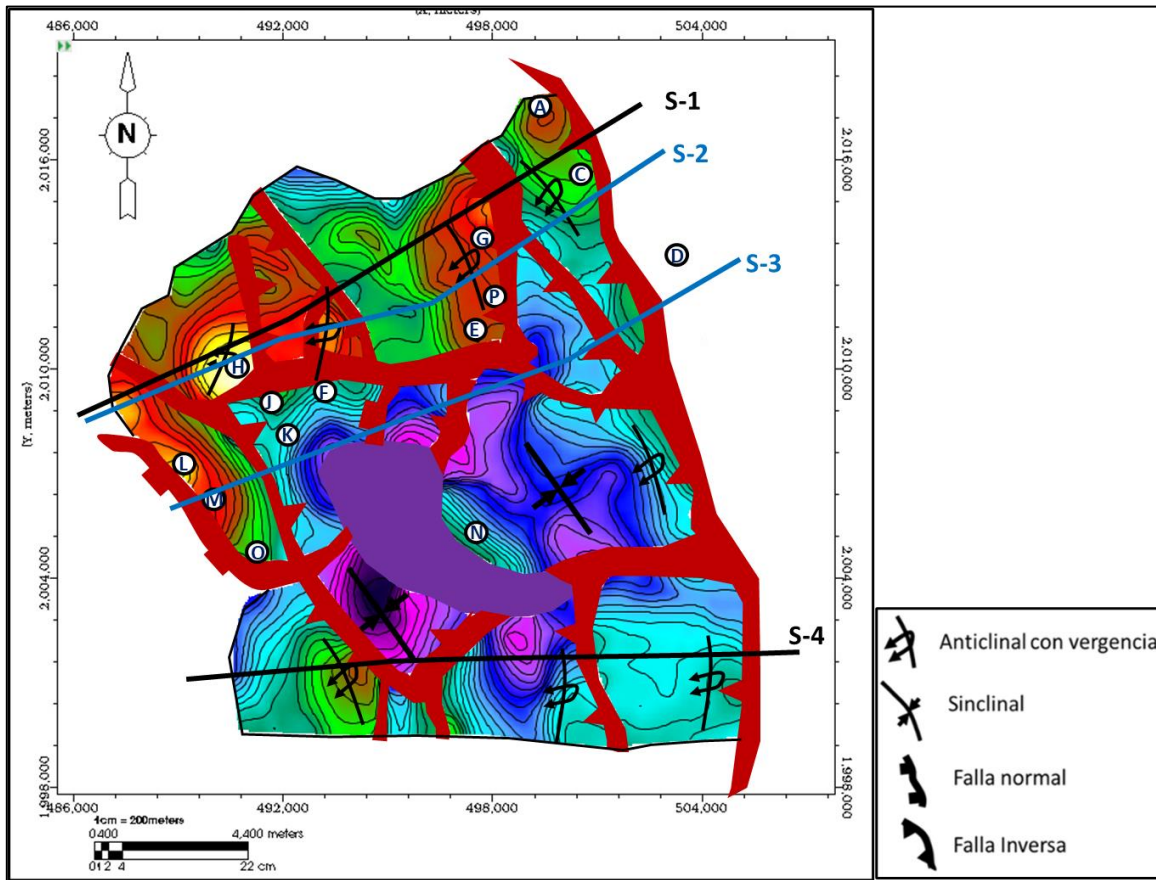
El trabajo sistemático de mapeo geológico-geofísico de estas grandes estructuras ha sido elaborado en distintos datos sísmicos, cuya resolución y nitidez de la imagen ha venido mejorándose desde los años 90`s.

Hoy en día, con la mejora de los datos sísmicos de subsuelo y nuevos conceptos estructurales, se han desarrollado modelos geológicos, que cuantifican la deformación involucrada a través de interpretación sísmica estructural, elaborando modelos estructurales balanceados y restaurados secuencialmente.

La documentación de estos modelos geológicos secuenciales, consideran los eventos estratigráficos y estructurales continuos, caracterizando la estratigrafía sincinemática en estos segmentos de las Cuencas Mesozoicas y Terciarias.

La Cabalgadura de Jalpa, es un claro ejemplo de estos pliegues relacionados a fallas del tipo de flexura de falla, que formaron un conjunto de pliegues de amplitud variable, tanto en el bloque alto como en el bloque bajo, siendo muchas de estas,

estructuras de tipo precursor de estructuras salinas tempranas. La figura VII.1.1., muestra la ubicación de cuatro secciones en el área de la Cabalgadura de Jalpa.

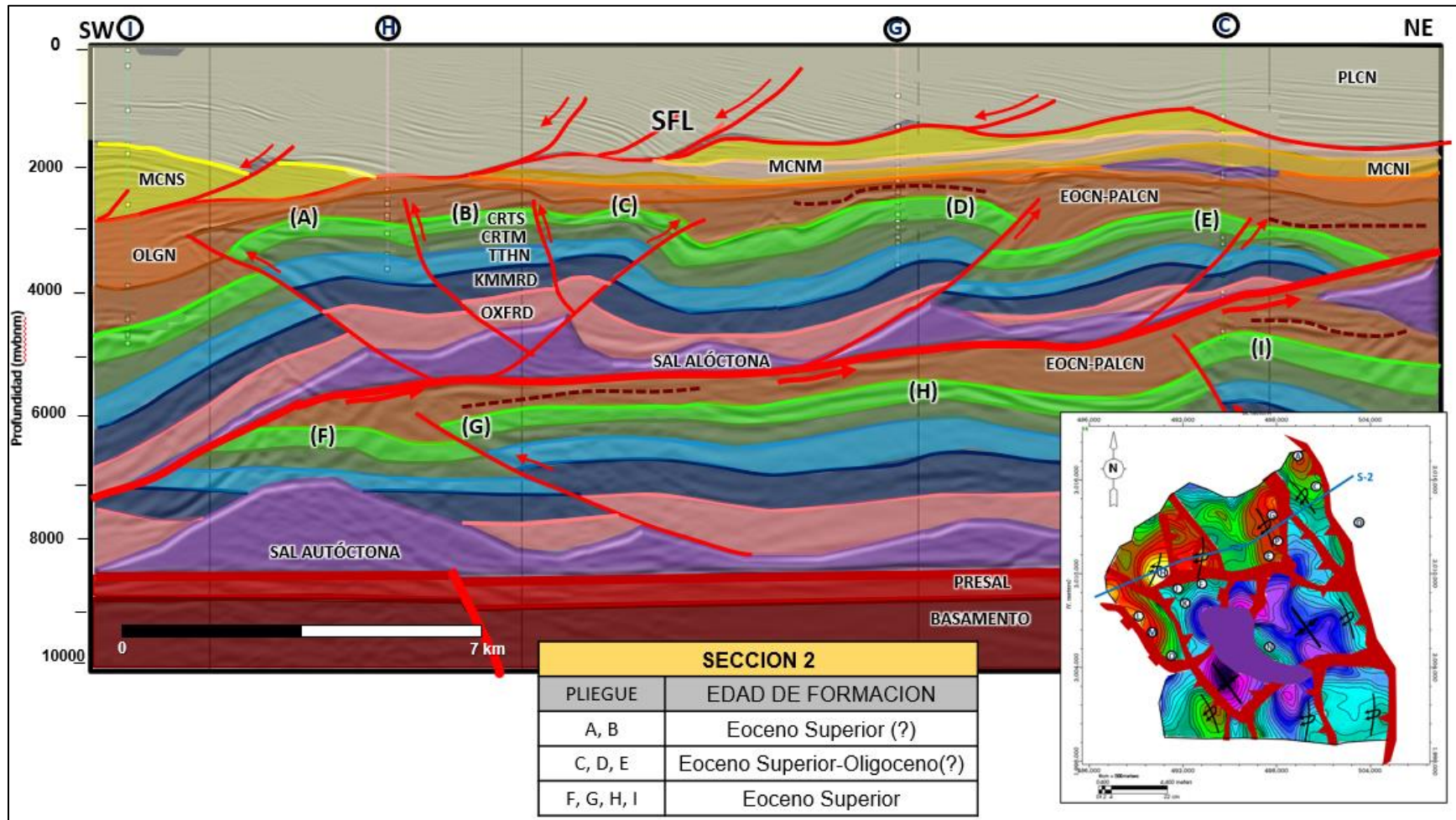


**Figura VII.1.1.** Mapa de ubicación de cuatro secciones estructurales, referidas en el texto. Las secciones en línea negra corresponden a las secciones con modelo estructural secuencial restaurado. Las secciones en línea azul corresponden a secciones de apoyo estructural. Configuración de la cima del Cretácico Superior, del bloque alto.

La estructura regional de la Cabalgadura de Jalpa está asociada a dos fallas horizontales de despegue unidas por una rampa de bajo ángulo. La falla del despegue inferior está ubicada en la sal madre y la falla del despegue superior en sedimentos del Eoceno.

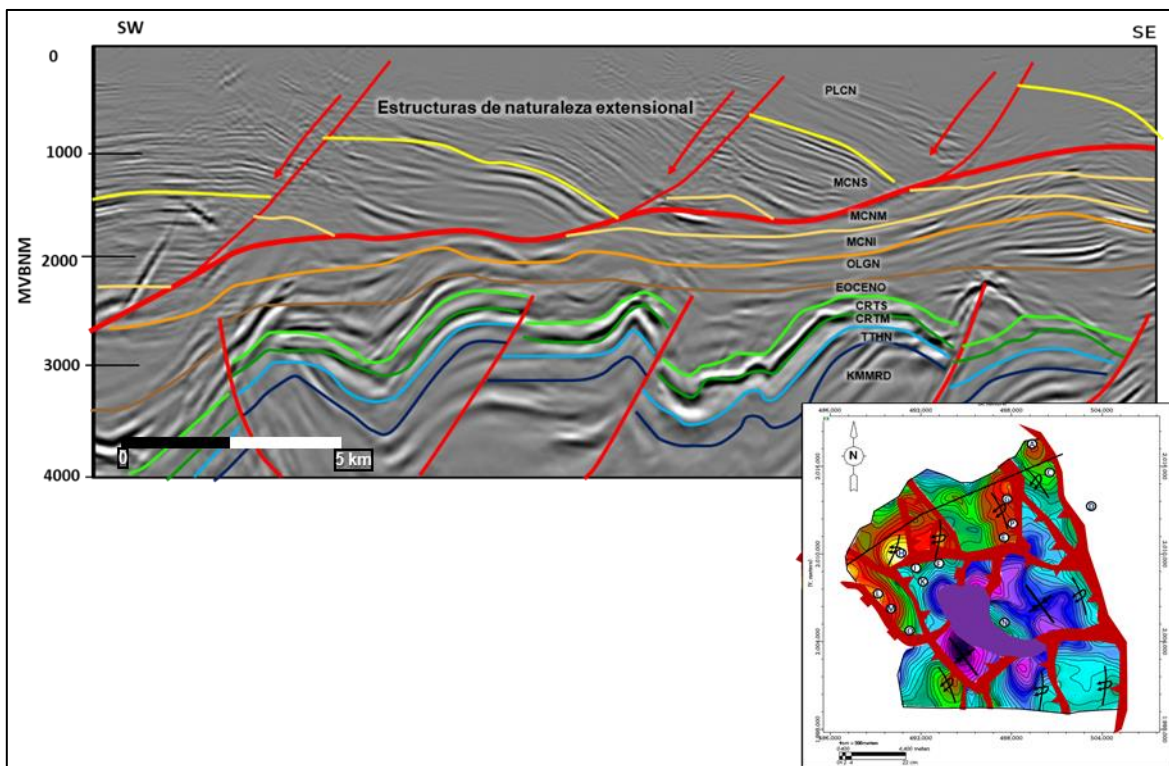
Ambos despegues están unidos por una rampa que sobrepone las estructuras plegadas de ambos bloques. Las fallas de despegue y la rampa tienen transporte tectónico hacia el noreste, en dirección al *foreland*.

La presencia de sal madre en el despegue inferior y arcilla en el despegue superior, causaron un comportamiento frágil que causó estructuras plegadas con doble vergencia indistintamente, hacia el noreste y suroeste, por la baja fricción de los bloques sobre los planos de falla (Figura VII.1.2).



**Figura VII.1.2.** Sección sísmica con dirección suroeste-noreste mostrando la estructura cabalgada de Jalpa (línea roja gruesa). Se documenta una cadena de pliegues de longitudes variables asociados a fallas de alto ángulo en su mayoría con transporte tectónico hacia el foreland (noreste) (Estructuras A, B, C, y D) en el bloque alto y estructuras E y F en el bloque bajo. Sistema de fallas listricas del Neógeno (SFL). El mapa corresponde a la cima de cretácico Superior alóctono.

**Otros Sistemas Estructurales en el área.** Existen sistemas estructurales jóvenes -someros sobrepuestos a las estructuras contraccionales. Estructuras de naturaleza extensional, relacionadas al margen inestable de la costa, son caracterizadas por fallas normales lístricas con cuñas de crecimiento, cuya estratigrafía sintectónica indican una actividad de deformación durante el Plioceno e inclusive más reciente, (Figura VII.1.3).



**Figura VII.1.3.** Fallas normales lístricas con cuñas de crecimiento, cuya estratigrafía sintectónica indican una actividad de deformación durante el Plioceno e inclusive más reciente. ). El mapa corresponde a la cima de cretácico Superior alóctono.

Este sistema de fallas está orientado sensiblemente este-oeste y a diferencia del margen extensional de la Costa de Veracruz, este sistema está asociado a cuerpos de sal alóctona, siendo la expulsión de cuerpos evaporíticos probablemente el mecanismo de la subsidencia y deformación de extensión moderada.

Sistemas de dispersión sedimentaria costera, acumularon depósitos de arenas intercalados en paquetes arcillosos, causando inestabilidad en la costa. La carga isostática debido a los paquetes sedimentarios depositados, causaron la evacuación de la sal madre, formando los depocentros subsidentes de fallas lístricas que capturaron estos depósitos de arena y arcilla, generando trampas combinadas de hidrocarburos de excelente calidad.

En el área existen campos de aceite en estas condiciones geológicas que están siendo explotados desde el siglo pasado, por lo que la eficiencia de estas trampas de hidrocarburos ha sido comprobada.

## **VII.2. Mecanismo de deformación**

Los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras se producen en todas las placas tectónicas en el mundo, en cualquier lugar de la corteza sometida a acortamiento horizontal, básicamente en límites convergentes de placas o en sistemas ligados gravitacionales tipo extensional-contraccional asociados a márgenes pasivas de las placas tectónicas.

Por su posición en el sureste de México, el área de estudio está ligado a los principales elementos tectónicos del límite de placas convergente, entre la placa oceánica de Cocos y la Placa mixta de Norteamérica y al límite de placas transformante de las placas de Norteamérica y la Placa del Caribe.

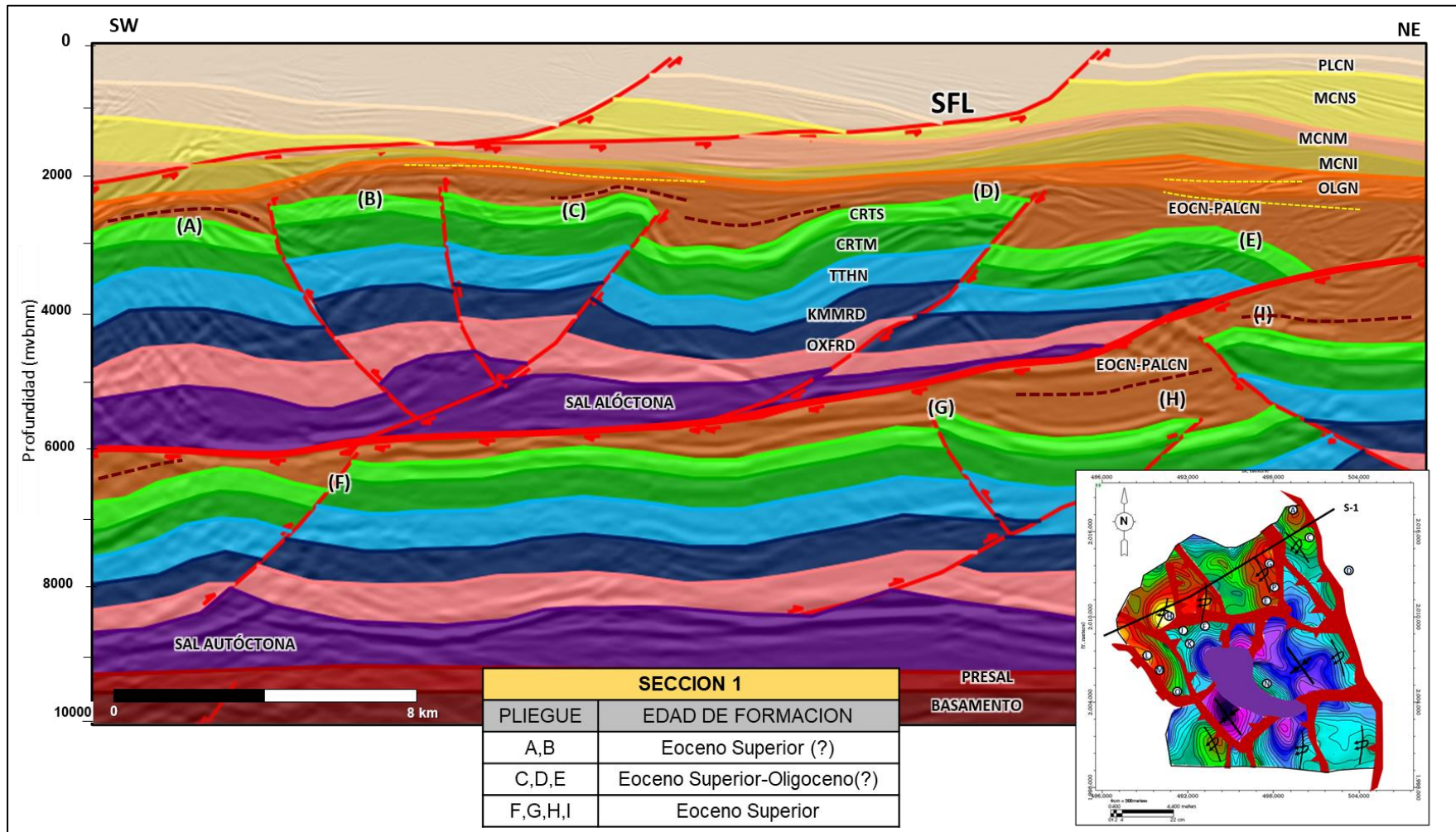
Rogers et al., (2010), considera que este límite convergente ha estado activo entre 20 y 10 m.a. y de 4 m.a. al presente, por lo que Olvera en 2013, propone que este lapso coincide con la edad de la deformación Chiapaneca, exceptuando la edad



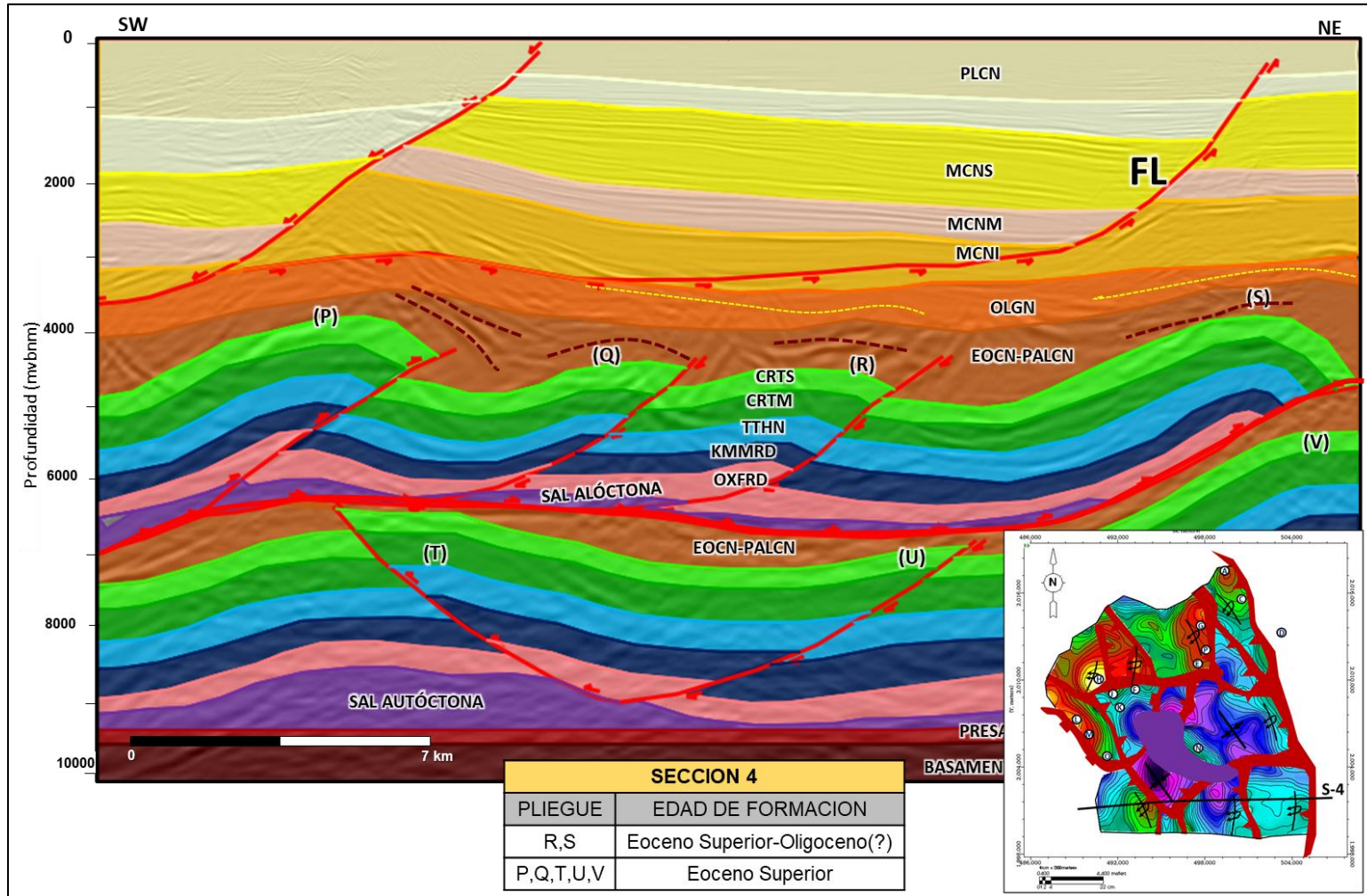
de la fase temprana Chiapaneca, del Eoceno tardío, propuesta por Olvera et al, en 2011.

La Cabalgadura de Jalpa es el resultado de los pulsos tectónicos de deformación producto de la Orogenia Chiapaneca, las estructuras involucradas presentan estratigrafía sin-tectónica que datan esta deformación durante el Oligoceno-Mioceno temprano en las secciones transversales 1 y 4, (Figura, VII.2.1. y VII.2.2), aunque en los bloques alto y bajo de la cabalgadura, existen estructuras plegadas del Eoceno Tardío.

Es evidente en las secciones 1, 2, 3 y 4, que las capas del Mioceno Medio no están involucradas en la deformación de la cabalgadura y pliegues asociados, y lo que este hecho sugiere es que la deformación de esta cabalgadura ocurrió entre el Eoceno Tardío y Mioceno Temprano.



**Figura VII.2.1.** Sección sísmica con dirección suroeste-noreste mostrando la estructura cabalgada de Jalpa (línea roja gruesa). Se documenta una cadena de pliegues de longitudes variables asociados a fallas de alto ángulo en su mayoría con transporte tectónico hacia el foreland (noreste) (Estructuras A, B, C, y D) en el bloque alto y estructuras E y F en el bloque bajo. Sistema de fallas lítricas del Neógeno (SFL). El mapa corresponde a la cima de CRTS alóctono.



**Figura VII.2.2.** Sección sísmica 4 a través de la estructura cabalgada de Jalpa en línea roja gruesa. Las líneas amarillas y negras muestran la geometría interna de reflectores en las unidades naranja y café, las cuales corresponden a capas sin-tectónicas, indicando una edad de emplazamiento del bloque alto de la cabalgadura durante el Oligoceno principalmente. El mapa corresponde a la cima de cretácico Superior alóctono.

Las estructuras de la cadena plegada en el área de Jalpa, presenta pliegues de ambas edades de las fase temprana y tardía de la Orogenia Chiapaneca de manera alternada, sin mantener un orden de propagación de la deformación con pliegues más jóvenes en dirección del *foreland*. Por lo que la Orogenia Chiapaneca en el área presenta una migración atípica en comportamiento, comparada con otras cadenas plegadas en el mundo.

Este acortamiento tectónico por efecto de la contracción Chiapaneca generó un conjunto de cabalgaduras, fallas inversas y pliegues asimétricos con doble vergencia, que constituyen las trampas de hidrocarburos que han sido prospectadas en el subsuelo por más de medio siglo de exploración del área.

Documentar la configuración estructural y relaciones entre, pliegues y fallas, de la estructura Cabalgada de Jalpa guiará la prospección de trampas estructurales contraccionales en el subsuelo.

### **VII.3. Estratigrafía Mecánica**

Marshak, S y Wilkerson S. 2003, consideran que una columna geológica que está conformada por potentes capas de rocas carbonatadas mesozoicas se comportará diferente a una columna controlada por capas delgadas de areniscas con estratos gruesos de lutita.

Esto puede ser a que las primeras, se rompen frágilmente y formar varias cabalgaduras y pliegues de gran amplitud. Mientras que las rocas terrígenas se pueden doblar para formar un *trend* de pliegues de onda corta

En el caso de la Cabalgadura de Jalpa, esta premisa se confirma, ya que el paquete de carbonatos del Cretácico y Jurásico Tardío, llegan a formar amplios pliegues asimétricos relacionados a fallas, de algunos kilómetros de longitud. Aunque este comportamiento mecánico se complica por la presencia de capas de sal, que afectaron indistintamente a las estructuras contraccionales y extensionales más jóvenes.

Numerosos autores han identificado en el área, movimientos tempranos de la sal madre, desde el Jurásico Superior, que formaron minicuenas primarias con adelgazamiento del Kimmeridgiano, o estructuras tipo *roller* de sal con cuñas expandidas sin-cinemáticas, lo que provocó claras variaciones de espesor en distancias relativamente cortas, por efecto del desalojo de la sal.

La presencia de deformación temprana por el desalojo de cuerpos potentes de evaporitas y su emplazamiento en diferentes niveles, causó la formación de estructuras precursores, re-deformadas por las estructuras contraccionales más sobresalientes.

En la columna estratigráfica del área, los paquetes de sal autóctona y de lutita dúctil de Eoceno sirvieron de despegue frágil de las estructuras contraccionales, como numerosos pliegues de despegue, o pliegues fallados relacionados a flexura de falla con acortamiento considerable del bloque alóctono hacia el noreste.

#### **VII.4. Arquitectura de la Cabalgadura de Jalpa**

El estilo de deformación predominante en el área de estudio es denominado de piel delgada (*thin-skin*), que implica que no está involucrado el basamento en la

deformación, estando deformada solamente la carpeta sedimentaria arriba del basamento.

Las secciones 1 y 4 que corresponden a cortes transversales a las estructuras que forman la Cabalgadura de Jalpa. Ambas secciones muestran la polaridad y propagación de la deformación del *hinterland* (zona interna) al *foreland* (zona externa), es decir del suroeste al noreste.

La cabalgadura del Jalpa corresponde a una estructura fallada de flexura de falla con geometría del plano de la falla: *flat-rampa-flat*, pero el anticlinal que se forma en este tipo de estructuras parece no distinguirse en las secciones 1,2,3 y 4, típicamente como en otras estructuras en cadenas montañosas.

En su lugar están presentes estructuras plegadas con fallas de alto ángulo, que fueron formadas previas a la cabalgadura de Jalpa.

Las estructuras A, B, C D y E de la sección 1 y estructuras P, Q, R y S de la sección 4, fueron transportadas en la Cabalgadura de Jalpa y formadas en el Eoceno Tardío, excepto la estructura J de la sección 3, la cual muestra claras evidencias de capas pre-cinemáticas del Oligoceno y capas sin-cinemáticas del Mioceno Inferior (Figura VII.4.1).

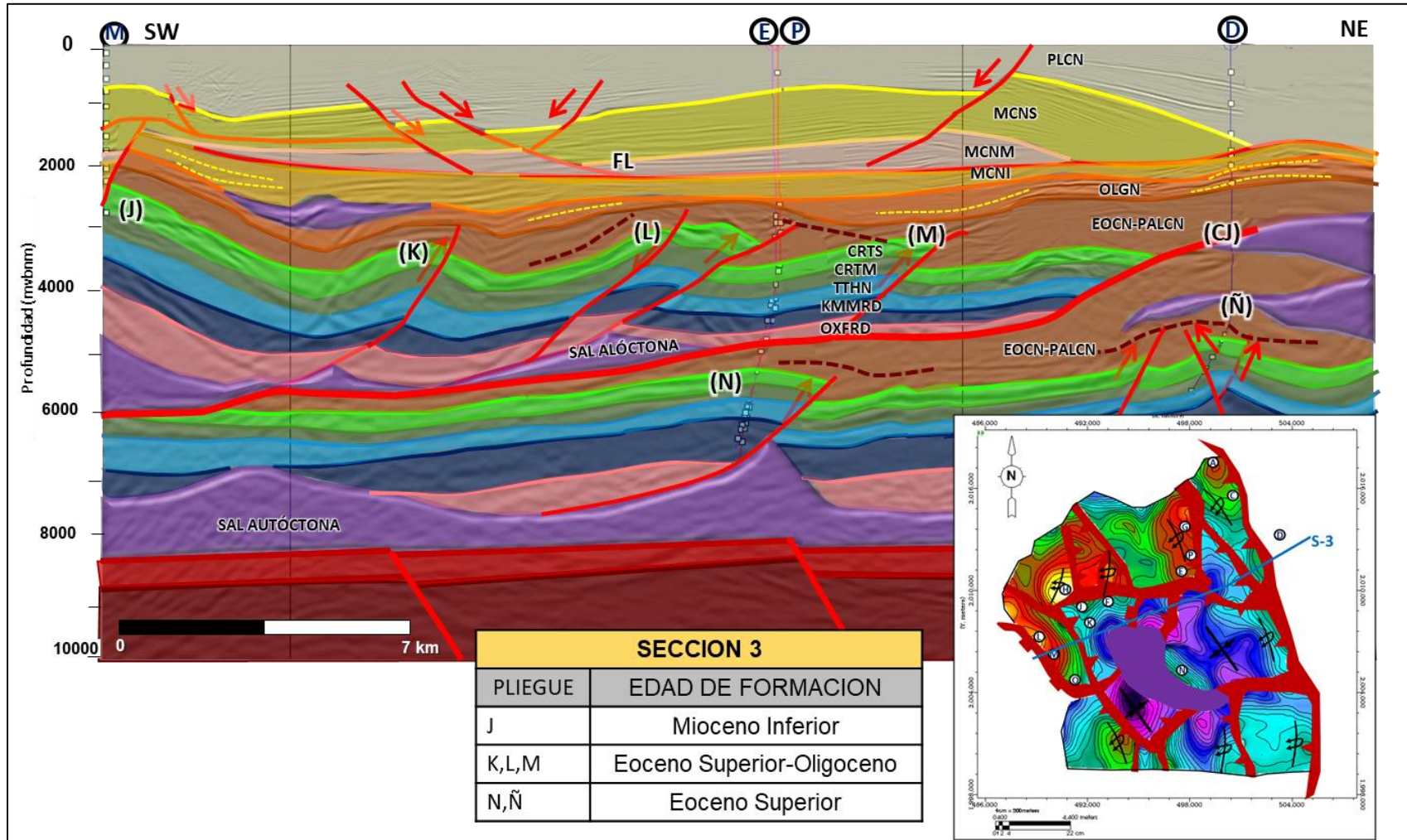
Además, en la mayoría de las 9 estructuras del bloque alto de la cabalgadura existen claras evidencias de capas post-cinemáticas del Mioceno Medio y capas sin-cinemáticas del Oligoceno, que contornean los pliegues mencionados.

Los pliegues de tipo asimétrico, convergencia dominante al noreste y presentan longitudes aproximadas de 4 km y amplitudes de 2.5-3 km. Además, presentan relieves a nivel del Cretácico Superior entre 0.5 y 1 km y forman el bloque alóctono de la

cabalgadura regional, misma que fue transportada de su ubicación original en dirección del acortamiento suroeste-noreste aproximadamente 19 km, según los modelos restaurados en este trabajo.

El bloque de rocas que yacen bajo la cabalgadura de Jalpa tuvo un transporte menor al bloque alto, por lo que se puede considerar pseudo-autóctono, porque ha tenido transporte relativo, aunque la presencia de cabalgaduras frontales en la región marina implica que también sufrió acortamiento.

Los pliegues en el bloque bajo de la cabalgadura también son de tipo asimétrico, con vergencia dominante al suroeste, aunque existen algunos de vergencia al noreste o tipo *pop-up* de doble vergencia presentan longitudes aproximadas de 7 km y amplitudes de 3-4 km, presentando relieves a nivel del Cretácico Superior entre 0.5 y 0.7 km.



**Figura VII.4.1.** Sección sísmica con dirección suroeste-noreste mostrando la estructura cabalgada de Jalpa (línea roja gruesa). Se documenta una cadena de pliegues de longitudes variables asociados a fallas de alto ángulo en su mayoría con transporte tectónico hacia el foreland (noreste) (Estructuras A, B, C, y D) en el bloque alto y estructuras E y F en el bloque bajo. Sistema de fallas listricas recientes (FL). El mapa corresponde a la cima de CRTS alóctono. Las líneas marrón corresponden a las Cuñas de estratos sin-tectónicos, del Eoceno superior y del Oligoceno? -Mioceno Medio en amarillo.



## **VII.5. Ejemplos de modelos conceptuales**

Muchas de las principales reservas de petróleo en el mundo, se encuentran en cinturones de pliegues y cabalgaduras. Estudiar estas estructuras para caracterizar sus elementos estratigráficos y estructurales es necesario para entender su evolución geológica y predecir la geometría de las estructuras en el subsuelo.

Las montañas canadienses y los Apalaches son ejemplos típicos de cinturones de pliegues relacionados a fallas. En estas regiones se logran visualizar pliegues con amplitudes que van desde los centímetros a kilómetros.

### **VII.5.1. Cadena montañosa de los Apalaches**

La estructura de los Apalaches es un sistema de fallas inversas casi horizontales, a lo largo de las cuales, estratos de rocas se mueven unas sobre otras. Estos estratos tienen espesores de cientos o miles de metros.

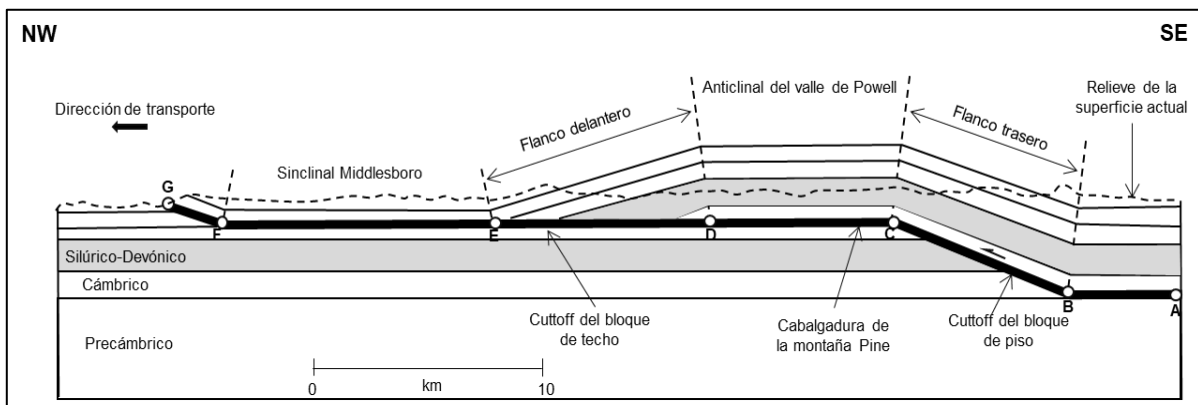
Marshak, S y Wilkerson S., (2004) estudiaron una sección de la montaña *Pine* en el sureste de los Apalaches. En ellas se desarrolló una falla dentro de una secuencia paleozoica durante la orogenia Alleghaniana, cuando África colisionó con Norteamérica.

Como se observa en la imagen 6.6, el desplazamiento de la cabalgadura de Jalpa pone los estratos viejos arriba de los jóvenes. En el caso de las montañas Pine, los estratos del Cámbrico, son desplazados sobre las capas del Silúrico. (Figura VII.5.1).

Los *flats*, comúnmente tienen mayor longitud que las rampas, y por lo general, se encuentran dentro de estratos incompetentes (débiles) como evaporitas. Las rampas, por otra parte, se desarrollan en rocas competentes (fuertes) como areniscas y/o calizas.

En el sistema de Pliegues Cabalgaduras del Alto de Jalpa, el despegue basal yace paralelo a los estratos evaporíticos del Calloviano. El despegue superior yace paralelo a estratos arcillosos del Paleógeno. La rampa, corta por completo los estratos carbonatados y arcillosos del bloque autóctono, comportándose como una cabalgadura con geometría de Plano-Rampa-Plano, cuya longitud de los *flats*, es mucho mayor a la rampa.

Estas características, la hacen similar a la estructura de los Apalaches, aunque las cabalgaduras del área del sur de México tienen otros elementos que diferencian de la estructura en *Pine*.



**Figura VII.5.1.1.** Sección de la cabalgadura en la Montaña Pine, (Marshak, S y Wilkerson S., 2004).

### **VII.5.2. Cadena montañosa canadiense**

Las montañas canadienses son los cinturones de pliegues y cabalgaduras más estudiados, debido a su potencial de hidrocarburos que albergan en sus frentes de cabalgadura. Sus estructuras, han sido ampliamente analizadas, con la finalidad de fortalecer la exploración y producción de aceite y gas, tanto en yacimientos convencionales como no convencionales.

Dahlstrom, C.D,1997. describe su historia de deformación, marcada por un desplazamiento al norte durante la orogenia Laramide del Campaniano al Eoceno. El acortamiento regional propició la formación de pliegues, que posteriormente fueron cortados por numerosas fallas inversas que han engrosado considerablemente el espesor sedimentario.

Este autor, enumera algunas características geológicas encontradas en estas montañas, relacionadas a pliegues y cabalgaduras formadas en un orden secuencial de oeste a este, cuyos despegues convergen en un despegue basal con un ligero echado al oeste. Estas características incluyen:

1. Gran longitud.
2. Amplitud relativamente pequeña.
3. Existe un despegue basal dentro del cual se originan más despegues superficiales y cabalgaduras que convergen
4. Deformación secuencial del *hinterland* al *foreland*.
5. Se produce una cuenca que se llena con sedimentos derivados del levantamiento de áreas y deformación por pliegues y cabalgaduras.

Los estilos estructurales entre las estructuras de Jalpa y las montañas canadienses se describen como pliegues asimétricos cortados por fallas inversas con vergencia preferencial en dirección al transporte tectónico las fallas convergen en un despegue basal.

La Cabalgadura de Jalpa presenta, en cierto grado, un comportamiento estructural similar a las montañas canadiense, pero también diferencias marcadas como la presencia de un despegue dúctil de sal que controla lateralmente la longitud de los pliegues y la vergencia de estos.

## **VII.6. Modelos restaurados 2D**

La restauración bidimensional es el modelado estructural en el que se tiene mayor control y precisión del análisis de geometrías a través de interpretación balanceada de secciones transversales y algunas pruebas cinemáticas del desarrollo de estructuras.

La orientación de estas secciones debe coincidir (en la medida de lo posible) con la dirección de la deformación o la dirección en que fue transportado el material rocoso, esto es: a) perpendicular a los pliegues b) perpendicular a las fallas inversas.

En trayectorias ondulantes de ejes de pliegues o en pliegues en forma de arco (oroclinos), esta consideración de direcciones perpendiculares pudiera variar y se requiere hacer análisis adicional para definir la mejor dirección de restauración. Aunque de manera general se debe mantener este criterio de direcciones normales a los ejes y fallas.

La metodología de la restauración usada para este trabajo consistió en remover la deformación paso a paso con “modelos inversos” hasta alcanzar el estado no deformado de la sección geológica, atendiendo dos criterios principales para reconocer la edad de la formación de estructuras:

1. Edad relativa de deformación. Esto es, reconocer hasta donde están rotas o deformadas las unidades estratigráficas.
2. Considerando la edad de las capas sin-cinemáticas. La presencia de cuñas de crecimiento en pliegues contraccionales definen con más precisión la cronología de la deformación.

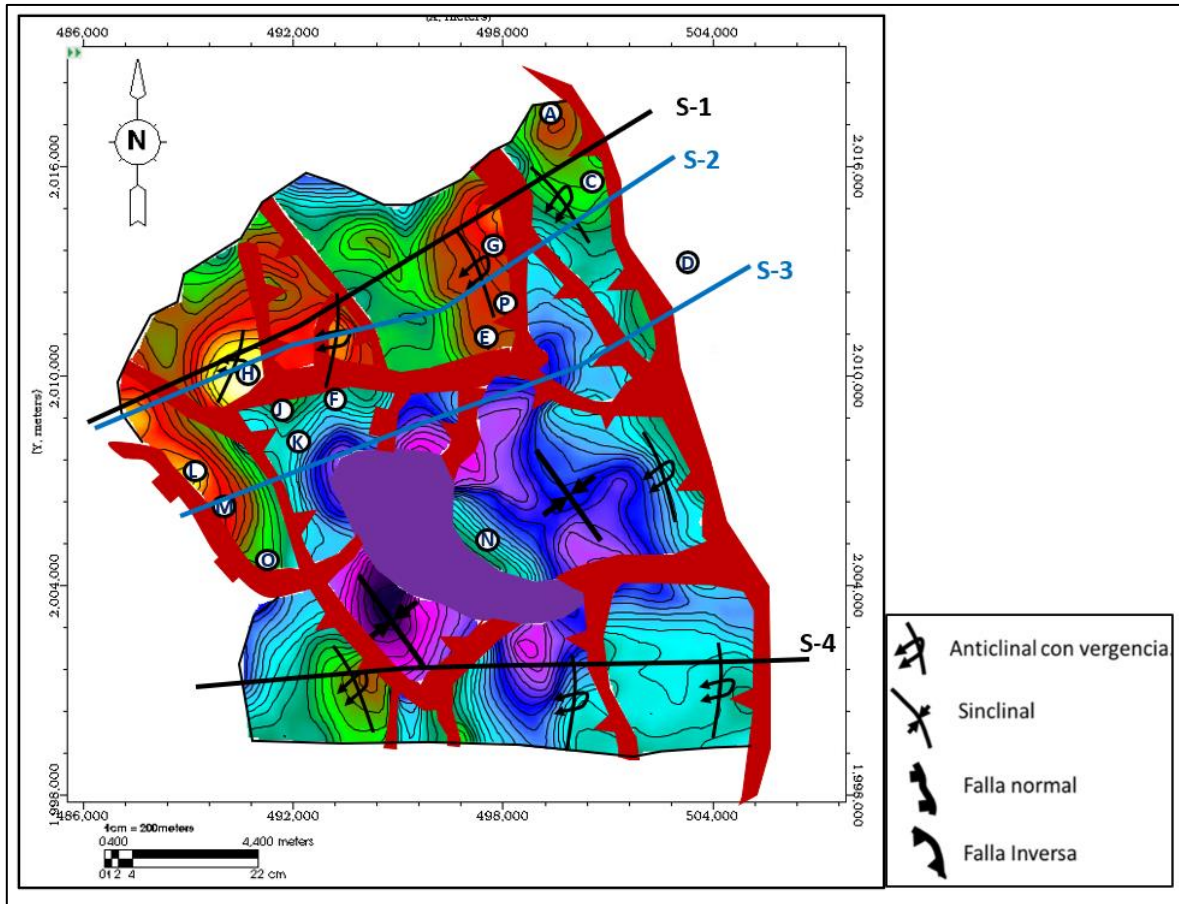
Una premisa importante para la elaboración de modelos estructurales es la de reconstruir la deformación a su estado inicial, considerando que las capas tienen espesores constantes antes y después de la deformación.

Entonces, con base en los estilos estructurales, mecanismos de deformación, secuencia del fallamiento y niveles de despegue, se reconstruye la restauración secuencial. Para este trabajo se modelaron las secciones 1 y 4 transversales. (Figura VII.6.1)

El resultado de este proceso documenta la relación existente entre los diferentes eventos tectónicos con estructuras de plegamiento y fallamiento contraccional, y define la cronología de eventos de deformación.

La orientación suroeste-noreste de los transectos restaurados, es casi paralela a la dirección preferencial de transporte tectónico identificado en el área; siendo esta, perpendicular a los ejes de simetría de las estructuras secundarias

ubicadas en el bloque alóctono, como se muestra en el siguiente mapa de la cima del Cretácico Superior.

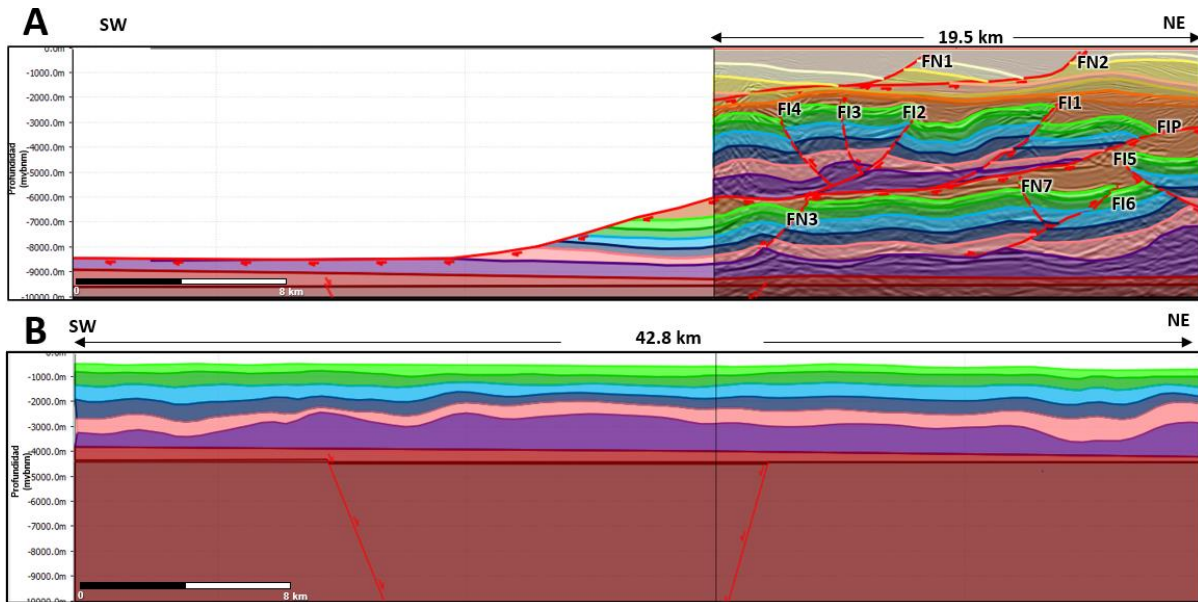


**Figura VII.6.1.** Ubicación y orientación de las secciones estructurales para la restauración secuencial. Mapa estructural de la Cima del CRTS alóctono.

Los dos transectos estructurales seleccionados para efectuar su modelo estructural corresponden a las secciones sísmicas 1 y 4, los cuales fueron interpretados en profundidad y cuenta con una longitud de 19.5 y 17.3 km respectivamente dentro del área de estudio.

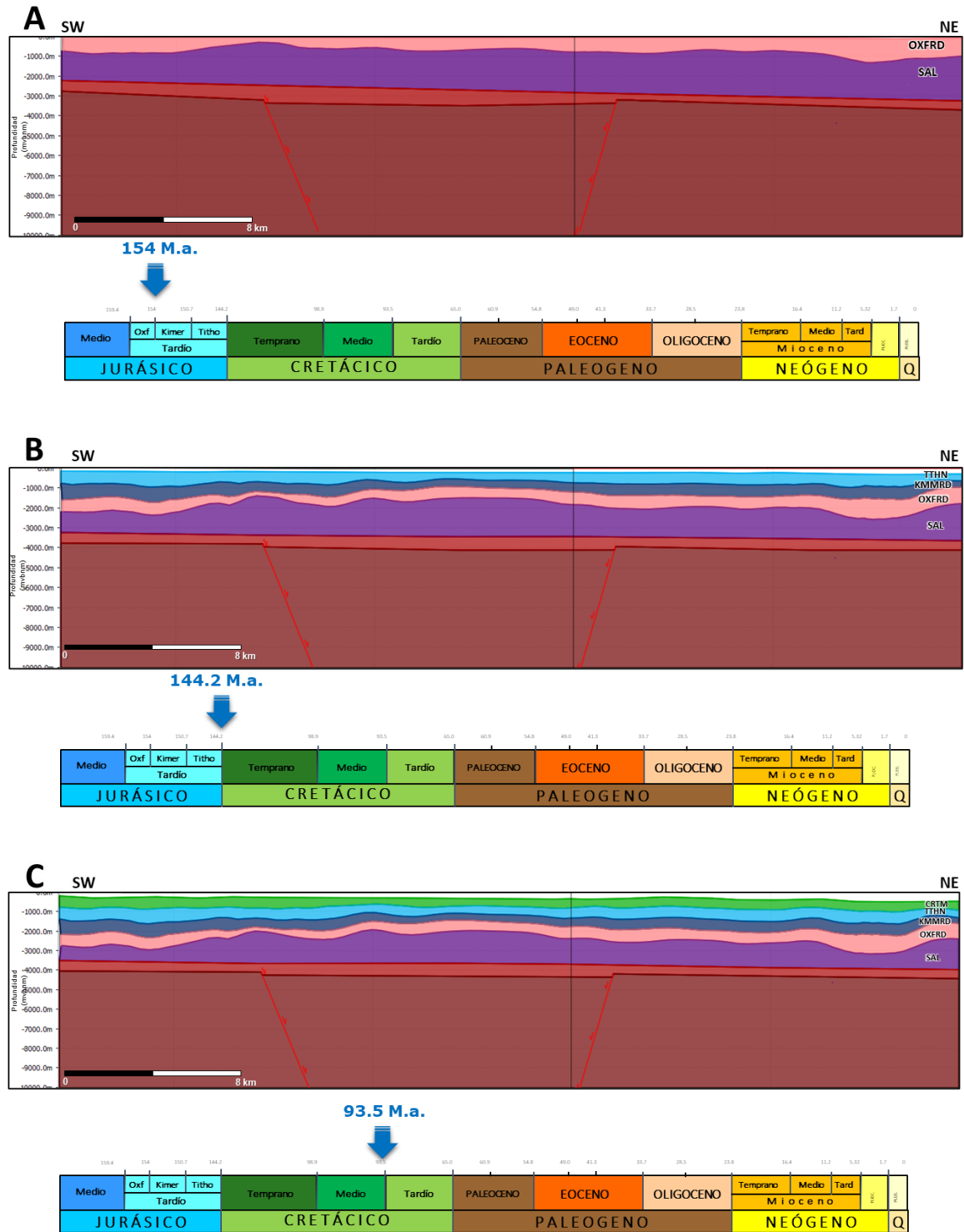
**Sección 1.** La sección estructural (1) tiene una longitud de 19.5 km. El modelado estructural inverso, indica que la cabalgadura de Jalpa se desplazó 20.9 km y otras

estructuras menores 2.4 km. La sección 1 restaurada alcanza 42.8 km, lo que representa un acortamiento de 45% debido a la contracción Chiapaneca (Figura VII.6.2.).



**Figura VII.6.2.** Longitudes del Estadio actual (Sección A) y estadio restaurado en 65 m.a. (Sección B) de la Sección estructural 1 modelada. El estadio actual es la interpretación balanceada de la sección, mostrando el desplazamiento mínimo del bloque alto, considerando la rampa de la cabalgadura de Jalpa inmediatamente fuera del poste oeste de la sección, dando con esta consideración un acortamiento mínimo de 45 % debido a la contracción chiapaneca de plegamiento y fallamiento de Eoceno Tardío y cabalgamiento del Oligoceno-Mioceno.

La restauración de la Sección 1 se documentó en 36 estadios secuenciales o paleosecciones; 11 de ellos, corresponden a restauración cinemática de fallas, 12 a descompactación litológica y 13 estadios corresponden la restauración paleobatimétrica. (Figuras VII.6.3.).



**Figura VII.6.3.** Modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 1 (forward model). Se muestran cuatro estadios, A, B, y C, desde el depósito del Oxfordiano a 154 m.a., Kimmeridgiano a 144 m.a., y el Cretácico Superior a 65 m.a.



La paleosección A de la figura VII.6.3. muestra la restauración de los carbonatos oxfordianos a 154 m.a.; los depocentros de sal Calloviana tuvieron en esta edad, un espesor entre 1,200 m al oeste de la sección a 2,400 m al este de esta.

El estadio del Oxfordiano fue restaurado en condiciones ambientales paleobatimétricas someras. El depósito de estos sedimentos varía de rampa interna a rampa externa entre los 2 a 50 m de profundidad, lo que propicia el desarrollo de carbonatos con micro laminaciones, bioturbación y en algunos intervalos el depósito de anhidrita sin-sedimentaria.

El estadio de los sedimentos del Kimmeridgiano se restauró en una paleobatimetría somera, por lo que se usaron valores similares al anterior, entre 2 a 50 m (Estadio no mostrado).

Las rocas de esta edad son carbonatos depositados en ambientes marinos someros interpretados como zona de rampa interna con orientación suroeste-noreste; estos ambientes se encuentran facies de bancos oolíticos intercalados con lodos calcáreos limpios.

El estadio B del Tithoniano se restauró con una paleobatimetría bajo condiciones neríticas externas a batiales, por lo tanto, se usaron datos de +/- 150 m de profundidad en condiciones de subsidencia pasiva. Estas rocas carbonatadas están asociadas a facies arcillosas y condiciones marinas euxínicas, que favorecieron el depósito de materia orgánica, y constituyen la principal roca generadora.

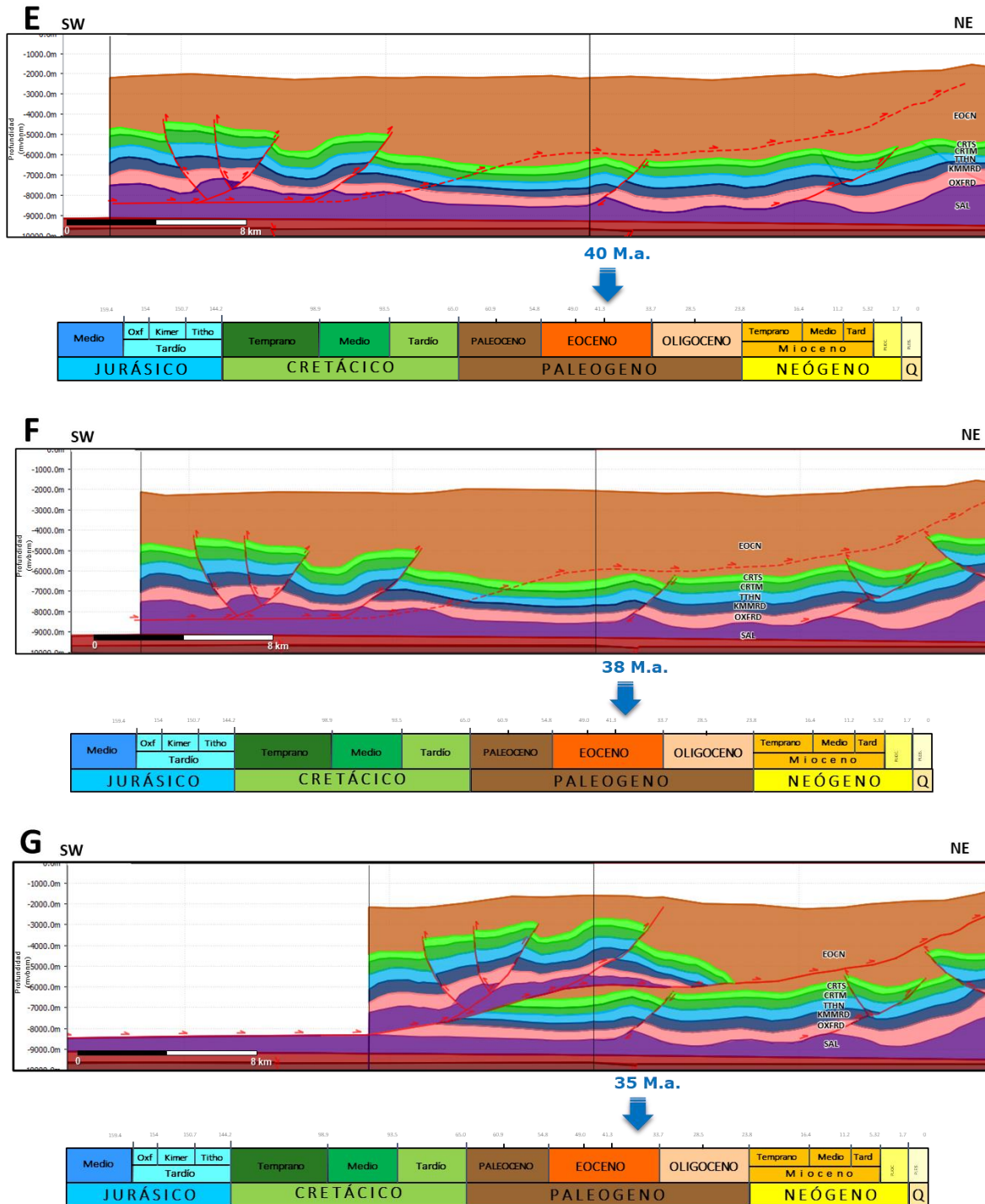
El estadio C a 65 m.a., corresponde a sedimentos carbonatados pertenecientes al Cretácico Medio, se restauró en condiciones paleobatimétricas de 300 a 500 m de profundidad bajo régimen de subsidencia pasiva.

En el área de estudio, estas rocas son depositadas en cuenca, con esporádicos aportes de plataforma. Las facies que corresponden a estas calizas varían de *mudstone* a *wackestone* y *packstone* de bioclastos.

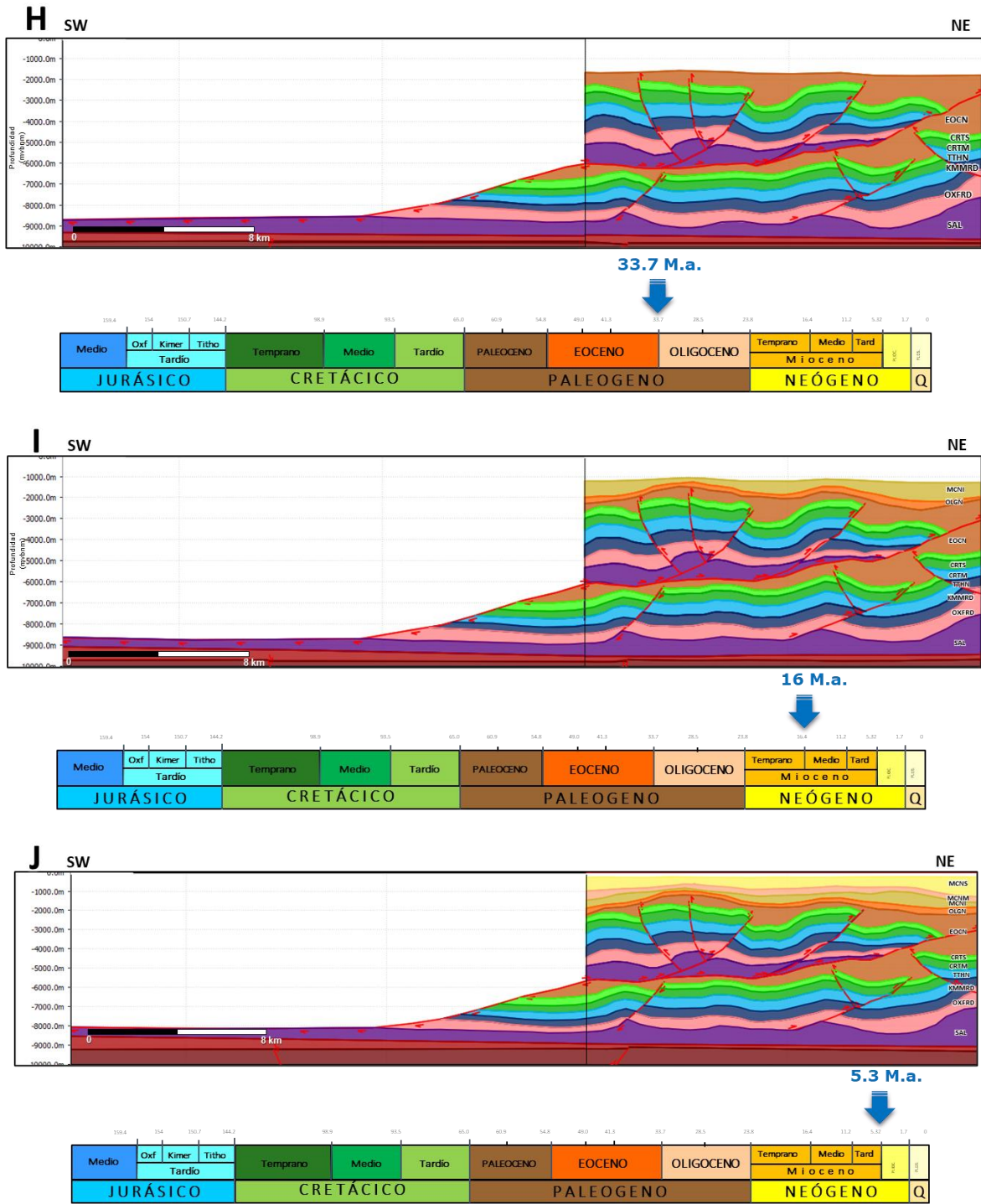
El estadio de los sedimentos del Cretácico Superior se restauró en una paleobatimetría profunda, por lo que se usaron valores de 300 a 450 m, relacionados a un ambiente de cuenca. (Estadio no mostrado).

Los estadios E, F, G de la figura VII.6.4 y H de la figura VII.6.5. corresponden a la formación de las estructuras de edad Eoceno. Los pliegues asimétricos ubicados al suroeste de la sección conservan vergencias opuestas y longitudes aproximadas de 4 km y amplitudes de 2.5 - 3 km. Estos forman el bloque alóctono de la cabalgadura regional que fue transportada de su ubicación original en dirección del acortamiento

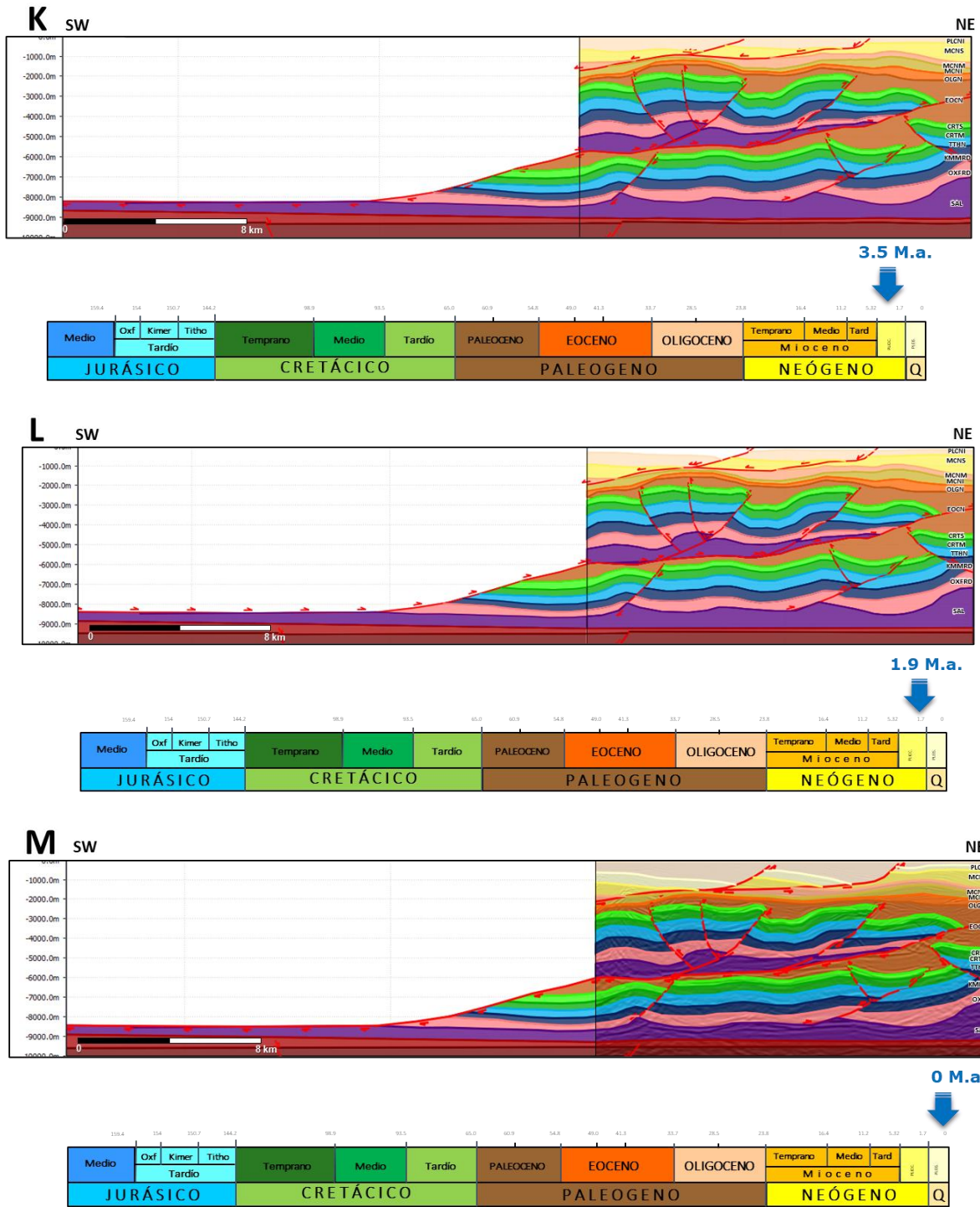
El estadio I a 16.4 m.a., corresponde al depósito del Mioceno temprano en condiciones paleobatimétricas batiales. Este estadio y los previos al tiempo actual, la longitud original de la sección se conserva por arriba del despegue de la falla de Jalpa, exhibiendo su carácter *thin-skin* de la deformación.



**Figura VII.6.4.** Continuación del modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 1 (forward model). Se muestran los estadios E, F y G, que corresponden a la contracción chiapaneca del EOCN. El ambiente de depósito se define como batial inferior-medio.



**Figura VII.6.5.** Continuación del modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 1 (Forward Model). Se muestran cuatro estadios: H, I y J, desde el depósito del Eoceno superior a 33.7 m.a. al Mioceno Superior en 5.3 m.a.



**Figura VII.6.6.** Continuación del modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 1 (Forward Model). Se muestran cuatro estadios K, L y M, desde el depósito del Plioceno inferior a 1.7 m.a. al reciente en 0 m.a. En estos estadios se cuantifico la componente vertical de la extensión donde se reconstruyo el fallamiento normal reciente y el depósito del Plioceno Inferior al Presente con sus referencias de depósito paleobatimétricas.

El estadio J de la figura VII.6.5., corresponde a la restauración paleobatimétrica del Mioceno tardío bajo condiciones ambientales de nerítico externo. El estadio K corresponde a la restauración paleobatimétrica de Plioceno Inferior en condiciones ambientales de nerítico externo.

El estadio L corresponde a un paso intermedio de restauración del sistema de fallas lítricas jóvenes a 1 m.a. y el estadio M corresponde a la restauración no-cinemática en tiempo actual de sistema de dos fallas lítricas despegadas en rocas arcillosas del Mioceno Tardío y Mioceno Medio.

La restauración de estas fallas lítricas fue elaborada con el método de *target-template* paleobatimétrico, ya que el movimiento de fallas en secciones oblicuas no calcula la componente horizontal de extensión, por lo que solo se cuantifica la componente vertical de cada falla.

Las fallas normales e inversas de la sección 1, fueron nombradas con una abreviatura que las distingue a cada una (Figura VII.6.2.) documentando cualitativamente su desplazamiento en la componente horizontal y vertical, figura VII.6.7.

Sección 1										
Estadio	Ambiente de deposito	Método de decompactación	Método restauración de falla	Nombre de la Falla	Extensión (m)		Contracción (m)		Edad	Evento tectónico
					Vertical	Horizontal	Vertical	Horizontal		
00	Estadio Reciente									
01	Transicional								PLCN	Extensión Neógena
02		Airy							PLCN	
03			MOF	FN1	748	1300			PLCN	
04			MOF	FN2	900	1430			PLCN	
05	Nerítico Interno								PLCNI	
06		Airy							PLCNI	
07	Nerítico Externo								MCNS	
08		Airy							MCNS	
09	Batial Inferior								MCNM	
10		Airy							MCNM	
11	Batial Inferior								MCNI	Contracción Chiapameca
12		Airy							MCNI	
13	Batial Inferior								OLGN	
14		Airy							OLGN	
15	Batial Inferior								EOCN	
16		Airy							EOCN	
17			MOF	FPI			3200	20,900	EOCN	
18			MOF	FI1			760	540	EOCN	
19			MOF	FI2			510	250	EOCN	
20			MOF	FI3			150	100	EOCN	
21			MOF	FI4			400	150	EOCN	
22			MOF	FI5			1200	1100	EOCN	
23			MOF	FI6			260	215	EOCN	
24			MOF	FI7			280	160	EOCN	
25			MOF	FN3			430	400	EOCN	
26	Cuenca								CRTS	Nucleación de anticlinales
27		Airy							CRTS	
28	Cuenca								CRTM	
29		Airy							CRTM	
30	Rampa								TTHN	
31		Airy							TTHN	
32	Rampa								KMMRD	
33		Airy							KMMRD	
34	Transicional								OXFRD	
35		Airy							OXFRD	
36	Transicional								SAL	Halocinesis Temprana

MOF: Move On Fault      Desplazamiento total del bloque alóctono sobre la FIP: 20,900 m

**Figura VII.6.7.** Datos tabulados del tipo de restauración de cada estadio de la Sección 1, como el movimiento en falla o target-template paleobatimétrico. Datos de valores de desplazamiento en fallas en ambas componentes y principales eventos tectónicos, de acuerdo con los datos de restauración estructural de cada estadio.

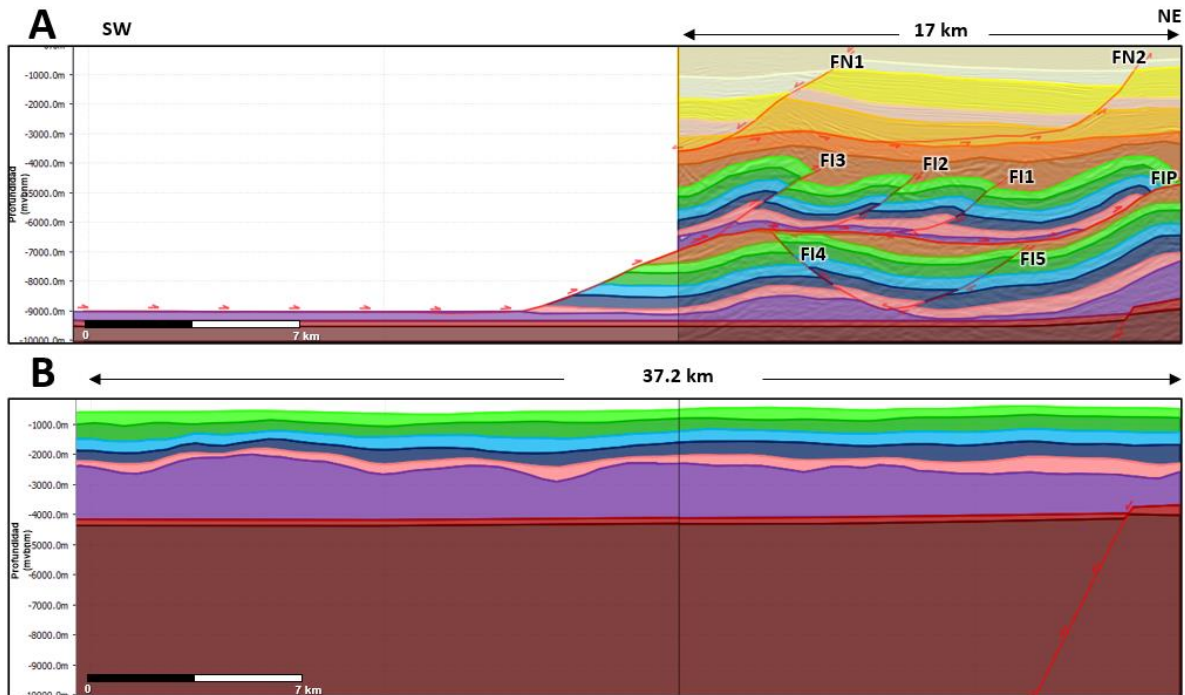
La sección estructural (4) tiene una longitud de 17 km; El modelado estructural inverso en la sección, indica que la cabalgadura de Jalpa se desplazó 18.3 km y otras estructuras menores 1.4 km.

La menor magnitud de desplazamiento de la cabalgadura de Jalpa entre las secciones 1 y 2, indica que el gradiente de desplazamiento de la falla aumenta hacia el noroeste.

La sección 4 restaurada alcanzó una longitud de 37.2 km, esta diferencia entre los estadios, representa un acortamiento de 45% debido a la contracción Chiapaneca.

El modelo estructural de restauración de la sección 4, se elaboró en 33 estadios; 8 de ellos, corresponden a restauración cinemática en las fallas, 12 estadios a descompactación mecánica y 13 estadios corresponden a la restauración del nivel paleobatimétrico de horizontes clave.

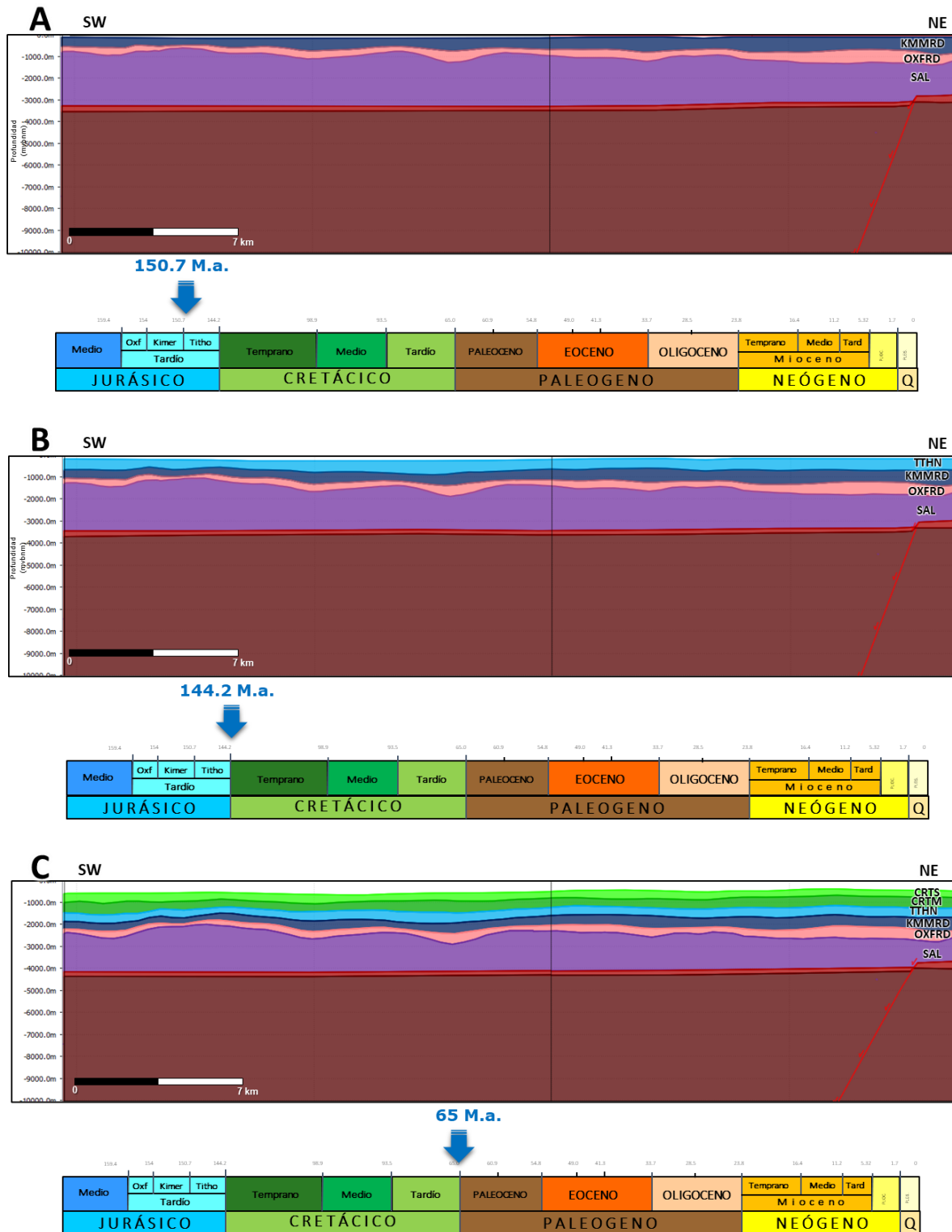




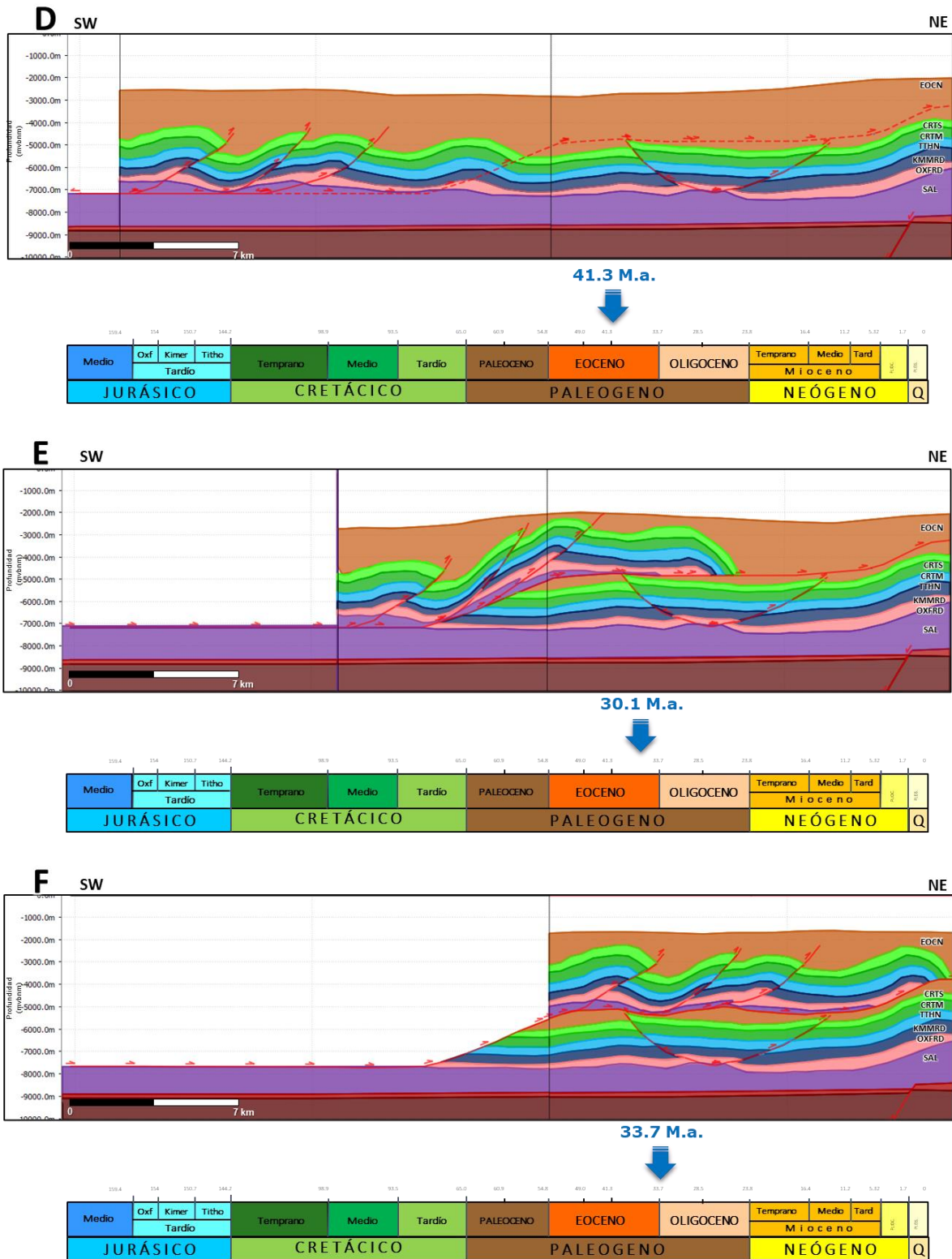
**Figura VII.6.8.** Longitudes del estadio actual de 17 km, (Sección A) y estadio restaurado en 65 m.a. de 37.2 km, (Sección B) de la Sección estructural 2 modelada. El estadio actual es la interpretación balanceada de la sección, mostrando el desplazamiento mínimo del bloque alto de 19.1 km, considerando la rampa de la cabalgadura de Jalpa inmediatamente fuera del poste oeste de la sección, dando con esta consideración un acortamiento mínimo de 45 % debido a la contracción chiapaneca de plegamiento y fallamiento de Eoceno Tardío.

Las fallas normales e inversas de la sección 4, fueron nombradas con una abreviatura que las distingue a cada una (Figura VII.6.8.A) documentando cualitativamente su desplazamiento en la componente horizontal y vertical, ver figura VII.6.8.12.

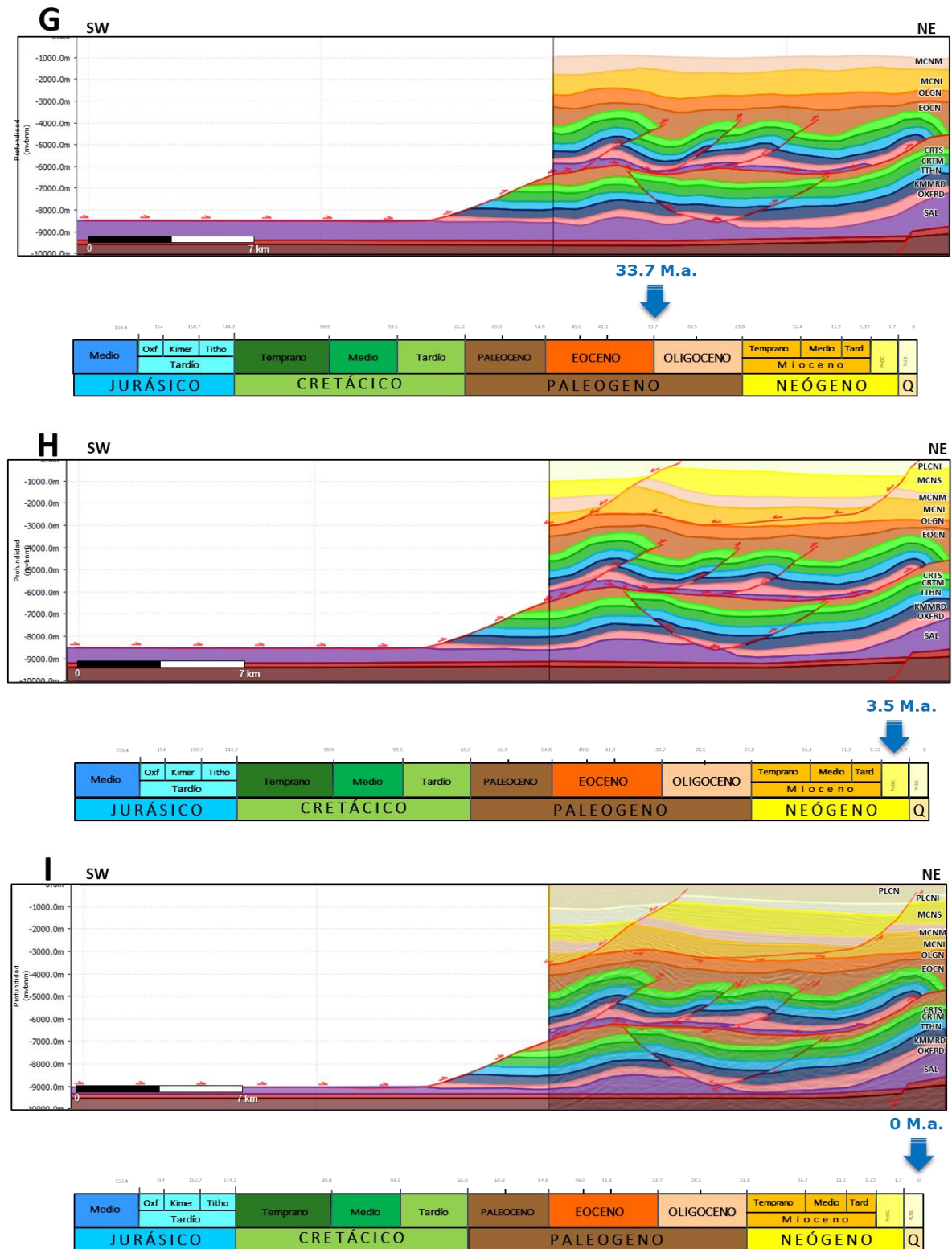
De las figuras VII.6.9 a VII.6.11. se describe el modelo directo de nueve de los principales estadios de restauración, iniciando de 150 a 0 m.a.



**Figura VII.6.9.** Continuación del modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 4 (Forward Model). Se muestran tres estadios: A, B y C, desde el depósito del Kimmeridgiano a 150 m.a., el Tithoniano a 144 m.a. y el Cretácico Superior a 65 m.a. Los estadios muestran la longitud extendida de la sección previa a la contracción.



**Figura VII.6.10.** Continuación del modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 4 (Forward Model). Se muestran tres estadios: D, E y F. Se ilustra el desplazamiento del bloque alto considerando la rampa de la cabalgadura de Jalpa inmediatamente fuera del poste oeste de la sección.



**Figura VII.6.11.** Continuación del Modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 4 (Forward Model). Se muestran tres estadios: G, H e I. El depósito del MCNM en condiciones de batial inferior-Medio, El Plioceno Inferior se deposita en condiciones someras y el ultimo estadio corresponde al reciente.

El estadio del Oxfordiano fue restaurado, similar a la sección 1, bajo condiciones ambientales paleobatimétricas someras. El depósito de estos sedimentos varió entre 2 y 50 m de profundidad, correspondientes a rampas interna y externa: Esta condición propició el desarrollo de carbonatos someros con micro laminaciones de algas, bioturbación y en algunos intervalos el depósito de intermarea de anhidrita sin-sedimentaria. (estadio no mostrado).

En la figura VII.6.9, el estadio A de los sedimentos del Kimmeridgiano se restauró en una paleobatimetría somera, por lo que se usaron valores similares al anterior, entre 2 a 50 m. Las rocas de esta edad corresponden a carbonatos depositados en ambientes marinos someros interpretados como zona de rampa interna con orientación suroeste-noreste. Estos ambientes se encuentran facies de bancos oolíticos intercalados con lodos calcáreos limpios.

El estadio B del Tithoniano, también se restauró con una paleobatimetría bajo condiciones neríticas externas a batiales, como en la sección 1, por lo tanto, se usaron datos de +/- 150 m de profundidad en condiciones de subsidencia relativa. En este estadio las rocas carbonatadas son facies arcillosas bajo condiciones marinas euxínicas, que favorecieron el depósito de materia orgánica, y formaron el principal paquete sedimentario de roca generadora.

El estadio C a 65 m.a., corresponde a sedimentos carbonatados pertenecientes al Cretácico Medio y Cretácico Superior, se restauró en condiciones paleobatimétricas de 300 a 500 m de profundidad bajo régimen de subsidencia pasiva. En el área de estudio, estas rocas son depositadas en cuenca, con

esporádicos aportes de plataforma. Las facies que corresponden a estas calizas varían de *mudstone* a *wackestone* y *packstone* de bioclastos con la presencia de margas en la parte superior.

Los estadios D, E y F de la figura VII.6.10., corresponde a la restauración de la cabalgadura de Jalpa en el Eoceno Medio-Superior bajo condiciones ambientales de Batial Medio-Inferior.

En estadio G de la figura VII.6.11. corresponde a la restauración paleobatimétrica de la cima del Mioceno Medio bajo condiciones de Batial Medio-Inferior.

El estadio H corresponde a la restauración paleobatimétrica de Plioceno Inferior en condiciones ambientales de nerítico externo. En la parte inferior del paquete sedimentario que representa este estadio, ocurrió el sistema de fallas lístricas jóvenes que despegan en rocas arcillosas del Mioceno Inferior.

Este sistema extensional de fallas lístricas tiene despegue diferente al del sistema extensional del norte mostrado en la sección 1, el cual está ubicado en el Mioceno Medio y Superior.

Las fallas normales e inversas de esta sección fueron nombradas con una abreviatura que las distingue a cada una (Figura VII.6.8.A) documentando cualitativamente su desplazamiento en la componente horizontal y vertical, figura VII.6.12.

También hay movimiento de sal en las zonas de falla de contracción y extensión a partir de 11 m.a. al reciente que es cuando se desarrollan los sistemas de estructuras *rollover* regionales y contraregionales, emplazándose cuerpos de sal alóctona, como estructuras de *canopy* y toldos de sal que también fueron removidos durante el proceso de subsidencia de fallas lítricas.

Sección 4										
Estadio	Ambiente de deposito	Método de decompactación	Método restauración de falla	Nombre de la Falla	Extensión (m)		Contracción (m)		Edad	Evento tectónico
					Vertical	Horizontal	Vertical	Horizontal		
00	Estadio Reciente									
01	Transicional								PLCN	Extensión Neógena
02		Airy							PLCN	
03			MOF	FN1	810	1100			PLCN	
04			MOF	FN2	410	450			PLCN	
05	Nerítico Interno								PLCNI	
06		Airy							PLCNI	
07	Nerítico Externo								MCNS	
08		Airy							MCNS	
09	Batial Inferior								MCNM	
10		Airy							MCNM	
11	Batial Inferior								MCNI	
12		Airy							MCNI	
13	Batial Inferior								OLGN	
14		Airy							OLGN	
15	Batial Inferior								EOCN	
16		Airy							EOCN	
17			MOF	FPI			2600	18,370	EOCN	
18			MOF	FI1			180	250	EOCN	
19			MOF	FI2			380	260	EOCN	
20			MOF	FI3			540	270	EOCN	
21			MOF	FI4			380	180	EOCN	
22			MOF	FI5			450	360	EOCN	
23	Cuenca								CRTS	
24		Airy							CRTS	
25	Cuenca								CRTM	
26		Airy							CRTM	
27	Rampa								TTHN	
28		Airy							TTHN	
29	Rampa								KMMRD	
30		Airy							KMMRD	
31	Transicional								OXFRD	
32		Airy							OXFRD	
33	Transicional								SAL	

MOF: Move On Fault

Desplazamiento total del bloque alóctono sobre la FIP: 18,370 m

**Figura VII.6.12.** Datos tabulados del tipo de restauración de cada estadio de la Sección 4, como el movimiento en falla o target-template paleobatimétrico. Datos de valores de desplazamiento en fallas en ambas componentes y principales eventos tectónicos, de acuerdo con los datos de restauración estructural de cada estadio.



### VII.7. Sincronía de elementos del sistema petrolero

El objetivo principal de un modelado del sistema petrolero es la reconstrucción de la historia geológica de una cuenca petrolífera a través de la integración de la información geológico-geofísica relacionada a roca generadora, roca almacén, trampa, sello y procesos de generación, migración, entrapamiento y preservación de los hidrocarburos en tiempo y espacio.

En la figura VII.7.1., se muestra la distribución temporal de los elementos que componen al sistema petrolero en el área del presente trabajo y la relación que guardan entre ellos.

El Sistema Petrolero evaluado corresponde al Jurásico Superior Tithoniano - Kimmeridgiano / Cretácico (j), conocido en la región del sureste, y se encuentra presente y funcionando en el área de estudio.

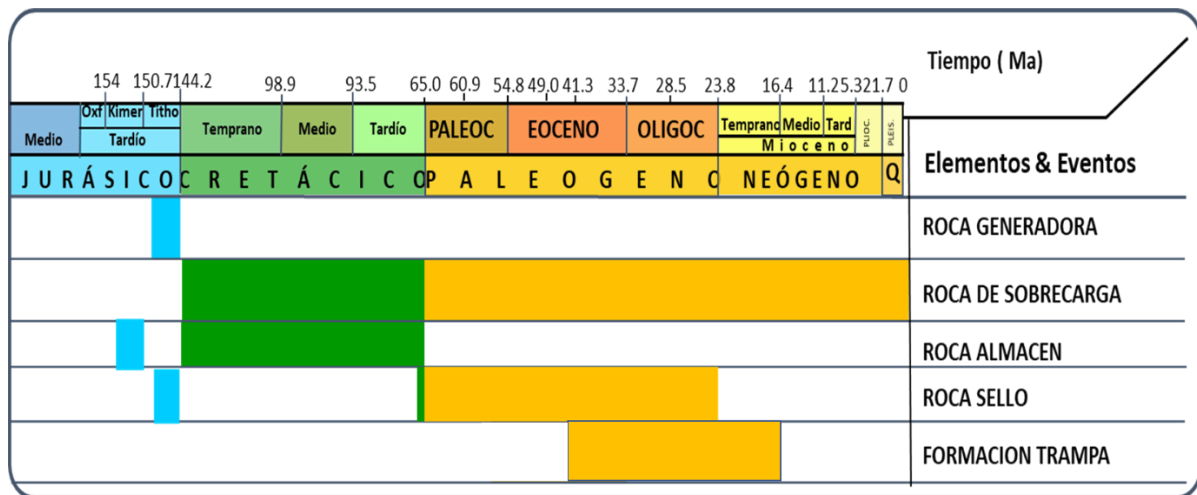


Figura VII.7.1. Tabla de elementos del sistema petrolero.

### **Roca Generadora.**

La principal roca generadora en el Sureste de México ha sido considerada de edad Jurásico Superior Tithoniano, depositada entre 152 y 144 Ma. En este lapso, prevalecieron condiciones altamente reductoras que permitieron la producción de materia orgánica, así como su preservación dando lugar posteriormente a la generación, expulsión y migración del petróleo de acuerdo con su evolución a través del tiempo geológico.

En la región del sureste, el espesor neto generador conocido oscila entre 35 a 400 m. Estas secuencias arcillosas son consideradas como la única roca generadora para el área de la Cabalgadura de Jalpa.

### **Roca de Sobrecarga.**

Se define como rocas de sobrecarga, a las secuencias carbonatadas del mesozoico y las terrígenas del terciario, que sobreyacen a la roca generadora del Tithoniano. Por lo tanto, es posible calcular espesores de sobrecarga de 6 a 7 km, considerando a las rocas generadoras del Tithoniano ubicadas en el bloque autóctono.

### **Roca Almacén.**

Las rocas carbonatadas del Jurásico Superior Kimmeridgiano, Cretácico Medio y Cretácico Superior representan muy buena calidad de roca para almacenar hidrocarburos, como ha sido demostrado en algunos pozos del área. Estas secuencias rocosas han registrado abundantes manifestaciones de gas y aceite, las cuales están asociadas a porosidades relacionadas a microfracturas, recristalización presencia de brechas

### **Roca Sello.**

Se considera roca sello a la parte somera del Cretácico Superior, que se caracteriza por la presencia de margas. También, se incluye la columna sedimentaria del Paleoceno al Oligoceno y parte del Mioceno, que, en su mayoría, se relaciona a rocas arcillosas con sobrepresiones, lo que nos garantiza su impermeabilidad y calidad de sello.

### **Formación de la trampa.**

Los campos mesozoicos descubiertos en la Región Sur son principalmente trampas estructurales formadas por los diferentes pulsos de deformación que han sido documentado a través del tiempo geológico.

Con la información obtenida en los modelos geológicos, se obtuvo la cronología de la formación de las trampas mesozoicas en el área de estudio.

Las trampas de edad Eoceno Medio Superior-Oligoceno, demuestran que están en sincronía con la expulsión y preservación de hidrocarburos, ya que existen campos cuyas trampas tienen la misma edad. Este elemento es el de mayor riesgo ya que ha sufrido diferentes movimientos tectónicos a través del tiempo geológico que pudo romper el sello superior y lateral de las posibles trampas.

## **VII.8. Áreas de Oportunidad**

Con el apoyo de la interpretación sísmica desarrollada en este trabajo, se visualizaron cuatro oportunidades mesozoicas, ubicadas en el bloque autóctono.

Estas propuestas están basadas principalmente en la interpretación 2D de cada una de las secciones.

Los objetivos sugeridos para investigar son el Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmeridginano. Estos carbonatos, como se ha descrito anteriormente, son las mejores rocas almacén en todas las cuencas del sureste. Se espera que ambas secuencias carbonatadas presenten fracturamiento y recristalización.

Para proponer una oportunidad, lo principal es identificar un alto estructural lo suficientemente claro para entrapar hidrocarburos. La amplitud de las trampas es indispensable para acumular el mayor volumen de hidrocarburos. Como se ha visto, las estructuras interpretadas, tienen amplitudes de 5 a 7 km, lo que nos da una buena idea de su distribución dentro del área de estudio.

Un criterio fundamental para proponer estas oportunidades es que los dos objetivos estén dentro del límite operativo de 8 mil metros de profundidad. Es bien sabido, que después de ese límite, los problemas operativos son mas constantes y el control del pozo durante la perforación se hace mucho más complejo, por las altas presiones y temperaturas que se presentan.

El segundo criterio para sustentar estas estructuras carbonatadas es la presencia de rutas de migración. Como podemos observar, tres oportunidades están conectadas la roca almacén con la roca generadora por una falla inversa.

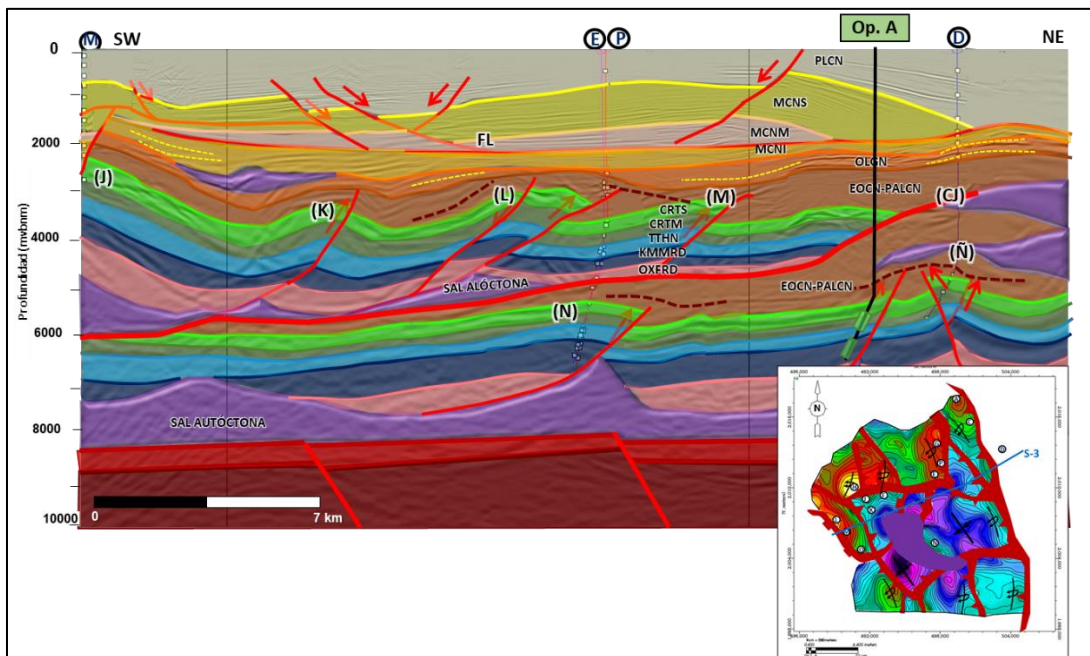
Este elemento del sistema petrolero es vital para la migración de los hidrocarburos. Con ello, podríamos asegurar la carga de las trampas desde una

etapa temprana. Aunque es probable, que posterior a su formación, la trampa haya sido redefinida por los constantes eventos de contracción en el área.

A continuación, se describen las oportunidades:

La oportunidad A, se describe como una trampa estructural en el bloque autóctono asociada a una falla inversa con vergencia al noreste (Figura VII.8.1.). En los dos objetivos Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctono, se propone explorar rocas carbonatadas fracturadas de cuenca y rampa respectivamente.

Es importante señalar, que se espera cortar a +/- 3800 mv una cuña de sedimentos carbonatados someros que corresponden al bloque alóctono de la cabalgadura de Jalpa. El hidrocarburo pronosticado es aceite superligero, el cual correlaciona con los campos aledaños.



**Figura VII.8.1.** Sección sísmica estructural en dirección suroeste-noreste. Se ilustra la oportunidad A, con los objetivos Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctono.

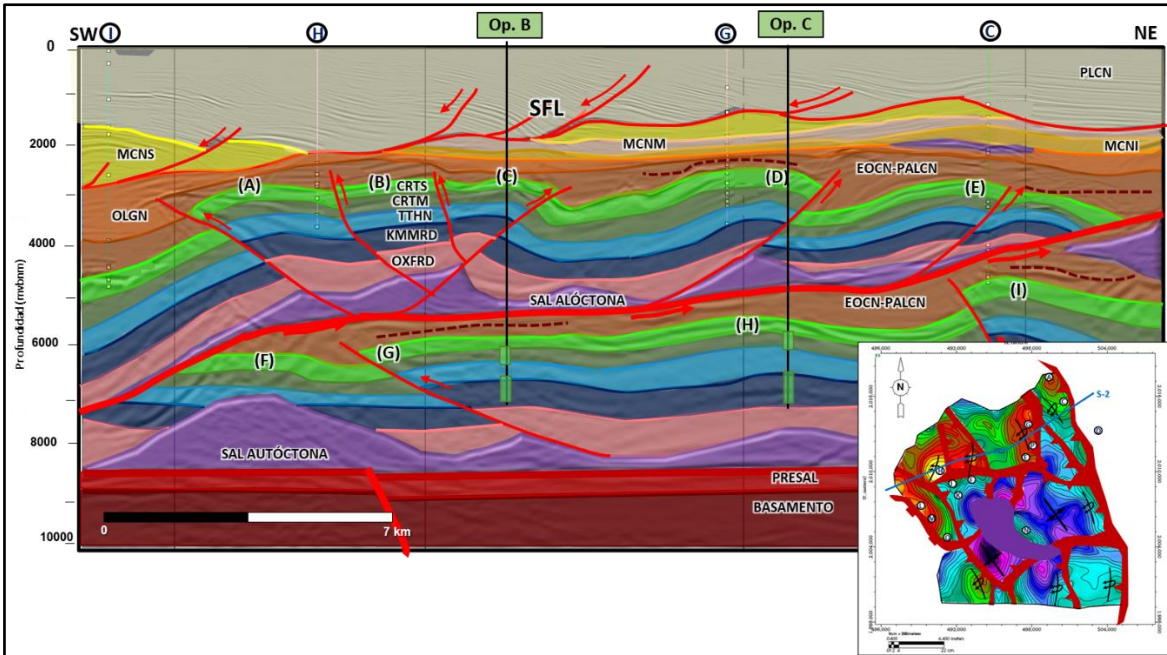
La oportunidad B se interpreta como una trampa estructural asociada a un anticlinal asimétrico relacionado a falla inversa con echado contraregional y despegue en la sal autóctona.

Se proponen los objetivos Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctono, que al igual en la oportunidad A, se pretende explorar sedimentos carbonatados fracturados y ligeramente recristalizados de ambiente de Cuenca y Rampa respectivamente. Estos dos eventos diagenéticos, mejorarían la calidad de roca almacén al aumentar su porosidad.

Se espera cortar a +- 3000 mv un cuerpo masivo de sedimentos carbonatados someros que corresponden al bloque alóctono de la cabalgadura de Jalpa. El hidrocarburo pronosticado es aceite superligero.

La oportunidad C se interpreta un amplio anticlinal simétrico de cierre natural con objetivos en rocas carbonatadas fracturadas Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctono (Figura VII.8.2.).

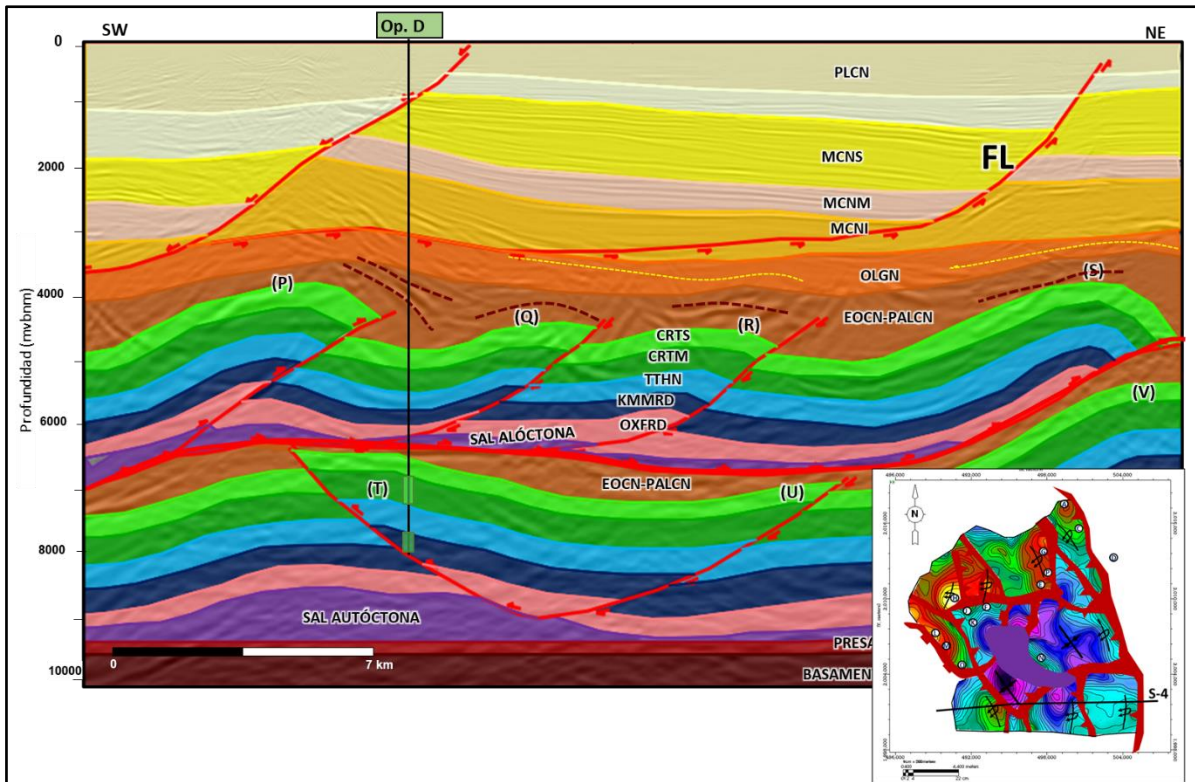
Se espera cortar a +- 2900 mv un cuerpo masivo de sedimentos carbonatados someros que corresponden al bloque alóctono de la cabalgadura de Jalpa. El hidrocarburo pronosticado es aceite superligero.



**Figura VII.8.2.** Sección sísmica estructural en dirección suroeste-noreste. Se ilustra la oportunidad B y C, con los objetivos Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctono.

La oportunidad D se describe como un anticlinal asimétrico asociado a una falla inversa con vergencia al suroeste en el bloque autóctono. Se proponen dos objetivos en rocas carbonatadas del Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctono (Figura VII.8.3.).

Se espera cortar a +/- 4700 mv un cuerpo masivo de sedimentos carbonatados someros que corresponden al bloque alóctono de la cabalgadura de Jalpa. El hidrocarburo pronosticado es aceite superligero.



**Figura VII.8.3.** Sección sísmica estructural en dirección suroeste-noreste. Se ilustra la oportunidad D, con objetivos Cretácico Medio y Jurásico Superior Kimmerigiano autóctonos.



## VIII. CONCLUSIONES

1. De acuerdo con las evidencias estratigráficas de los pozos ya perforados en el área y por la imagen del subsuelo de nuevos datos sísmicos, es posible deducir que la zona de estudio corresponde una estructura cabalgadura de 18 a 20 km de desplazamiento, denominada como “cabalgadura de Jalpa”.
2. El estilo de deformación predominante en el área de estudio es denominado de piel delgada (*thin-skin*), que no involucra el basamento.
3. La estructura cabalgada de Jalpa es un claro ejemplo de pliegues relacionados a fallas del tipo de “flexura de falla” con geometría del plano de la falla regional: *flat-ramp-flat*.
4. En esta cabalgadura, se interpretan dos segmentos de falla horizontales de despegue, unidas por un segmento de falla tipo rampa de bajo ángulo. El despegue inferior está ubicado en la sal madre (autóctona) y la falla del despegue superior en sedimentos arcillosos de edad Eoceno, ambas con transporte tectónico hacia el noreste, en dirección del *foreland*.
5. Los pliegues en el bloque bajo de la cabalgadura también son de tipo asimétrico, con vergencia dominante al suroeste, aunque existen algunos de vergencia al noreste o tipo *pop-up* de doble vergencia que presentan longitudes aproximadas de 7 km y amplitudes de 3-4 km.
6. Existe un sistema de estructuras extensionales recientes, sobrepuestos a las estructuras contraccionales antiguas. Este sistema de fallas está orientado sensiblemente este-oeste, siendo la expulsión de cuerpos evaporíticos

probablemente el mecanismo de la subsidencia y deformación de extensión moderada.

7. De acuerdo con los rasgos sísmicos y datos de pozos, es posible inferir que la edad del emplazamiento del bloque alóctono de Eoceno -Oligoceno, con pulsos de deformación del Mioceno Medio.
8. El elemento del sistema petrolero de mayor riesgo es la preservación de la trampa. Esto se debe a que el área se ha mantenido en una constante evolución geológica que ha afectado los sellos laterales y la estabilidad de las posibles estructuras.

## BIBLIOGRAFÍA

**Aranda-Garcia, M.**, 1999, Evolution of Neogene Contractional Growth Structures, Southern Gulf of Mexico, Tesis de Maestría, The University of Texas at Austin.

**Aranda García M.** 2013, Reporte de asistencia técnica, Pemex Exploración y Producción.

**Aranda García M. et al**, 2010, Provincias geológicas de México, Reporte interno, Pemex Exploración y Producción.

**Allmendinger, R.W.**, 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds: *Tectonics*, v. 17, pág. 640-656.

**Beristain Suarez C. A.**, 2014, Exploración en el área Alto de Jalpa, Tabasco, México, tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.

**Casini, G, et al**, 2011, Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran, *Geological Society of London*, Col 17, pág. 263-282.

**Chávez Valois V.M. et al**, 2011, Detalle estructural de los Plays mesozoicos, Reporte interno, Pemex Exploración y Producción.

**Chávez Valois V.M.**, 2010, ¿De dónde proviene el Concepto del Alto de Jalpa?, *Gaceta AMGP delegación Villahermosa*, Vol. 1, número 7, pág. 5-10.

**Contreras, J.**, 2010, A model for low amplitude detachment folding and syntectonic stratigraphy based on the conservation of mass equation: *Journal of Structural Geology* v. 32, pág. 56 – 579.

**Dahlstrom, Clinton D. A.**, 1970, Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains, Bulletin of Canadian Petroleum Geology Vol. 18, No. 3. pág. 332-406.

**Erslev, E.A.**, 1991, Trishear fault-propagation folding: Geology, v.19, pág. 617-620.

**Fossen, H.**, 2010, Structural geology, Cambridge University Press.

**Goldhammer, R.K.** et al, 1999, Desarrollo tectónico, estratigráfico y del sistema de hidrocarburos del borde sur del golfo, México y Guatemala: una síntesis.

**Gibbs, A.D.**, 1984, Structural evolution of extensional basin margins: Jour. Geol. Soc. London, v. 141, pág. 609-620.

**Guzmán-Vera E. Aranda-García M**, 1994, Inversión estructural, un nuevo concepto sobre la evolución de la cuenca de Macuspana y sus implicaciones en la acumulación de hidrocarburos, Geología y Geofísica Petrolera, V-1, pág. 214.

**Hudec, M.R.**, and Jackson, M.P.A., 2007, Tera infirma: Understanding salt tectonics: Earth- Science Reviews, v. 82, pág. 1–28.

**Instituto Mexicano del Petróleo**, 2010, Modelado geológico estructural en el área Mancuernillas – Caletón en la región sur, Informe técnico.

**Juárez Placencia J. I.** et al, 2007, Estudio de análisis y evaluación de plays, caracterización de Fracturas del mesozoico del área Chiapas-Tabasco, Informe interno, Pemex Exploración y Producción.

**Loveland, A.**, 2003, Evolution of fractures in a fold-and-thrust belt and the associated deformed foreland basin: An example from the northeastern Brooks Range and the Eastern Colville Basin, Alaska, University of Alaska.

**Marshak, S.**, 2004, Salients, recesses, arcs, oroclinal, and syntaxes—A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts, *Memoria AAPG* 82, pág. 131 – 156.

**McMechan M. E., R. I. Thompson**, 1989, Structural Style and History of the Rocky Mountain Fold and Thrust Belt, *Western Canada Sedimentary Basin: A Case History*, pág. 47-71.

**Mitra, S.**, 1990, Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, pág. 921-945.

**Morley, C.K., King, R., et al.**, 2011, Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review: *Earth-Science Reviews* 104, pág. 41– 91.

**Olvera Barroso, I. S.**, 2013, Análisis estructural y sus implicaciones en la ocurrencia de hidrocarburos en la planicie costera de Tabasco, México, tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.

**Ozkul, C.** 2014, Fracture Abundance and Strain in Folded Cardium Formation, Alberta Fold-and-Thrust Belt, Canada, University of Austin, Texas.

**Padilla y Sánchez, R. J.**, 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, número 1, pág. 19-42.

**Padilla y Sanchez, R. J.**, 2013, *Geología estructural*, Primera edición, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C.

**Pashin, J. C.**, 2009, Shale gas plays of the southern Appalachian Thrust Belt, International Coalbed & shale gas symposium, University of Alabama, pág. 1- 14.

**Pemex-PEP**, 2007, Estudio de caracterización de Yacimientos, Complejo A. J. Bermúdez, Informe interno, Pemex Exploración y Producción.

**Pindell J. et al**, 2002, Análisis paleogeográfico mesozoico-cenozoico y dinámica de cuencas en el golfo de México profundo y márgenes: la relación entre evolución tectono-sedimentaria y sistemas petroleros. PEP-Tectonic Analysis. Informe Interno, Pemex Exploración y Producción.

**Pindell J, et al**, 2008, Refinement of Jurassic tectonic evolutionary model using new magnetics data, and 2D process oriented gravity modelling of rifting, subsidence, and heat flow history, eastern Mexican margin and western Gulf of Mexico, Final project summary report, Tectonic analysis Ltd.

**Pluijijm B., Marshak S.**, 2004, Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics, segunda edición, WW Norton & Company.

**Poblet, J., and McClay, K.**, 1996, Geometry and kinematics of single-layer detachment folds: American Association of Petroleum Geologists Buletin, v. 80, pág. 1,085-109.

**Rowan M. G., and Linares R.**, 2000, Fold-Evolution Matrices and Axial-Surface Analysis of Fault-Bend Folds: Aplication to the Medina Anticline, Eastern Cordilera, Colombia: American Association of Petroleum Geologists Buletin, V. 84, pág. 741–764.

**Solís, H, et al**, 2002, Estudio estratigráfico de la caliza Macuspana en la porción sur de la cuenca de Macuspana, Informe interno, Pemex Exploración y Producción.

**Sánchez-Montes de Oca, R.**, 2006, Cuenca del Sureste: Reporte interno, Pemex Exploración y Producción.

**Sosa, P.A.A., et al**, 2006, Estudio de Plays en las Cuenas Terciarias del Sureste de México, Informe interno, Pemex Exploración y Producción.

**Spenser, E. W. et al**, 2005, Structural analysis of the central Appalachians, western Virginia, University Lexington, Virginia. pág. 143.147.

**Supe, J.**, 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, v. 283, pág. 684-721.

**Suppe, J.**, and Medwedeff, D., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 83, pág. 409-454.

**Trejo Vázquez, E.**, 2008, Caracterización Tectónica-Estructural en el área de estudio Kuche Tupilco, para la evaluación de las trampas estructurales del Play Brecha del Cretácico Superior y del Play bancos oolíticos del Jurásico Superior Kimmeridgiano, mediante la metodología de Plays Fairway”, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.

**Tozer, R.S.J, et al**, 2001, Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy, EGU Stephan Mueller Special Publication Series, Vol. 1, pág. 181–194.

**Wu, Jonathan E., Ken R. McClay**, 2011, Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: Dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion, Memoria AAPG 94, pág. 301- 333.

**Xiao, H., Supe, J.**, 1992, Origin of Roloer, AAPG Bul., V. 76, pág. 509-529.



## LISTADO DE FIGURAS

<b>Figura.III.1.1.</b>	<i>Ubicación geográfica del área de estudio.....</i>	13
<b>Figura III.2.1.</b>	<i>Ubicación geológica del área de estudio. (Modificado de Pemex, 2010).....</i>	14
<b>Figura III.3.1.</b>	<i>División del territorio mexicano en provincias fisiográficas. El área de estudio se ubica sobre la provincia 13, Llanura Costera del Golfo Sur (INEGI, 2016).....</i>	15
<b>Figura III.5.1.</b>	<i>Tres estadios de restauración. Se muestra el mapa de ubicación y la corrección del acortamiento en la sección oblicua de 25.2 km a 19.7 en una proyección transversal a las estructuras, (Mario Aranda, 2013).....</i>	18
<b>Figura III.5.2.</b>	<i>Sección estructural en dirección oeste-este, mostrando las estructuras. El mapa corresponde al nivel del CRTM del bloque autóctono (tesis de Maestría Beristain Suárez, 2014).....</i>	19
<b>Figura IV.1.</b>	<i>Diagrama de flujo de la metodología de trabajo.....</i>	22
<b>Figura IV.1.2.1.</b>	<i>Ejemplo de base de datos generada para cada pozo.....</i>	23
<b>Figura IV.2.1.</b>	<i>El recuadro marrón es la porción del volumen 3D usado en el desarrollo del trabajo.....</i>	25
<b>Figura IV.2.2.</b>	<i>Imagen sísmica utilizada para el trabajo de interpretación.....</i>	26
<b>Figura IV.3.1.1.</b>	<i>El concepto de restauración en una dimensión donde el marcador es horizontal. La extensión es definida por comparación entre el estado deformado y no deformado, (Fossen, 2010).....</i>	28
<b>Figura IV.3.1.2.</b>	<i>En los algoritmos para restauración con targets denominados unfolding; la restauración puede ser por cizalla simple, deslizamiento flexural o por longitud de línea. Los algoritmos de restauración de fallas, denominado Move on fault, el movimiento de la falla puede ser con cizalla simple, flujo paralelo en la falla, trishear o de flujo elíptico en la falla, para modelado inverso de fallas. Para modelado directo de pliegues relacionados a fallas, el movimiento en la falla puede ser, pliegue por flexura de falla, pliegue por propagación de falla o pliegue de despegue. ....</i>	31
<b>Figura IV.3.1.3.</b>	<i>Con el método de la descompactación, es posible calcular de forma cualitativa, el volumen de roca que disminuye conforme aumenta la profundidad y la sobrecarga. Los datos almacenados en la base de datos son esenciales para obtener un resultado más certero.....</i>	32
<b>Figura IV.3.1.4.</b>	<i>Tabla de propiedades de las rocas. El Programa 2D-MOVE© almacena los datos de litología para definir los valores de porosidad y coeficiente de profundidad utilizados para la descompactación.....</i>	33
<b>Figura IV.3.1.5.</b>	<i>Tabla paleobatimétrica general de las áreas petroleras de México (Informe interno de Pemex, 2000).....</i>	34
<b>Figura V.1.1.</b>	<i>La cuña de arena se ensancha con el acortamiento continuo; las cabalgaduras más jóvenes generalmente se inician en el hinterland y continúan al foreland., (Marshak &amp; Pluijn, 2004).....</i>	37
<b>Figura V.3.1.</b>	<i>(a) Traza del límite Este del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Sevier en el Oeste de los Estados Unidos. (b) Mapa mostrando las trazas de las principales cabalgaduras en el Oeste del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Wyoming (una parte del cinturón de pliegues Sevier). Note que las cabalgaduras se curvan de modo que son convexas hacia el foreland. (c) sección del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Wyoming. (Marshak--Plujim, 2004).....</i>	39
<b>Figura V.3.2.</b>	<i>Se muestra un abanico imbricado desarrollado por cabalgamiento de avance progresivo. Las cabalgaduras más jóvenes cortan en el Bloque de piso, y las fallas y pliegues más viejas son deformadas por las estructuras más jóvenes. Las líneas punteadas son las huellas de las superficies axiales de los pliegues. En el Tiempo 3, la secuencia de las cabalgaduras es la siguiente: La falla uno es la más vieja y la falla tres es la más joven. (Marshak--Plujim, 2004).....</i>	40
<b>Figura V.3.4.</b>	<i>Modelo conceptual de una estructura dúplex limitado por flats que se forman por un fallamiento de avance progresivo. (Marshak--Plujim, 2004).....</i>	41

<b>Figura V.5.2.</b>	<b>a)</b> Formación de un pliegue por ruptura de cabalgadura, (Tiempo 1) se forma un pliegue asimétrico. <b>b)</b> eventualmente, una ruptura de falla atraviesa el limbo delantero del pliegue (Tiempo 2) (Marshak--Pluijm, 2004).....	43
<b>Figura V.5.3.</b>	Evolución cinemática de las formas geométricas de un pliegue por flexión de falla. (A) inicio del cabalgamiento, X y Y son cortes de falla en el bloque de piso, X' y Y' son cortes de falla en el bloque de techo. (B) Inicio del desarrollo de las bandas Kink limitadas por las superficies axiales A, A', B, B', las capas se pliegan en forma Kink a medida que son transportadas del plano a la rampa de la falla, (C) Después que el corte Y' del bloque de techo rebasa el corte X del bloque de piso; el pliegue solo crece en longitud, mas no en amplitud. (Suppe, 1983).....	44
<b>Figura V.5.4.</b>	Evolución progresiva de un pliegue por propagación de falla. A medida que se incrementa el desplazamiento de la falla inversa, la punta de esta migra hacia arriba, plegando los estratos que se encuentran frente a ella, (Suppe-Medwedeff, 1990).	45
<b>Figura V.5.5.</b>	Sección de pliegues detachment en el foreland de las montañas Jura, suiza. Observe que los pliegues no involucran el basamento. El núcleo de los pliegues se rellenó de roca dúctil al momento de la formación de las estructuras, (Marshak & Pluijm, 2004).	46
<b>Figura V.6.1.</b>	Falla lítrica simple. Modelo con 6 cm de extensión. (McClay, 1992).....	47
<b>Figura VI.1.1.</b>	Mapa de ubicación de localidades y pozos con amonitas, (círculos y triángulos amarillo). Pozos que cortaron basamento (círculo morado). Las localidades con mediciones radiométricas se simbolizan con cuadros rojos (Pantoja, 1914), cuadros cafés (Castro, 1975) y cuadros azules (Weber, et al, 2006). Localidades de columnas paleozoicas en cuadro azul (Hernandez, 1973). (Modificado de Olvera-Barroso, 2013).....	49
<b>Figura VI.2.1.</b>	Columna estratigráfica de la Provincia Petrolera Sureste (Escalera y Hernández, 2010).....	52
<b>Figura VI.2.2.</b>	Modelo paleoambiental del Kimmeridgiano (Dykaisr, 2010).....	53
<b>Figura VI.2.3.</b>	Modelo paleoambiental del Cretácico Medio, (Chávez, et al., 2007).....	54
<b>Figura VI.2.4.</b>	Modelo paleoambiental del Cretácico Superior (Milland y Soriano 2008, modificado por Rojas 2010).....	55
<b>Figura VI.3.1.</b>	Tendencias magnéticas identificadas de un mapa de intensidad magnética total como una anomalía magnética marina posible, junto con algunas zonas de fracturas curvilíneas aparentes, (Pindell, et al, 2008). .....	58
<b>Figura VI.3.2.</b>	Elementos tectónicos del sureste de México, (Aranda-García, 1999).....	59
<b>Figura VI.3.3.</b>	Mapa de ubicación de estructuras contraccionales alrededor del Golfo de México, mostrando la posición de las estructuras de este estudio en el polígono gris al que, Aranda (1999) denominó Cinturón Neógeno del sur de México. Otros sistemas contraccionales más antiguos como el Cinturón Plegado cabalgado Ouachita (OFTB), el Cinturón Plegado Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMOFTB) o Cinturones de aguas profundas Como el Mississippi FTB, Perdido FTB o las Cordilleras Mexicanas FTB. (Modificado de Salvador, 1991 en Aranda, 1999).....	60
<b>Figura VI.4.1</b>	Columna tipo de área de estudio. ....	63
<b>Figura VI.4.1.1.</b>	Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) mudstone café oscuro, finamente recristalizado, presenta microfracturas rellenas por calcita con ligera impregnación de aceite. Y (B) mudstone con microfracturas con ligera impregnación de aceite. Este tipo de roca es característica de edad Jurásico Superior Oxfordiano.	65
<b>Figura VI.4.1.2.</b>	Mapa paleoambiental del Jurásico Superior Oxfordiano. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo (Reporte interno de Pemex,2006).....	66
<b>Figura VI.4.2.2.</b>	Mapa paleoambiental del Jurásico Superior Kimmeridgiano. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo (Reporte interno de Pemex,2006).....	67
<b>Figura VI.4.3.1.</b>	Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (B)mudstone café oscuro, arcilloso, finamente recristalizado. Algunas esquirlas presentan (A) líneas estilolitas rellenas con materia orgánica y con ligera impregnación de aceite. En la imagen (C) se muestra una vista panorámica de fragmentos de mudstone gris claro. Este tipo de roca es característica de edad Jurásico Superior Tithoniano.....	68
<b>Figura VI.4.3.2.</b>	Mapa Paleoambiental del Jurásico Superior Tithoniano. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo (Reporte interno de Pemex,2006).....	70
<b>Figura VI.4.4.1.</b>	Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) mudstone gris claro finamente recristalizado con microfracturas rellenas con calcita con ligera impregnación de aceite. La imagen (B) se describe mudstone café claro y gris claro	71

	<i>con microfracturas selladas por calcita. Este tipo de roca es característica de edad CRTI Aptiano-Berriasiano.....</i>	
<b>Figura VI.4.5.1.</b>	<i>Mapa paleoambiental Cretácico Medio. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	74
<b>Figura VI.4.5.2.</b>	<i>Vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de (A) mudstone a wackestone café claro y gris claro de foraminíferos planctónicos. Algunas esquirlas presentan microfracturas rellenas con calcita con ligera impregnación de aceite. En la imagen (B) se describe wackestone-packstone de bioclastos con fracturas selladas por calcita y ligera impregnación de aceite. Este tipo de roca es característica de edad CRTM Albiano-Cenomaniano.....</i>	72
<b>Figura VI.4.6.1.</b>	<i>En la imagen A y B. se describe mudstone a wackestone café claro y oscuro, arcilloso de foraminíferos planctónicos, Algunas esquirlas presentan escasas microfracturas rellenas con calcita. Se logra observar algunos fragmentos de mudstone arcillo-carbonoso. Este tipo de roca es característica de edad CRTS Turoniano.....</i>	75
<b>Figura VI.4.6.2.</b>	<i>En la imagen A y B. se describe una muestra de mudstone a wackestone gris verdoso de aspecto bentonítico de foraminíferos planctónicos. Presenta escasas microfracturas rellenas con calcita. Este tipo de roca es característica de edad CRTS Santoniano.....</i>	76
<b>Figura VI.4.6.3.</b>	<i>En la imagen A y B se muestra una vista bajo microscopio petrográfico de una muestra de marga café rojizo, con escasas microfracturas rellenas con calcita de edad CRTS Maastrichtiano.....</i>	77
<b>Figura VI.4.6.4.</b>	<i>Mapa paleoambiental del Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano, El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).</i>	78
<b>Figura VI.4.8.1.</b>	<i>Mapa paleoambiental del Eoceno. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	80
<b>Figura VI.4.9.1.</b>	<i>Vista bajo el microscopio estereoscópico de muestras de roca característica de la edad Oligoceno, en la porción Norte de la Cuenca Petrolera del Sureste. Estas rocas se describen como lutita gris claro y gris verdoso, ligeramente calcáreas de aspecto bentonítico.....</i>	81
<b>Figura VI.4.9.2.</b>	<i>Mapa paleoambiental del Oligoceno. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	82
<b>Figura VI.4.10.1.</b>	<i>Mapa paleoambiental del Mioceno Inferior. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	83
<b>Figura VI.4.10.2.</b>	<i>La imagen A muestra un acercamiento de una arenisca de grano fino a medio, subangulosos, moderadamente clasificada, soportada en matriz arcillosa. La imagen B es una foto panorámica de fragmentos de arenisca de grano fino, café claro y gris claro, moderadamente consolidad.....</i>	84
<b>Figura VI.4.10.3.</b>	<i>Mapa paleoambiental del Mioceno Medio. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	85
<b>Figura VI.4.10.4.</b>	<i>La imagen A muestra granos de arena de grano fino. Además, se logra observar dos fragmentos de areniscas de grano fino con ligera impregnación de aceite café oscuro. En la imagen B se describe arena de grano fino a medio gris claro y translucido. Moderadamente clasificada.....</i>	86
<b>Figura VI.4.10.5.</b>	<i>Mapa paleoambiental del Mioceno Superior. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	87
<b>Figura VI.4.11.1</b>	<i>Mapa paleoambiental del Plioceno. El área de estudio se muestra en el recuadro rojo. (Reporte interno de Pemex,2006).....</i>	89
<b>Figura VII.1.1.</b>	<i>Mapa de ubicación de cuatro secciones estructurales, referidas en el texto. Las secciones en línea blanca corresponden a las secciones con modelo estructural secuencial restaurado. Las secciones en línea amarilla corresponden a secciones de apoyo estructural. Configuración de la cima del Cretácico Superior, del bloque alto.</i>	92
<b>Figura VII.1.2.</b>	<i>Sección sísmica con dirección suroeste-noreste mostrando la estructura cabalgada de Jalpa (línea roja gruesa). Se documenta una cadena de pliegues de longitudes variables asociados a fallas de alto ángulo en su mayoría con transporte tectónico hacia el foreland (noreste) (Estructuras A, B, C, y D) en el bloque alto y estructuras E y F en el bloque bajo. Sistema de fallas listricas del Neógeno (SFL). El mapa corresponde a la cima de CRTS alóctono.....</i>	94
<b>Figura VII.1.3.</b>	<i>Fallas normales listricas con cuñas de crecimiento, cuya estratigrafía sintectónica indican una actividad de deformación durante el Plioceno e inclusive más reciente...</i>	95
<b>Figura VII.2.1.</b>	<i>Sección sísmica con dirección suroeste-noreste mostrando la estructura cabalgada de Jalpa (línea roja gruesa). Se documenta una cadena de pliegues de longitudes</i>	98

	<i>variables asociados a fallas de alto ángulo en su mayoría con transporte tectónico hacia el foreland (noreste) (Estructuras A, B, C, y D) en el bloque alto y estructuras E y F en el bloque bajo. Sistema de fallas listricas del Neógeno (SFL). El mapa corresponde a la cima de CRTS alóctono.....</i>	
<b>Figura VII.2.2.</b>	<i>Sección sísmica 4 a través de la estructura cabalgada de Jalpa en línea roja gruesa. Las líneas amarillas y negras muestran la geometría interna de reflectores en las unidades naranja y café, las cuales corresponden a capas sin-tectónicas, indicando una edad de emplazamiento del bloque alto de la cabalgadura durante el Oligoceno principalmente.....</i>	99
<b>Figura VII.4.1.</b>	<i>Sección sísmica con dirección suroeste-noreste mostrando la estructura cabalgada de Jalpa (línea roja gruesa). Se documenta una cadena de pliegues de longitudes variables asociados a fallas de alto ángulo en su mayoría con transporte tectónico hacia el foreland (noreste) (Estructuras A, B, C, y D) en el bloque alto y estructuras E y F en el bloque bajo. Sistema de fallas listricas recientes (FL). El mapa corresponde a la cima de CRTS alóctono. Las líneas negras corresponden a las Cuñas de estratos sin-tectónicos, del Eoceno superior y del Oligoceno? -Mioceno Medio en amarillo.....</i>	104
<b>Figura VII.5.1.1.</b>	<i>Sección de la cabalgadura en la Montaña Pine, (Marshak, S y Wilkerson S., 2004).</i>	106
<b>Figura VII.6.1.</b>	<i>Ubicación y orientación de las secciones estructurales para la restauración secuencial. Mapa estructural de la Cima del CRTS alóctono.....</i>	110
<b>Figura VII.6.2.</b>	<i>Longitudes del Estadio actual (Sección A) y estadio restaurado en 65 m.a. (Sección B) de la Sección estructural 1 modelada. El estadio actual es la interpretación balanceada de la sección, mostrando el desplazamiento mínimo del bloque alto, considerando la rampa de la cabalgadura de Jalpa inmediatamente fuera del poste oeste de la sección, dando con esta consideración un acortamiento mínimo de 45 % debido a la contracción chiapaneca de plegamiento y fallamiento de Eoceno Tardío y cabalgamiento del Oligoceno-Mioceno.....</i>	111
<b>Figura VII.6.3.</b>	<i>Modelo de restauración secuencial "directo" de la sección 1 (forward model). Se muestran cuatro estadios, A, B, y C, desde el depósito del Oxfordiano a 154 m.a., Kimmeridgiano a 144 m.a, y el Cretácico Superior a 65 m.a.....</i>	112
<b>Figura VII.6.4.</b>	<i>Continuación del modelo de restauración secuencial "directo" de la sección 1 (forward model). Se muestran los estadios E, F y G. que corresponden a la contracción chiapaneca del EOCN. El ambiente de depósito se define como batial inferior-medio.....</i>	115
<b>Figura VII.6.5.</b>	<i>Continuación del modelo de restauración secuencial "directo" de la sección 1 (Forward Model). Se muestran cuatro estadios: H, I y J, desde el depósito del Eoceno superior a 33.7 m.a. al Mioceno Superior en 5.3 m.a.....</i>	116
<b>Figura VII.6.6.</b>	<i>Continuación del modelo de restauración secuencial "directo" de la sección 1 (Forward Model). Se muestran cuatro estadios K, L y M, desde el depósito del Plioceno inferior a 1.7 m.a. al reciente en 0 m.a. En estos estadios se cuantifico la componente vertical de la extensión donde se reconstruyo el fallamiento normal reciente y el depósito del Plioceno Inferior al Presente con sus referencias de depósito paleobatimétricas.....</i>	117
<b>Figura VII.6.7.</b>	<i>Datos tabulados del tipo de restauración de cada estadio de la Sección 1, como el movimiento en falla o target-template paleobatimétrico. Datos de valores de desplazamiento en fallas en ambas componentes y principales eventos tectónicos, de acuerdo con los datos de restauración estructural de cada estadio.....</i>	119
<b>Figura VII.6.8.</b>	<i>Longitudes del estadio actual de 17 km, (Sección A) y estadio restaurado en 65 m.a. de 37.2 km, (Sección B) de la Sección estructural 2 modelada. El estadio actual es la interpretación balanceada de la sección, mostrando el desplazamiento mínimo del bloque alto de 19.1 km, considerando la rampa de la cabalgadura de Jalpa inmediatamente fuera del poste oeste de la sección, dando con esta consideración un acortamiento mínimo de 45 % debido a la contracción chiapaneca de plegamiento y fallamiento de Eoceno Tardío.....</i>	121
<b>Figura VII.6.9.</b>	<i>Continuación del modelo de restauración secuencial "directo" de la sección 4 (Forward Model). Se muestran tres estadios: A, B y C, desde el depósito del Kimmeridgiano a 150 m.a., el Tithoniano a 144 m.a. y el Cretácico Superior a 65 m.a. Los estadios muestran la longitud extendida de la sección previa a la contracción..</i>	122
<b>Figura VII.6.10.</b>	<i>Continuación del modelo de restauración secuencial "directo" de la sección 4 (Forward Model). Se muestran tres estadios: D, E y F. Se ilustra el desplazamiento del bloque alto considerando la rampa de la cabalgadura de Jalpa inmediatamente fuera del poste oeste de la sección.....</i>	123

<b>Figura VII.6.11.</b>	<i>Continuación del Modelo de restauración secuencial “directo” de la sección 4 (Forward Model). Se muestran tres estadios: G, H e I. El depósito del MCNM en condiciones de batial inferior-Medio, El Plioceno Inferior se deposita en condiciones someras y el ultimo estadio corresponde al reciente.....</i>	124
<b>Figura VII.6.12.</b>	<i>Datos tabulados del tipo de restauración de cada estadio de la Sección 4, como el movimiento en falla o target-template paleobatimétrico. Datos de valores de desplazamiento en fallas en ambas componentes y principales eventos tectónicos, de acuerdo con los datos de restauración estructural de cada estadio.....</i>	128
<b>Figura VII.7.1.</b>	<i>Tabla de elementos del sistema petrolero.....</i>	129
<b>Figura VII.8.1.</b>	<i>Sección sísmica estructural en dirección suroeste-noreste. Se ilustra la oportunidad A, con los objetivos CRTS y KMMRD autóctono.....</i>	133
<b>Figura VII.8.2.</b>	<i>Sección sísmica estructural en dirección suroeste-noreste. Se ilustra la oportunidad B y C, con los objetivos CRTS y KMMRD autóctono.....</i>	135
<b>Figura VII.8.3.</b>	<i>Sección sísmica estructural en dirección suroeste-noreste. Se ilustra la oportunidad D, con objetivos CRTS y KMMRD autóctonos.....</i>	136