



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
Facultad de Ingeniería – Ingeniería Petrolera y Gas Natural

Análisis del origen y evolución de la trampa de un yacimiento carbonatado del
Suroeste del Golfo de México

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

PRESENTA:
Jesús Alfonso Ramírez Carrillo

TUTOR PRINCIPAL
Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, Facultad de Ingeniería

MÉXICO, D. F. Mayo, 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Ricardo José Padilla Y Sánchez
Secretario: Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz
Vocal: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo
1 er. Suplente: Dr. Gorgonio García Molina
2 do. Suplente: M.C. Emiliano Campos Madrigal

Lugar o lugares donde se realizó la tesis:

Cd. De México, D.F.
Cd. Del Carmen, Campeche

TUTOR DE TESIS:

Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

FIRMA

Agradecimientos:

A las autoridades de Pemex Exploración y Producción por la oportunidad que me brindaron al cursar este posgrado: Ing. José Antonio Escalera Alcocer, Ing. Manuel Terán García, Ing. Francisco González Pineda, M.C. Francisco Treviño García, Ing. Crescencio Cabrera Toledo, M.I. Jorge Javier Morales González, Ing. Lázaro Moreno Lara.

Agradezco especialmente a mi director de Tesis, Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo por su paciencia y apoyo durante todo este tiempo en la UNAM y por su amistad.

A mis sinodales Dr. y Ricardo José Padilla y Sánchez, Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz, Dr. Gorgonio García Molina y M.C. Emiliano Campos Madrigal por el apoyo durante el desarrollo de éste trabajo y durante mi estancia en la Universidad Nacional Autónoma de México.

Dedicatoria

Al que todo lo puede, a Jesucristo.

A mi esposa Sonia Griselda

A mis hijos Christian Jafet y Ximena Jamila.

A mis Padres Emilia y Praxedis

A mis hermanos Emmanuel y Praxedis

A mis compañeros de maestría y de trabajo

ÍNDICE

Resumen.....	v
I. GENERALIDADES.....	1
I.1 Introducción.....	1
I.2 Antecedentes.....	3
I.2.1 Históricos Exploratorios.....	3
I.2.2 Área de Estudio.....	3
I.2.3 Pozos.....	3
I.2.3.1 TXM-1.....	4
I.2.3.2 TXM-1Dl.....	4
I.2.4 Importancia Económica.....	4
I.2.5 Pruebas de Producción.....	5
I.2.5.1 TXM-1.....	5
I.2.5.2 TXM-1Dl.....	5
I.3 Planteamiento del Problema.....	9
I.4 Justificación.....	9
I.5 Hipótesis.....	10
I.6 Objetivo.....	10
I.7 Alcances.....	10
I.8 Método.....	11
I.8.1 Balanceo de Sección Estructural.....	11
II. GEOLOGÍA REGIONAL.....	13
II.1 Introducción.....	13
II.2 Marco Tectónico Estructural.....	14
II.2.1 Periodo de Rifting.....	15
II.2.1.1 Triásico Tardío - Jurásico Medio.....	15
II.2.1.2 Jurásico Medio-Calloviano.....	16
II.2.2 Periodo de Margen Pasivo.....	17
II.2.2.1 Jurásico Superior-Oxfordiano.....	17
II.2.2.2 Jurásico Superior-Kimmeridgiano.....	18
II.2.2.3 Jurásico Superior-Tithoniano.....	18
II.2.2.4 Cretácico Inferior.....	19
II.2.2.5 Cretácico Inferior-Superior.....	19
II.2.3 Periodo Compresivo.....	21
II.2.3.1 Paleoceno.....	21
II.2.3.2 Eoceno.....	22
II.2.3.3 Oligoceno.....	23
II.2.3.4 Mioceno.....	23
II.2.4 Periodo de Relajación.....	25
II.2.4.1 Plioceno.....	25

III. SEDIMENTOLOGÍA	27
III.1 Introducción	27
III.2 Columna Geológica Regional	27
III.3 Estratigrafía del Campo	28
III.3.1 Descripción Litoestratigráfica.....	29
III.4 Modelos Geológicos	32
III.4.1 Jurásico Superior-Kimmeridgiano.....	32
III.4.1.1 Facies de Banco.....	35
III.4.1.2 Facies de Borde de Banco.....	36
III.4.1.3 Facies de Laguna.....	36
III.4.2 Cretácico Medio-Inferior.....	37
III.4.2.1 Facies de cuenca.....	38
III.5 Porosidad del Yacimiento	39
III.5.1 Sistema poroso del Jurásico Superior-Kimmeridgiano.....	41
III.5.1.1 Sistema poroso en TXM-1.....	41
III.5.1.2 Sistema poroso en TXM-1DL.....	44
III.5.2 Sistema poroso del Cretácico Medio-Inferior.....	45
III.5.2.1 Sistema poroso en TXM-1.....	45
III.5.2.2 Sistema poroso en TXM-1DL.....	46
IV. SECCIÓN BALANCEADA	48
IV.1 Introducción	48
IV.1.1 Trampa.....	50
IV.2 Sección Balanceada	50
IV.2.1 Modelo de restauración por el algoritmo Trishear.....	52
IV.3 Estilos Estructurales	54
IV.3.1 Tectónica Salina.....	54
IV.3.2 Esfuerzos distensivos.....	56
IV.3.2.1 Modelo 1.....	57
IV.3.2.2 Modelo 2.....	58
IV.3.2.3 Modelo 3.....	59
IV.3.3 Esfuerzos compresivos.....	60
IV.3.4 Relajación de esfuerzos.....	63
V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	69
V.1 Conclusiones	69
V.2 Recomendaciones	70
BIBLIOGRAFIA	71

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	4
Figura 2. Cima y base del yacimiento, Jurásico Superior Kimmeridgiano del pozo TXM-1.....	6
Figura 3. Modelo petrofísico del Cretácico del pozo TXM-1.....	7
Figura 4. Cima y base del yacimiento, Jurásico Superior Kimmeridgiano del pozo TXM-1DL.....	8
Figura 5. Modelo petrofísico del Cretácico del pozo TXM-1DL.....	8
Figura 6. Flujo de trabajo.....	12
Figura 7. Mapa de Provincias Tectónicas.....	13
Figura 8. Paleogeografía del Triásico Superior.....	17
Figura 9. Paleogeografía del Tithoniano.....	19
Figura 10. Paleogeografía durante el KI-Barremiano.....	20
Figura 11. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano.....	20
Figura 12. Paleogeografía del Turoniano-Maestrichtiano.....	21
Figura 13. Paleogeografía del Eoceno Superior.....	22
Figura 14. Paleogeografía del Mioceno Superior.....	24
Figura 15. Paleogeografía del Pleistoceno Tardío.....	26
Figura 16. Clasificación textural para rocas carbonatadas.....	27
Figura 17. Columna Geológica Regional.....	28
Figura 18. Columna geológica del campo TXM.....	29
Figura 19. Modelo de rampa carbonatada.....	34
Figura 20. Modelo sedimentario del Jurásico Superior Kimmeridgiano del campo TXM.....	35
Figura 21. Facies del Jurásico Superior Kimmeridgiano del campo TXM.....	36
Figura 22. Modelo sedimentario del Cretácico Medio-Inferior del Campo TXM.....	37
Figura 23. Facies del Cretácico del campo TXM.....	34
Figura 24. Clasificación de porosidad.....	41
Figura 25. Porosidad secundaria por disolución.....	42
Figura 26. Porosidad secundaria intercrystalina.....	42
Figura 27. Sistema poroso del TXM-1, núcleo 3.....	42
Figura 28. Sistema poroso del TXM-1, núcleo 4 parte superior.....	43
Figura 29. Sistema poroso del TXM-1, núcleo 4 parte inferior.....	43
Figura 30. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 3 y núcleo 3C.....	44
Figura 31. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 4.....	44
Figura 32. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 2.....	45
Figura 33. Fotomicrografía de MEB del núcleo 2C.....	45
Figura 34. Fotomicrografía de MEB del núcleo 2C2.....	46
Figura 35. Sistema poroso del TXM-1DL, Núcleo 2.....	46
Figura 36. Sistema poroso del TXM-1DL Núcleo 2C.....	47
Figura 37. Sistema poroso del TXM-1DL MEB Prof. 4780.55 m.....	47
Figura 38. Mapa base del cubo sísmico MCH 3D.....	49
Figura 39. Línea sísmica 3823, en tiempo.....	49
Figura 40. Línea sísmica 3823, en profundidad.....	49
Figura 41. Jurásico Superior-Kimmeridgiano, en profundidad.....	51
Figura 42. Diferencia entre modelos de restauración Trishear y cizalla simple.....	53
Figura 43. Modelo inicial del Campo TXM para retrodeformación por algoritmo Trishear.....	53
Figura 44. Indicación del sentido de la dirección del esfuerzo principal.....	53
Figura 45. Deformación de la falla inversa principal frontal.....	53
Figura 46. Identificación de fallas Mesozoicas y bloques del campo TXM.....	57
Figura 47. Modelo de 2 fallas normales del Jurásico y 2 fallas del Mioceno.....	58
Figura 48. Generación de fallamiento normal a nivel Mioceno Medio.....	58
Figura 49. Modelo inicial de 3 fallas normales del Jurásico.....	59
Figura 50. Modelo de 3 fallas normales del Jurásico y 1 falla del Mioceno.....	59
Figura 51. Modelo de 3 fallas en el Jurásico.....	59
Figura 52. Modelo de 3 fallas normales Jurásicas.....	60
Figura 53. Evolución de 3 fallas normales Jurásicas.....	60
Figura 54. Modelo de evolución de una falla normal en el interior del bloque TXM.....	62

Figura 55. Comportamiento del paquete sedimentario de edad Oligoceno-Mioceno.....	63
Figura 56. Desplazamientos de arcilla.....	64
Figura 57. Modelo para la generación de fallamiento normal en el Terciario.....	64
Figura 58. Evolución de fallamiento normal en el Terciario.....	65
Figura 59. Fallamiento normal y acomodo de sedimentos Terciarios.....	65
Figura 60. Fallamiento normal y sedimentación continua a inicio del Pleistoceno.....	65
Figura 61. Sección Balanceada final del Holoceno.....	66
Figura 62. Modelo inicial para entender la evolución estructural del Terciario.....	66
Figura 63. Cálculo de Porcentaje de acortamiento de la sección balanceada.....	67
Figura 64. Resumen de los eventos de deformación.....	67
Figura 65. Resumen de las etapas de restauración secuencial de la sección L-3823.....	68

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Pruebas de producción en el pozo TXM-1.....	5
Tabla 2. Pruebas de producción en el pozo TXM-1Dl.....	7

Resumen

La evolución estructural de las trampas permite entender su formación para la búsqueda de trampas con acumulación de hidrocarburos económicamente explotables. En el campo TXM productor de aceite de 20° API, en Jurásico Superior Kimmeridgiano y en Cretácico Superior 26° API, identificado con la sísmica del cubo MCH-3D, como un anticlinal asimétrico con orientación NW-SE, afectada al norte y oriente por fallas inversas con área 3P de 40 Km², se realizaron los estudios de interpretación sísmica para identificación y definición de la trampa, roca generadora, la sincronía y migración, roca sello, roca almacén, mas no se contaba con el análisis del origen y evolución estructural de la trampa, elemento importante del sistema petrolero.

En el presente trabajo se integró, analizó y se interpretaron datos geológicos-geofísicos para el entendimiento del origen y evolución de la trampa del campo TXM, los estilos estructurales involucrados en su formación por medio del balanceo de una sección del yacimiento carbonatado TXM, considerando desde el depósito de los primeros sedimentos dentro de la cuenca y la evolución estructural que conformó la trampa, con base en la integración de información geológica-geofísica, y la aplicación de principios de deformación de la geología estructural, la dirección principal de esfuerzos y orientación de la estructura para el balanceo de la sección sísmica L-3823 del cubo MCH-3D en el software Move de Midland Valley V.2011.0 aplicando el algoritmo Trishear en una estructura de Pliegue por Propagación de Falla (Fault Propagation Fault).

Los resultados son de relevancia en la propuesta de localizaciones exploratorias y de desarrollo, ya que con este conocimiento se pueden proponer nuevas oportunidades y localizaciones, u oportunidades de desarrollo en los campos aledaños dentro de los Plays objetivo, para apoyar la reducción de la incertidumbre y la probabilidad de éxito geológico en la documentación de localizaciones exploratorias o delimitadoras y oportunidades exploratorias en zonas de menor madurez exploratoria, al evaluar las probabilidades de riesgo geológico en los análisis volumétrico y económico de los proyectos de inversión en los programas institucionales como CEROE (Cedula de Registro de Oportunidades

Exploratorias) y MODEX (Modelo Económico de Exploración), y apoyar la incorporación de reservas y su explotación, objetivos fundamentales en la exploración petrolera.

Los estilos estructurales identificados son: Tectónica salina, del Jurásico Medio al Terciario; régimen de esfuerzos distensivos desde finales de Jurásico Medio al Cretácico Superior con fallamiento normal; régimen de esfuerzos compresivo desde Oligoceno y con mayor énfasis en Mioceno Medio asociados al evento Chiapaneco, con dirección preferencial NE-SO, que generó el alineamiento NO-SE del campo y la trampa, con inversión tectónica, donde las fallas normales jurásicas pasaron a ser inversas; y sistema de relajación de esfuerzos del Mioceno Superior al Holoceno con acomodo de sedimentos por fallamiento normal.



I. GENERALIDADES

I.1 Introducción

La industria petrolera ha venido desarrollando técnicas de exploración y explotación en yacimientos de hidrocarburos que permitan su extracción de forma eficiente. En el caso particular del sureste mexicano estas actividades iniciaron en el año de 1914 de forma incipiente, a partir de las manifestaciones superficiales existentes, (Roca, 2004).

A fines de la década de los sesentas y durante la de los setentas, la provincia tiene especial relevancia debida al descubrimiento de diversos campos, en las áreas de Chiapas-Tabasco y su extensión hacia la zona marina conocida como Sonda de Campeche, en las que se evidenció por medio de sísmica 2D, la existencia de rasgos estratigráfico y estructurales, previa observación directa de las manifestaciones superficiales (chapapoterías) reportadas durante varias décadas anteriores por los pescadores de la región, (Santiago, 1980; Acosta, 1997; Pemex, 1997; Evans, 2003).

En el año de 1974 se inicia la perforación del pozo Ch-1 y en los años setentas resultó productor de aceite y gas en las brechas carbonatadas del Cretácico, esto permitió que la actividad exploratoria se incrementara y así entender el sistema petrolero de la provincia marina, (Meneses de Gyves, 1980; Roca, 2004; Sánchez, 2009).

A finales de la década de los setentas, la exploración en la Sonda de Campeche, permitió el descubrimiento de los campos A, AB, BC, BT, CN, CHC, K, XT, U, LB, HCH, PL, ZZH entre otros, (Acosta, 1971). La principal producción de la región marina proviene de yacimientos de rocas carbonatadas, (Ángeles-Aquino, 2006); un ejemplo es del mega yacimiento Cantarell, que inició su desarrollo en los años setenta, (Pemex, 2007); el cual fue el más importante del país durante la década de los ochentas hasta la del 2010; a su vez, el sexto en importancia a nivel mundial, debido a que su reserva original se estimó en 17,700 mmbpce y durante cerca de 30 años produjo la mitad de la producción nacional, alcanzando en 2004, su pico máximo de producción con 2,832 mmbpce. A partir de esta fecha el yacimiento inició la declinación de su producción con un promedio de 20% anual, (Pemex, 2008; Lajous, 2009).



Con este antecedente se plantearon estrategias de exploración para incrementar las reservas nacionales con trabajos de levantamientos sísmicos 2D en el año de 1973, en la zona litoral de Tabasco, denominada posteriormente como “Proyecto económico de inversión LAL” (Sánchez, 1984).

Con base en estos estudios geofísicos se identificaron varias estructuras geológicas diagnosticadas como atractivas para la exploración de hidrocarburos. Uno de los primeros pozos exploratorios perforados, fue el CCC-1 en 1982, con lo que se confirmó la presencia de aceite; otras estructuras geológicas tales como: ACC, LK, OMC, YM, ZNC, entre otras también fueron exploradas confirmándose la existencia de hidrocarburos a nivel mesozoico, (Pemex, 2006).

La necesidad de producción de hidrocarburos ha permitido que estudios de prospección de nuevas trampas con posibilidad de acumulación de hidrocarburos se realicen para garantizar la continuidad en la restitución de reservas.

El interés por la evolución estructural de las trampas se ha incrementado considerablemente debido a que permiten entender su formación y de esta manera, buscar nuevas trampas con posibilidad de acumulaciones de fluidos almacenados en la roca almacén económicamente explotables.

El entendimiento de la generación de la trampa, es el principal enfoque del presente para su formación y evolución, el tipo de estilos estructurales que se esperaría tener en el contexto regional.

Parte fundamental es el análisis de información sísmica y su interpretación para balanceo de secciones. A nivel mundial existen diversos trabajos y artículos enfocados a estudiar el origen de las trampas que conforman los yacimientos carbonatados, históricamente se han venido desarrollando técnicas que fortalecen o sustentan otras a metodologías de balanceo de secciones.



I.2 Antecedentes

I.2.1 Históricos Exploratorios

La perforación de los pozos MB-1 y GB-101, permitió la comprobación del sistema petrolero del área de estudio. El pozo MB-1 fue productor de aceite de 20° API, a nivel Jurásico Superior Kimmeridgiano y productor de aceite de 26° API a nivel Cretácico Superior en 1992, (Pemex, 1992). El pozo GB-101 fue productor de aceite de 26° API a nivel del Jurásico Superior Kimmeridgiano en 1994, (Pemex, 1994).

Con estos antecedentes se inician los estudios para evaluar el potencial de acumulación de hidrocarburos en rocas del Mesozoico de la estructura TXM, definida de la interpretación sísmica del cubo MCH 3D, la cual es un anticlinal asimétrico alargado con orientación NW-SE, afectada al norte y oriente por un sistema de fallamiento inverso, con área 3P de 40 Km² según su reserva estimada, (Pemex, 2010).

I.2.2 Área de estudio

El área de estudio se encuentra en la Sonda de Campeche, la que se ubica en el suroeste del Golfo de México; incluida ésta en la Provincia Geológica Marina de CTZ, a 190 Km al norte de las costas del puerto de Frontera, Tabasco, forma parte del proyecto CBL, Activo de Exploración Cuencas del Sureste Marino, de la Región Marina Suroeste; se encuentra rodeado por los siguientes campos: al norte NB, al noreste KG, al sureste MB, al sur CKCH y al oeste XX, (figura 1).

I.2.3 Pozos

Los antecedentes sobre el descubrimiento del campo TXM, se inician con la perforación del pozo TXM-1 en 2009, resultando productor en el Play Jurásico Superior Kimmeridgiano, (Pemex, 2010), en 2010 se perforó el pozo delimitador TXM-1DL con el que se confirmó la extensión del yacimiento en el mismo Play, así mismo, se verificó la presencia de hidrocarburos en el Play Cretácico, (Pemex, 2011).

**I.2.5 Pruebas de Producción****I.2.5.1 TXM-1**

El primer objetivo del pozo TXM-1, fue evaluar el potencial almacenador de los yacimientos constituidos en carbonatos del Cretácico y dolomías del Jurásico Superior Kimmeridgiano que resultaron productores de aceite en los pozos MB-1, GB-101 y GB-201, el segundo fue obtener información geológica, petrofísica y de ingeniería de yacimientos, (Pemex, 2010).

Los objetivos se cumplieron satisfactoriamente, resultó productor de aceite de 20°API en rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano, pero a nivel Cretácico no fue probado el intervalo propuesto, con potencial de reservas a nivel Cretácico según los resultados de la evaluación petrofísica de los registros geofísicos convencionales, claves para la incorporación de reservas. Se ubicó la cima del yacimiento a 4662 m y la base a 4888 m, por lo que el pozo TXM-1, concluyó como productor en el Play Jurásico Superior Kimmeridgiano, (figura 2 y 3). Los intervalos probados y sus resultados se muestran en la tabla 1.

P.P. No.	INTERVALO (m)	EDAD	ϕ (%)	Sw (%)	RESULTADOS
I	5605-5650	JSK	13	20	Productor de aceite de 20°API
II	5282-5340	JSK	19	20	Productor de aceite de 20°API

Tabla 1. Pruebas de producción en el pozo TXM-1. Pemex, 2010.

I.2.5.2 TXM-1DL

El pozo TXM-1DL, fue perforado con el objetivo de delimitar el campo, conocer los límites de los yacimientos y reclasificar sus reservas; todos los objetivos se cumplieron ya que el pozo resultó productor de aceite de 24° API en rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano y productor de aceite de 26° API en rocas del Cretácico, (Pemex, 2011). La reclasificación de reservas se basó en los resultados de las pruebas de producción; la cima del yacimiento Jurásico Superior Kimmeridgiano se ubicó a 5748 m, y la base a 6200 m, la cima del yacimiento Cretácico se ubicó a 5120 m y la base a 5427 m, (figura 4 y 5).

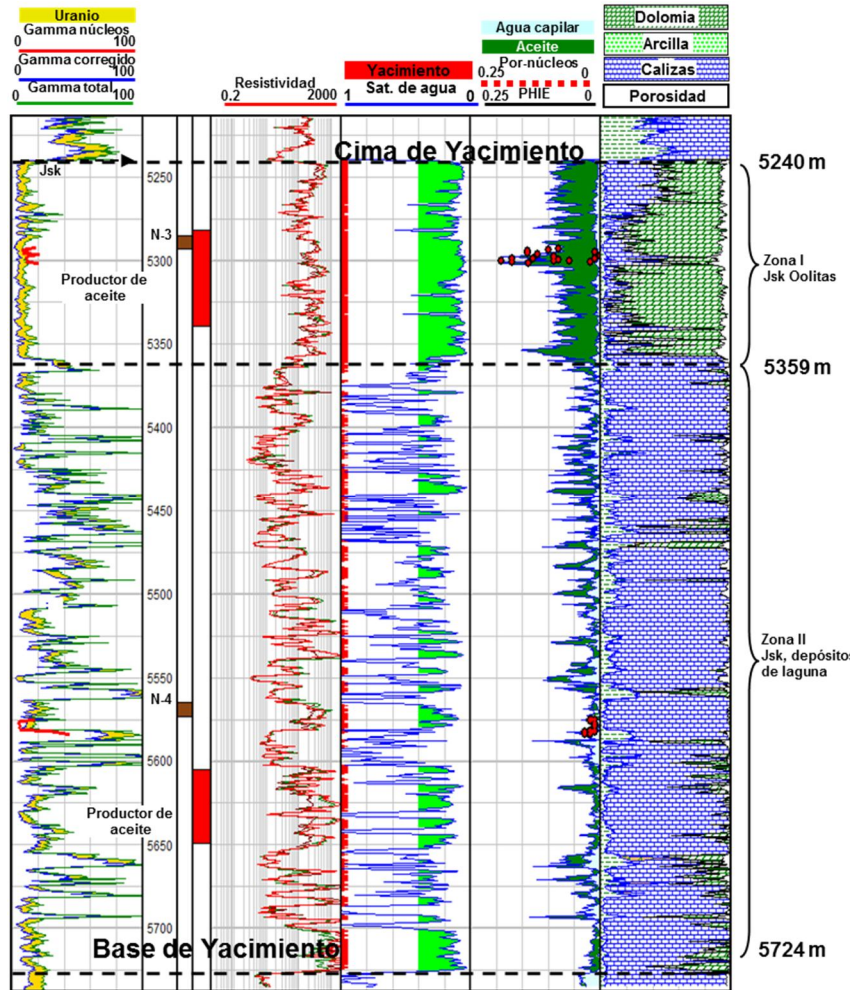


Figura 2. Cima y base del yacimiento, Jurásico Superior Kimmeridgiano, del pozo TXM-1. Treviño *et al.*, 2011.

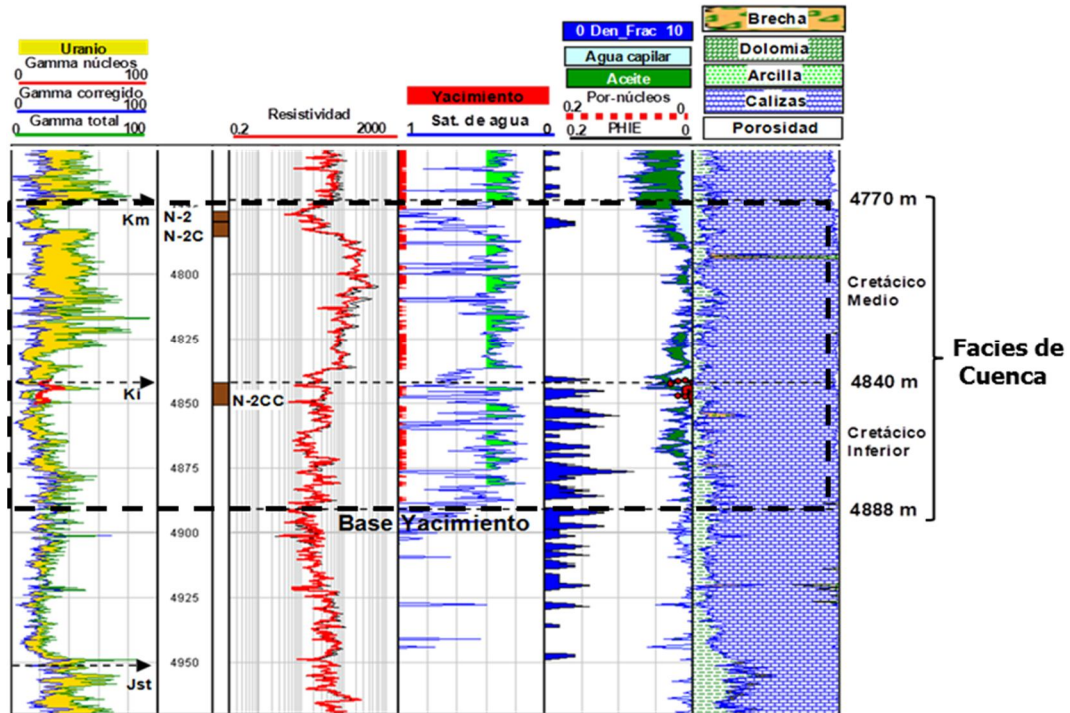


Figura 3. Modelo petrofísico del Cretácico del pozo TXM-1. Treviño *et al.*, 2011.

Los intervalos probados y sus resultados se muestran en la tabla 2:

P.P. No.	INTERVALO (m)	EDAD	ϕ (%)	Sw (%)	RESULTADOS
I	6065-6115	JSK	20	20	Productor de Aceite de 24°API
II	5775-5850	JSK	20	20	Productor de aceite de 24°API,
III	5268-5300	Ks-Km	24	20	Productor de aceite de 26°API

Tabla 2. Pruebas de producción en el pozo TXM-1DL. Pemex, 2011.

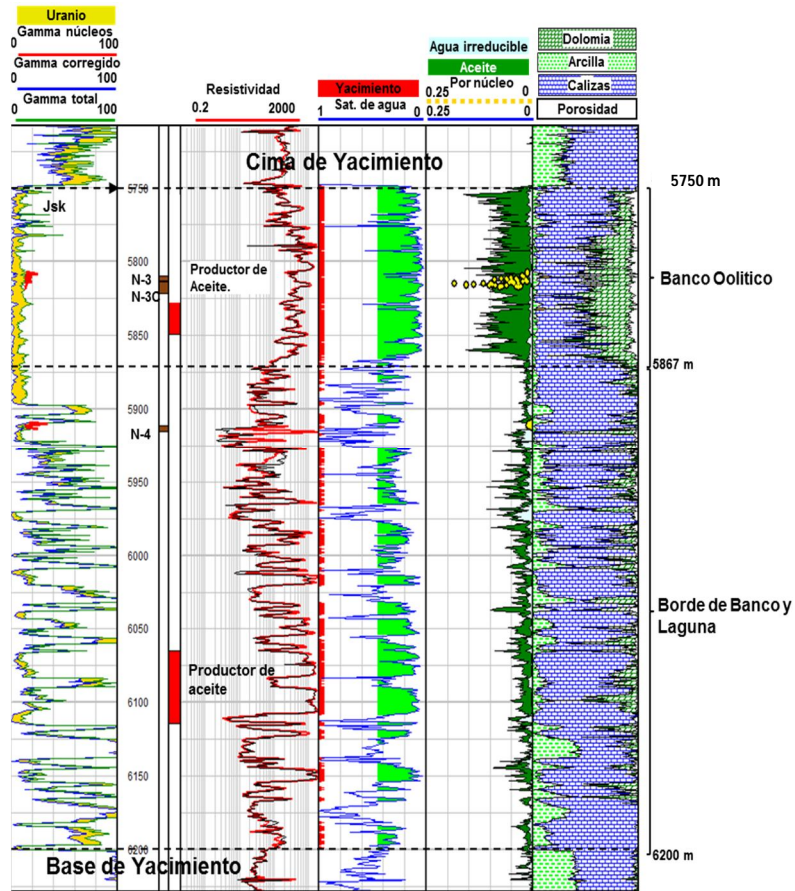


Figura 4. Cima y base del yacimiento, Jurásico Superior Kimmeridgiano, del pozo TXM-1DL. Treviño *et al.*, 2011.

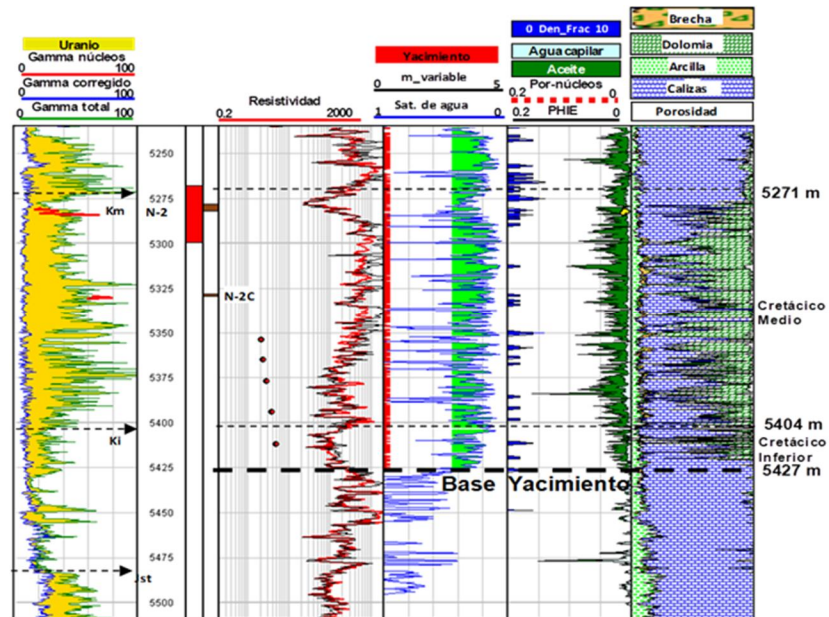


Figura 5. Modelo petrofísico del Cretácico del pozo TXM-1DL. Treviño *et al.*, 2011.



I.3 Planteamiento del Problema

En el campo TXM, uno de los yacimientos más importantes de la zona marina, existen estudios de los distintos elementos del sistema petrolero como son, interpretación sísmica para identificación de trampas, roca generadora, migración y sincronía, roca sello, roca almacén, los cuales han sido enfocados a la propuesta de localizaciones exploratorias y delimitadoras, (Aydin, 2000). Sin embargo, en el área de estudio no se cuenta con un análisis del origen y evolución estructural de la trampa que es uno de los elementos más importantes del sistema petrolero, (Ortuño *et al.*, 2012).

I.4 Justificación

En el presente trabajo se propone integrar, analizar e interpretar datos geológicos-geofísicos, aplicando los principios y criterios de la geología estructural para el análisis de la generación de la trampa del campo TXM, y validar la información de la interpretación sísmica estructural, lo cual es necesario para el entendimiento del origen y evolución de la deformación de las rocas en la zona donde se encuentra el campo.

La integración de los parámetros básicos estructurales como son dirección principal de esfuerzos, orientación y el espaciamiento, aportan la información básica y necesaria para el desarrollo del presente proyecto.

Los resultados son de relevancia a su vez, en la propuesta de localizaciones exploratorias y de desarrollo, ya que con este conocimiento se pueden proponer nuevas oportunidades y localizaciones, u oportunidades de desarrollo en los campos aledaños dentro de los Plays objetivo, para garantizar la restitución de reservas y con esto garantizar una mayor recuperación de hidrocarburos.

Al ser parte principal del sistema petrolero, el conocimiento de la generación y evolución de la trampa es de gran importancia para brindar apoyo para la reducción de la incertidumbre y acotan la probabilidad de éxito geológico y así dar mejor sustento y respaldo a la documentación de localizaciones exploratorias o delimitadoras, y oportunidades exploratorias en zonas de menor madurez exploratoria, al evaluar las probabilidades de riesgo geológico en los análisis volumétrico y económico de los



I proyectos de inversión en los programas institucionales como CEROE (Cedula de Registro de Oportunidades Exploratorias) y MODEX (Modelo Económico de Exploración), y así apoyar la incorporación de reservas y su óptima explotación, que son los objetivos fundamentales en la exploración petrolera, (Pemex, 2007).

I.5 Hipótesis

La aplicación de principios estructurales de balanceo de secciones permite conocer la evolución de la trampa desde el depósito de los primeros sedimentos dentro de la cuenca y la evolución estructural que conformó la trampa, para la acumulación de hidrocarburos económicamente explotables, (Laiq *et al.*, 2009; Ortuño *et al.*, 2012).

Los sistemas de balanceo consideran los patrones de dirección preferencial, los cuales pueden ser identificados en la generación de las fallas que conforman la estructura del campo de acuerdo a su orientación, y es posible identificar este patrón preferencial de fallas generadas del esfuerzo principal, que actuó en la generación de la estructura del campo TXM.

I.6 Objetivo

El presente estudio pretende interpretar el origen de la deformación estructural que generó la trampa estructural del campo TXM, importante por su producción de aceite en las rocas del Cretácico Medio e Inferior y Jurásico Superior Kimmeridgiano; con base en la integración de la información geológica–geofísica, mediante la aplicación de principios de deformación de la geología estructural.

I.7 Alcances

El alcance del presente estudio está acotado al entendimiento de la generación de la trampa del campo TXM, a partir del análisis de la interpretación sísmica y las características de los elementos que lo componen.



I.8 Método

La información con que se cuenta para cubrir los objetivos previstos está integrada por información sísmica de la zona de interés y en los estudios previos de evolución tectónica y estructural de la zona marina.

La construcción de una sección balanceada del campo TXM, requiere la integración de información geológica y geofísica de diversas escalas, para representar la deformación característica del campo, para la predicción de deformación estructural del campo de interés; este procedimiento tiene su fundamento en los principios de deformación estructural.

El objetivo primordial es alinear los datos geofísicos de manera coherente, para la construcción del modelo de deformación estructural, que permita el cumplimiento del objetivo. El software a utilizar en la integración de información es Move de Midland Valley y los módulos 3DMove y 2DMove de la versión 2011.0, con el cual se pretende realizar a su vez la parte central de la metodología de trabajo de la siguiente manera: balanceo de sección estructural bajo el algoritmo Trishear e interpretación de resultados de la deformación estructural, considerando la morfología de deformación para una estructura tipo pliegue por propagación de falla (Fault Propagation Fault), con el propósito identificar los eventos tectónicos y estructurales que generaron el fallamiento en base a los principios de deformación estructural e interpretarlos en base a los principios de deformación estructural, (Erslev, 1991; Allmendinger, 1998; Cardozo, 2013).

I.8.1 Balanceo de Sección Estructural

En esta etapa la meta es el análisis e integración de información geológica-geofísica, para reproducir la deformación estructural del campo.

A partir de los horizontes interpretados con la sísmica convencional, construir superficies, fallas y polígonos para generar la sección estructural del área de estudio, (figura 6).
Información Geológica-Geofísica a utilizar en la construcción del modelo estructural:



1.- Horizontes interpretados en profundidad del cubo sísmico MCH 3D, de las siguientes edades:

- Plioceno Superior
- Plioceno Inferior
- Oligoceno-Mioceno
- Paleoceno-Eoceno
- Cretácico
- Jurásico Superior
- Sal

2.- Set de Fallas en tiempo

3.- Coordenadas superficiales de pozos (UTM)

4.- Gráficas tiempo-profundidad (Tz's)

5.- Registros de desviación

6.- Marcadores cronoestratigráficos



Figura 6. Flujo de trabajo.



II

II. GEOLOGÍA REGIONAL

II.1 Introducción

El Golfo de México es una cuenca de rift del Jurásico y Cretácico Temprano con una faja central de corteza oceánica entre el bloque de Yucatán y el continente de Norte América. La apertura del Golfo de México, es el resultado de los movimientos tectónicos de las siguientes placas tectónicas:

- 1.- Placa Norteamericana, la cual tuvo movimiento al Suroeste.
- 2.- Placa de Cocos, con movimiento hacia el Noroeste.
- 3.- Placa del Caribe, hacia el este franco.

Otros elementos importantes involucrados con la apertura del Golfo de México son:

1. El Bloque de Chortis
2. El Macizo Granítico de Chiapas.
3. La Sierra de Chiapas.
4. El Bloque de Yucatán, entre otros;

Todos estos elementos tectosedimentarios son producto de la tectónica, sedimentología y estratigrafía relacionada con la evolución del Golfo de México. Estructuralmente hablando la zona de estudio se ubica dentro de la provincia tectónica Cuenca Salina del Golfo Profundo, el cual se encuentra limitado por la cuenca de Comalcalco y el Pilar de Akal y al occidente por los Tuxtlas, (figura 7).

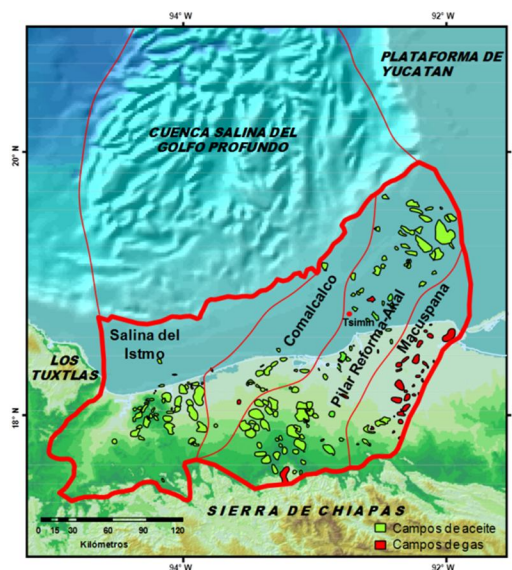


Figura 7. Mapa de Provincias Tectónicas. (Pemex, 2006).



Aguayo *et al.*, (2005) mencionan que con el inicio de la apertura del Golfo de México, en el Triásico Superior–Jurásico Inferior, se generaron diversos eventos que propiciaron el relleno de la cuenca sedimentaria:

- 1.- Transgresión durante el Mesozoico,
- 2.- Regresión durante el Paleógeno,
- 3.- Regresión durante el Neógeno,
- 4.- Regresión y transgresión durante el Pleistoceno-Holoceno Tardío y finalmente
- 5.- Estabilidad eustática actual a partir del Holoceno Tardío.

II.2 Marco Tectónico Estructural

La evolución tectónico-sedimentaria del Golfo de México, depositó tres secuencias sedimentarias principales de la columna geológica obtenida con los pozos perforados. La primera secuencia corresponde a sedimentos terrígeno-carbonatados, que sobreyacen a la sal calloviana, y que corresponden a los depósitos generados por el evento tectónico de apertura y formación de corteza oceánica en el Golfo de México, ocurrido durante el Jurásico Medio-Superior.

La segunda secuencia sedimentaria, son sedimentos carbonatados, depositados en el Cretácico, con subsidencia térmica dentro de un margen tectónico pasivo, estos sedimentos sobreyacen a los sedimentos terrígenos marinos del Jurásico.

La tercera secuencia es la del Terciario, por el cambio del régimen tectónico formándose una cuenca tipo “foreland”, en la que se acumulan grandes espesores de sedimentos terrígenos. En esta secuencia se tienen depósitos de arcillas y arenas, resultado del evento compresivo Chiapaneco del Mioceno Medio. A continuación se describen los cuatro periodos tectónicos más importantes del sureste, los cuales fueron identificados por la interpretación sísmica de diversos cubos sobre la Sonda del Golfo de México, y de los estudios de tectónica realizados por diversos autores, (Aguayo, 1966; Meneses de Gyves, 1980; López, 1981; Sanchez-Montes de Oca, 1980; Johnson *et al.*, 1989; Pindell *et al.*, 2002; Aguayo, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2005; Padilla y Sánchez, 2007; Sánchez, 2009; Peterson *et al.*, 2013).



II.2.1 Periodo de Rifting

II.2.1.1 Triásico Tardío - Jurásico Medio

Es el principal evento con el que se relaciona el inicio de la apertura del Golfo de México. Comprende desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio, sin embargo diversos autores coinciden en que la expansión del Golfo de México inició con la apertura del mar de Tethys a finales del Triásico Superior, (López, 1981; Pindell *et al.*, 2002) sugieren un modelo que fue contemporáneo a la apertura del Atlántico (Bullard *et al.*, 1965).

El desprendimiento de la placa de Norteamérica de las placas de África y Sudamérica, dio pauta a un periodo de rifting durante el cual inició la fragmentación y separación de la Pangea, en el área que hoy ocupa el Golfo de México, con depresiones las cuales se infiere tuvieron una dirección paralela a la actual línea de costa.

Este evento permitió la entrada del mar, generando una transgresión que terminaría a finales del Mesozoico, y que permitió el depósito del paquete sedimentario y la generación del mar de Tethys, el océano Atlántico y el Golfo de México, con esto concluiría la primera etapa de la apertura del Golfo de México ancestral.

La generación de bloques de fosas y pilares por esfuerzos distensivos sobre los límites del proto-golfo de México, está relacionada al levantamiento tectónico regional y al adelgazamiento y ruptura de la corteza continental y por consecuencia, ésto generó depósitos de sedimentos continentales que afloran de la Sierra de Chiapas (Formación Todos Santos), y en el centro del estado de Tamaulipas (Formación Huizachal) y varias localidades más; a estos sedimentos se les denominó lechos rojos, que presentan un espesor promedio de 1800 m en la zona Chiapas, y están asociados a rocas volcánicas como producto del vulcanismo existente en el Triásico Superior y culminado en el Jurásico Inferior. El depósito de lechos rojos tuvo una distribución desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio (Calloviano).

La continuidad de la apertura del proto-golfo de México en el Jurásico Medio de acuerdo a Pindell *et al.*, (2002), sugiere el desprendimiento del bloque de Yucatán de la porción sur de la placa Norteamericana, siendo sus márgenes la zona de Florida hacia el este y las



cuenas de Tampico-Misantla hacia el oeste, que fueron divididas por este evento, e iniciando un traslado con dirección al sur-sureste, a través de una superficie de despegue de bajo ángulo, la cual se considera corresponde a una zona de sutura al momento de colisión entre los continentes de Godwana y Laurentia.

II.2.1.2 Jurásico Medio-Calloviano

Durante este periodo el basamento emergió y causó la generación de fallamiento normal por esfuerzos distensivos, propiciando un sistema de fosas y pilares, orientados hacia noroeste-sureste, permitiendo que las aguas del Océano Pacífico invadieran a las del Golfo de México, a través de la parte central de México, lo que generó cuerpos de agua hipersalinos aislados, con circulación sumamente restringida. Por otro lado la plataforma de Yucatán y Florida, emergieron y generaron una cuenca con aguas de alta saturación de sales, mismas que de acuerdo a las condiciones climáticas para el Jurásico Medio Calloviano, fueron similares a un clima desértico, permitiéndose la precipitación y depósito de grandes volúmenes de rocas evaporíticas, hasta el Jurásico Superior Oxfordiano, (Peterson *et al.*, 2013).

Los depósitos de sal autóctona tuvieron su mayor espesor en el centro de la cuenca del Golfo de México; de acuerdo a Padilla y Sanchez (2007) el proceso de rifting fue lento y continuó moviendo el bloque de Yucatán hacia el sur, con subsidencia de los grabens del Triásico que permitían el depósito continuo de sal en el Calloviano.

La trayectoria seguida por el bloque de Yucatán se realizó a través de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca, generada desde el norte hacia el sur, la cual detuvo su movimiento a finales del Calloviano; esto permitió que el bloque de Yucatán tuviera un giro de aproximadamente 50° en sentido contrario a las manecillas del reloj.

Para Padilla y Sanchez, (2007) la posición actual del bloque de Yucatán fue alcanzada a finales del Calloviano, mientras que para Pindell *et al.*, (2002) en su modelo de apertura del Golfo de México menciona que fue en el Valanginiano. Lo relevante es que una vez que alcanzó la posición actual, inició una etapa de subsidencia lenta y continua que finalizó aproximadamente en el Plio-Pleistoceno, cuando comenzó a emerger.



En la figura 8, se observa la ubicación de los pilares durante el Triásico Superior, en área del Golfo de México, esquematizada por Salvador (1991) con datos superficiales y de subsuelo. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia.

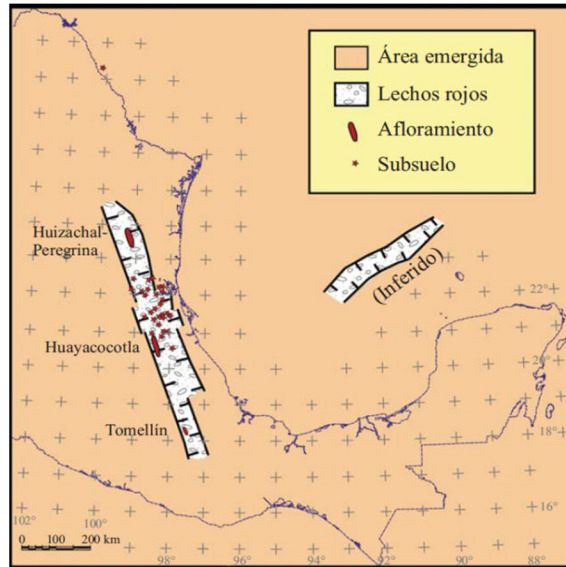


Figura 8. Paleogeografía del Triásico Superior. (Padilla y Sánchez, 2007).

II.2.2 Periodo de Margen Pasivo

El Jurásico Superior está caracterizado por una etapa de tectónica de margen pasiva, subsidencia lenta asociada al desplazamiento divergente de las placas de Norteamérica, Laurasia y Godwana, y permitió el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados.

II.2.2.1 Jurásico Superior-Oxfordiano

El periodo denominado de margen pasivo, iniciado a partir del Jurásico Superior-Oxfordiano, marca el final de la expansión del Golfo de México, y es durante esta etapa de margen pasivo que la subsidencia de la zona centro del Golfo por el depósito continuo de sedimentos acumulados, propicia la continuidad de la transgresión marina que genera el depósito de sedimentos de precipitación química, y la generación de mares semirestringidos y semiabiertos. En la base del Jurásico Superior-Oxfordiano se infiere está la última etapa de depósitos evaporíticos de aguas semirestringidas y semiabiertas.



II.2.2.2 Jurásico Superior-Kimmeridgiano

La transgresión del Jurásico Superior-Oxfordiano, generada por la subsidencia de la cuenca, generó condiciones climáticas propias para el desarrollo de plataformas carbonatadas, donde se dio el depósito de sedimentos de aguas someras y aguas profundas, donde los paleoaltos originados por las fallas distensivas que separan los pilares de las fosas, fueron propicios para la generación de bancos oolíticos en los bordes de las plataformas de los bancos calcáreos, con gradación a depósitos arcillosos en las zonas más profundas; a finales del Jurásico Superior-Kimmeridgiano, la subsidencia lenta y continua prevaleció durante este tiempo (García, et al., 2004). Estos depósitos generaron el inicio del desplazamiento de la sal subyacente del Jurásico Superior-Calloviano, hacia zonas de menor presión litostática. La sal migró a zonas superficiales debido a los movimientos tectónicos y a la carga litostática, hacia zonas superficiales de menor presión.

II.2.2.3 Jurásico Superior-Tithoniano

La transgresión iniciada a finales del Triásico Superior, tiene su máximo registro a finales del Jurásico Superior-Tithoniano, donde la subsidencia se hizo más lenta, y predominó la sedimentación de lutitas y de calizas con alto contenido de materia orgánica de origen marino, (Meneses de Gyves, 1980). Las condiciones de margen tectónico pasivo permitieron el desarrollo de biota costera, y la proliferación de la vida marina, que posteriormente se depositó en el lecho marino. La transgresión marina se extendió hacia la zona del bloque de Chiapas, hacia la plataforma de Yucatán y el continente.

De acuerdo a los sondeos de pozos en la Sonda de Campeche y el litoral de Tabasco. se infiere que, en este periodo existieron eventos volcánicos, lo que se respalda por los depósitos de bentonitas y pedernal intercalados con los depósitos de lutitas bituminosas del Jurásico Superior-Tithoniano.

La figura 9, muestra la gran extensión de las áreas de plataformas someras, en donde ocurrió el depósito de rocas ricas en materia orgánica que constituyen la principal roca generadora de hidrocarburos en el Golfo de México durante el Jurásico Superior Tithoniano.

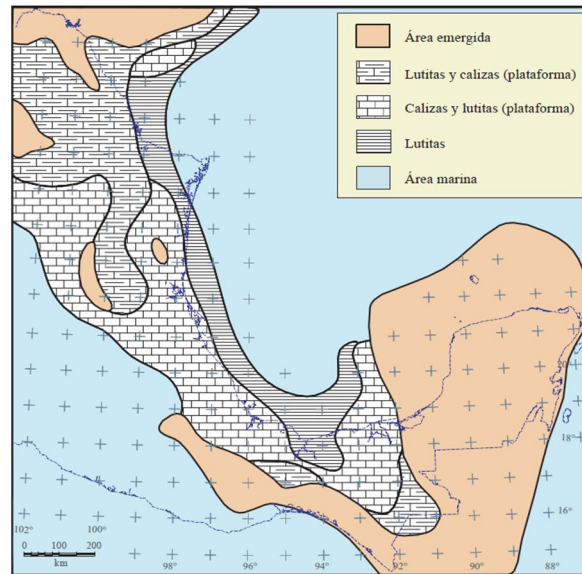


Figura 9. Paleogeografía del Tithoniano. (Padilla y Sánchez, 2007).

II.2.2.4 Cretácico Inferior

En este periodo, en el bloque de Yucatán, prevalecieron condiciones de aguas someras que propiciaron el depósito continuo de sedimentos carbonatados, que actualmente constituyen importantes yacimientos, y se tiene la tendencia a la disminución de sedimentos arcillosos, con subsidencia continua hasta finales del Cretácico Superior (Meneses de Gyves, 1980). El espesor promedio de sedimentos carbonatados durante este periodo varía desde la porción central hasta las periferias de la cuenca, en promedio de entre 3,000 m y 4,000 m de espesor. La reducción del espesor de estos sedimentos hacia los márgenes de la cuenca, se tiene registrado por los acúñamientos regionales identificados por medio de las diversas líneas sísmicas regionales de la Sonda de Campeche. La figura 10, muestra la longitud de las barreras de arrecifes que bordean a las plataformas, así como la gran extensión de áreas con carbonatos de aguas someras durante el Cretácico Inferior-Barremiano.

II.2.2.5 Cretácico Inferior-Superior

Durante el Cretácico Inferior y Cretácico Superior se registraron diversos periodos de vulcanismo en la porción central de México, lo que generó depósitos de bentonita y pedernal a manera de bandas y nódulos, intercalados con los depósitos de sedimentos carbonatados, (Grajales-Nishimura *et al.*, 2009).

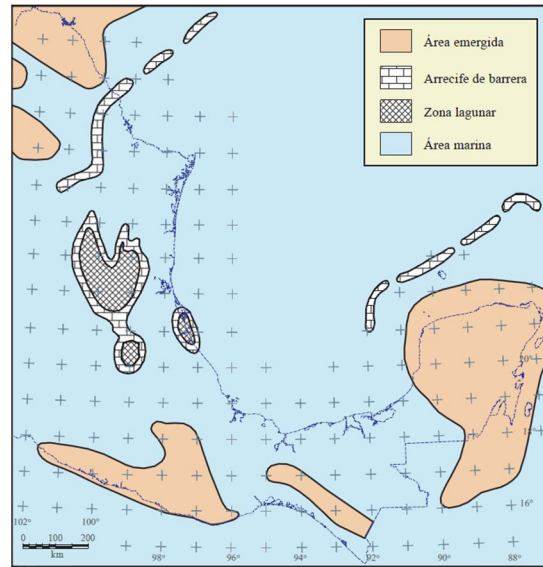


Figura 10. Paleogeografía durante el KI-Barremiano. (Padilla y Sánchez, 2007).

La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano Tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico Tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la cuenca del Golfo de México, (figura 11).

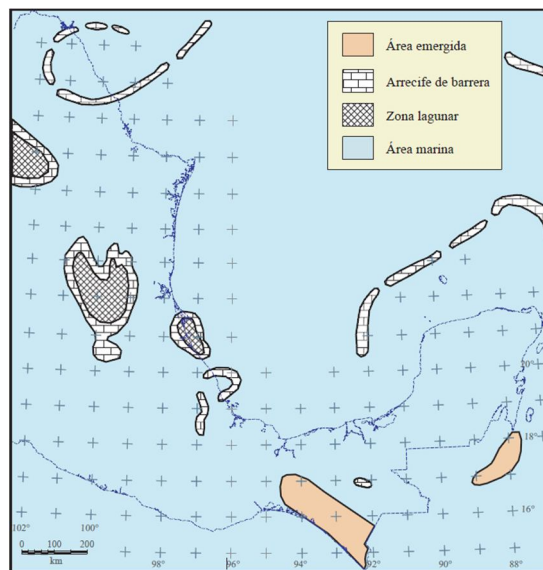


Figura 11. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. (Padilla y Sánchez, 2007).



II

La figura 12, muestra la distribución de la paleogeografía durante el Turoniano-Maestrichtiano, donde se observa que el aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió el patrón de depósito de carbonatos a clásticos en la zona actual de los estados de Veracruz, Chiapas, Tabasco, mientras que en la porción marina de la Sonda de Campeche predomina el depósito de sedimentos carbonatados. Esta condición se mantuvo durante el Cenozoico.

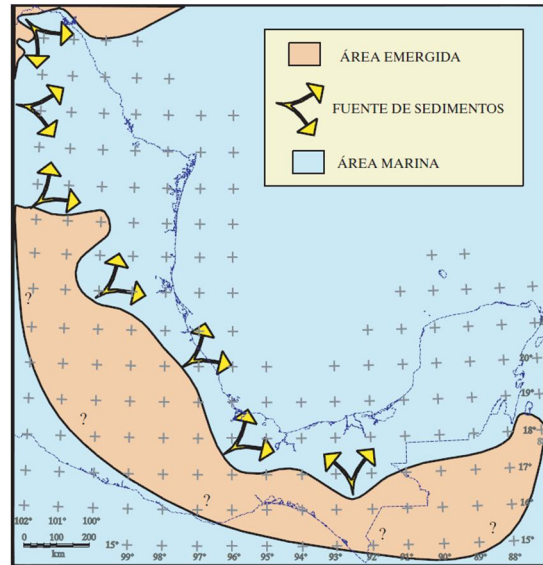


Figura 12. Paleogeografía del Turoniano-Maestrichtiano. (Padilla y Sánchez, 2007).

II.2.3 Periodo Compresivo

II.2.3.1 Paleoceno

El periodo de margen pasiva finaliza e inicia una etapa de compresión a finales del Cretácico Superior denominada Orogenia Laramide, este evento afectó la parte norte y noreste del Golfo de México. Al inicio del Paleógeno la tasa de sedimentación disminuyó teniendo aporte de terrígenos como arcillas arenas, limos, y en ocasiones intercalaciones de cuerpos carbonatados hasta finales del Eoceno, (Lopez, 1981).

Las porciones con concentraciones de acumulaciones de sal, tienen una reactivación a consecuencia de los movimientos tectónicos de la orogenia laramídica y a la acumulación y depósito de sedimentos, generandose diapirismo hacia las zonas más superficiales y en



ocasiones también en el piso oceánico. La migración del bloque de Chortis continuó hacia el sur del Macizo de Chiapas y Guatemala.

II.2.3.2 Eoceno

Durante el Eoceno temprano, se tuvo una etapa de deformación, donde la placa de Farallón colisiona por debajo de la placa Norteamericana, esta condición tectónica originó el aporte sedimentario de sedimentos clásticos hacia las cuencas formadas en el antepaís de cadenas plegadas. En este periodo se generaron fallas normales y lístricas asociadas a los depocentros en las cuencas de antepaís. Los sedimentos de sal y arcilla en la parte media del Golfo de México se movilizaron, formando rollers, diapiros, lenguas cánopies, y cuerpos sobrepresurizados de arcilla.

En la porción sureste se tienen identificados diversos eventos que sugieren que existió extensión y compresión en diversas áreas de la cuenca durante el periodo Eoceno-Oligoceno. La figura 13, refleja el inicio del relleno de las cuencas de antepaís de las sierras plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México durante el Eoceno Tardío, también refleja la distribución de las Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV) durante el Eoceno Tardío, (Lopez, 1981).

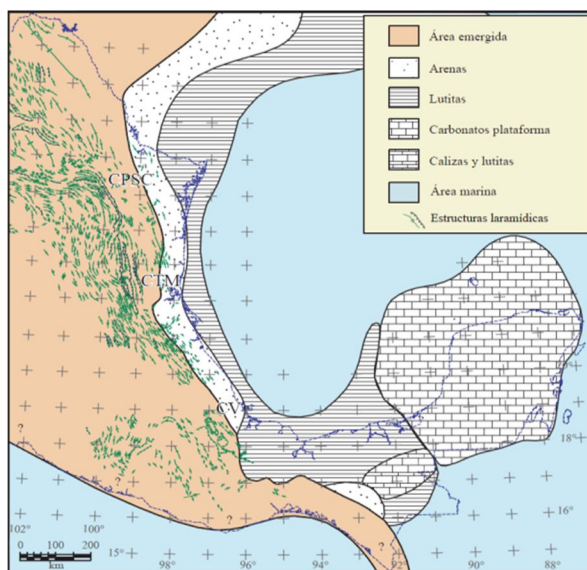


Figura 13. Paleogeografía del Eoceno Superior. (Padilla y Sánchez, 2007).

**II.2.3.3 Oligoceno**

Durante este periodo, se depositaron sedimentos clásticos en el sureste mexicano, específicamente en el área de Yucatán, se desarrolló una cuenca donde se depositaron secuencias de terrígenos en el área de Chiapas-Reforma-Akal, mientras que en la de Comalcalco-Salina del Istmo, la sal empieza a moverse hacia el norte en forma de almohadillas y rollers.

En este periodo a nivel global se tiene identificado un descenso del nivel del mar, lo anterior está relacionado a una discordancia en el Oligoceno. El cinturón plegado de la Sierra de Chiapas tiene su origen a finales de este periodo causando estructuras de tectónica compresiva con dirección predominante NW-SE. Sin embargo, es en el Mioceno Medio cuando esta compresión tiene su máximo desarrollo en la actual Sierra de Chiapas, alcanzando el área marina de la Sonda de Campeche, (Meneses de Gyves, 1980).

II.2.3.4 Mioceno

En el Mioceno Medio, la placa de Cocos cambió la dirección de su desplazamiento hacia el noreste, generándose la Sierra de Chiapas; las cuencas del sureste están relacionadas con la formación de esta sierra, esto generó la cadena plegada de Reforma-Akal, provocando el levantamiento tectónico y el cabalgamiento del macizo de Chiapas en la parte sur, provocando que el mar tuviera un descenso, dejando expuestas zonas de plataforma que posteriormente sufrieron erosión, karstificación y generación de depósitos de brechas de colapso y de gravedad en una zona extensa, como por ejemplo, en el pilar de Akal, con espesores de hasta 800 m de depósitos de talud.

Durante esta época, los sedimentos del Mesozoico inician su deformación y erosión que generó el transporte de los sedimentos que posteriormente se depositarían hacia el interior de la cuenca Golfo de México. El bloque de Chortis sufre un traslado con el levantamiento del macizo de Chiapas, ejerciendo el empuje de los sedimentos de la cuenca del Golfo de México lo que ocasionó el fallamiento y plegamiento en las rocas del Mesozoico.

El evento compresivo del Mioceno generó las estructuras tipo anticlinal con alineación preferencial hacia el noroeste-sureste; el bloque de Yucatán muestra un basculamiento con



II

dirección hacia el occidente. En la zona del Golfo de México se tuvieron aportes de sedimentos terrígenos debidos al levantamiento del macizo de Chiapas. Este es el periodo de mayor deformación que plegó y cabalgó las rocas de la cadena Chiapas-Reforma-Akal, con una superficie de despegue en la cima de la sal calloviana.

La desactivación de la placa de Farallón generó las placas de Cocos y Nazca; La placa de Cocos inicia su subducción en el Oligoceno Superior por debajo de las placas Norteamericana y la placa del Caribe, y es en el Mioceno Medio cuando el bloque de Chortis empuja la Sierra de Chiapas; en este periodo, se desarrolla la etapa de deformación plegando y cabalgando las rocas de la provincia geológica Reforma-Akal, con evidencias de basculamiento hacia el norte, el esfuerzo compresional ocasionado en dirección NW-SE y se extendió por toda la Sierra de Chiapas hacia la Sonda de Campeche; a esto evento tectónico se le denomina Orogenia Chiapaneca, (Sanchez-Montes de Oca, 1980). La columna estratigráfica deformada presenta pliegues casi paralelos, con longitudes de onda de 10 a 12 Km y relieves de 300 m a 1 Km.

La figura 14, muestra las Crestas Mexicanas y los pliegues y fallas de la Cuenca de Veracruz, y de la Sierra de Chiapas-Reforma-Akal formadas durante el Mioceno Superior; de estas últimas estructuras, el tramo Reforma-Akal se conoce solamente en el subsuelo.

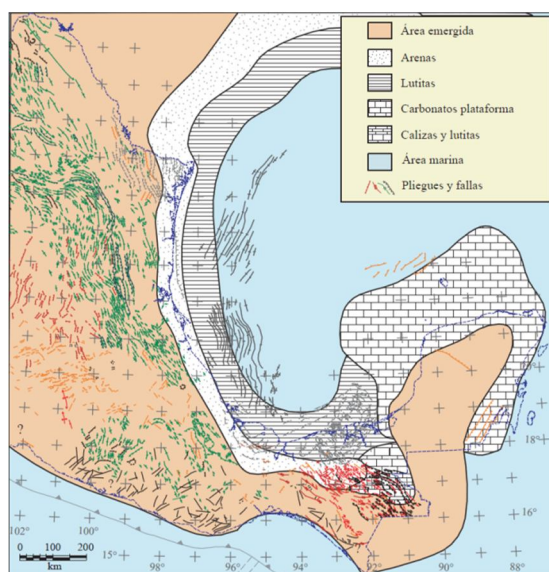


Figura 14. Paleogeografía del Mioceno Superior. (Padilla y Sánchez, 2007).



El bloque de Chortis y la porción de la placa del Pacífico provocó un cabalgamiento en la Sierra de Chiapas, y fallamiento transcurrente en la porción sur del macizo de Chiapas.

II.2.4 Periodo de Relajación

II.2.4.1 Plioceno

El Plioceno marca el final de la compresión de la Orogenia Chiapaneca, desplazando la cadena Chiapas-Reforma-Akal con basculamiento al norte debido al desalojo de sal del Jurásico Superior-Calloviano. A finales del Mioceno, posterior a la deformación del evento chiapaneco, se inicia un basculamiento hacia el norte de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal, como una respuesta al desalojo de sal calloviana en la misma dirección, el aporte de clásticos provenientes del macizo de Chiapas, generó el depósito de varios kilómetros de espesor de sedimentos que con la sobrecarga generaron fallamiento normal, fallas de crecimiento orientadas de NE-SW, con bloques caídos hacia el norte, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el Este en el Plio-Pleistoceno, alejándose del macizo de Chiapas siendo la principal fuente de aporte de sedimentos para el Golfo de México durante esta época. La generación de fallamiento con dirección NE-SW en la cuenca de Macuspana Comalcalco y Salina del Istmo son observados en estas cuencas.

El desalojo de sal y cuerpos de arcilla, continúa en este periodo de relajación, que tuvo su inicio de activación el Jurásico Medio; la sedimentación en el Golfo de México cesó debido a que el bloque de Chiapas se elevó, con esto inicia un periodo de relajamiento en la cuenca sedimentaria dando lugar a fallamiento normal en sedimentos terrígenos del Terciario, donde son claramente observables fallas lítricas y de crecimiento.

La figura 15, muestra la paleogeografía del Pleistoceno Tardío; durante este periodo, se formaron las cuencas de Comalcalco-Salina del Istmo y Macuspana, que posteriormente fueron rellenadas por sedimentos terrígenos del Terciario. La orientación de las estructuras extensionales son casi perpendiculares a las compresionales.

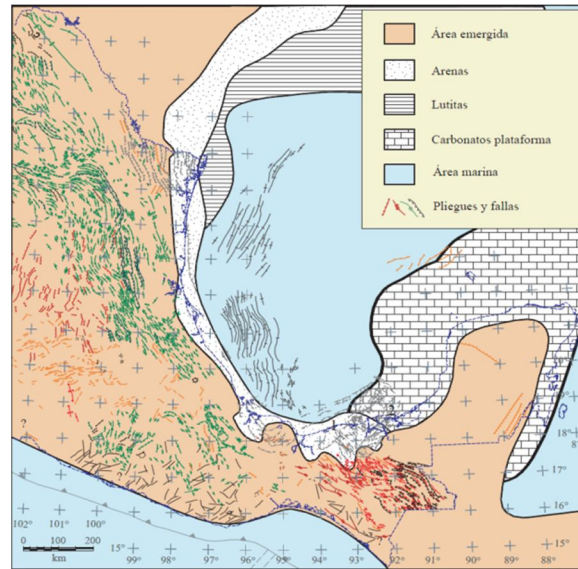


Figura 15. Paleogeografía del Pleistoceno Tardío. (Padilla y Sánchez, 2007).



III.1 Introducción

La información geológica del campo TXM, consta de las descripciones de litológicas de muestras de canal y núcleos de los pozos TXM-1 y TXM-1DL; esta información permitió identificar las litofacies de la roca almacén en las que se encuentra los sistemas de porosidad mismos que posteriormente se correlacionaron con los sistemas identificados con los registros geofísicos convencionales-especiales y en los núcleos.

De las principales características sedimentológicas de la roca almacenadora de los yacimientos del Jurásico Superior-Kimmeridgiano y Cretácico Medio e Inferior, resaltan las características internas de las rocas de la columna geológica penetrada; su descripción está basada en la clasificación textural de rocas carbonatadas de Dunham (1962), (figura 16).

Textura depositacional reconocible					Textura depositacional no reconocible
Contiene lodo calcáreo (Componentes originales no ensamblados durante el depósito)				Componentes originales ensamblados	
Contiene lodo calcáreo		Soportado por granos	Soportado por granos sin lodo calcáreo		
Soportado por lodo calcáreo					
Menos de 10% de granos	Más de 10% de granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina

Figura 16. Clasificación textural para rocas carbonatadas. Dunham (1962).

III.2 Columna Geológica Regional

La Columna geológica regional corresponde a la zona de marina, Región Marina Suroeste, atravesada con la perforación de los pozos del campo TXM y varios más, presentan un espesor promedio de 6,000 m, conformada por tres mega secuencias (Ver **II. Geología**

Regional de este trabajo), que descansa sobre un basamento de tipo ígneo y metamórfico, el cual fue alcanzado en los pozos KTN-1 y KTN-4, que está reportado según Meneses de Gyves (1980), en informes inéditos de Pemex.

III.3 Estratigrafía del campo

Las columnas estratigráficas que penetraron los pozos TXM-1 y TXM-1DL, comprenden rocas sedimentarias que van desde el Jurásico Superior-Kimmeridgiano al Reciente-Pleistoceno, (figura 17).

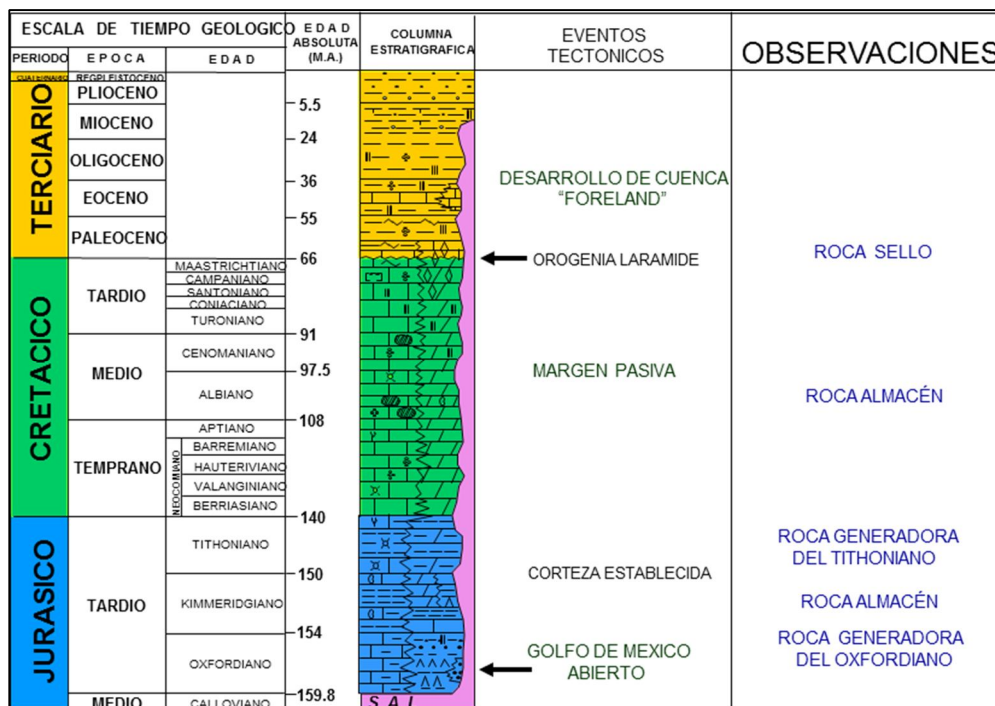


Figura 17. Columna Geológica Regional. Pemex, 2010.

Las cimas cronoestratigráficas fueron establecidas por la identificación petrográfica de foraminíferos planctónicos índices en las muestras de canal y núcleos, por el laboratorio de paleontología de la Coordinación de Operación Geológica del Activo de Exploración Plataforma Continental Sur de la Región Marina Suroeste (Pemex, 2010) y en algunos casos fue establecida por la respuesta eléctrica de los registros geofísicos convencionales, por la Coordinación de Caracterización Inicial y Delimitación del mismo activo (Pemex, 2011; Treviño *et al.*, 2011), (figura 18).



	TXM-1	TXM-1DL
Cretácico Superior	4703	5168
Cretácico Medio	4770	5271
Cretácico Inferior	4845	5404
J.S. Tithoniano	4949	5485
J.S. Kimmeridgiano	5240 (m.e.)	5750
Profundidad Total	5728	6230

Figura 18. Columna geológica del campo TXM. Treviño *et al.*, 2011.

III.3.1 Descripción Litoestratigráfica

La columna litoestratigráfica está conformada por rocas del Mesozoico y el Cenozoico, sin embargo la descripción está enfocada únicamente al Mesozoico, ya que es la era donde se encuentran los Plays Jurásico Superior Kimmeridgiano y Cretácicos Medio-Inferior, objetivos principales del presente trabajo.

Jurásico Superior-Kimmeridgiano

Parte inferior, ambiente lagunar definido en el pozo TXM-1 de 5365 m a 5724m y en el pozo TXM-1DL de 5895 m a 6200 m, constituida por mudstone-wackestone de bioclastos y en ocasiones packstone de oolitas y pellets café claro, crema y gris claro, con porosidad secundaria en fracturas algunas selladas por calcita, y estilolitas, en ocasiones con aceite residual o material bituminoso, con intercalaciones de cuerpos delgados de mudstone y wackestone de ooides, dolomitizado, café, porosidad secundaria en fracturas algunas selladas por calcita y arcilla, hacia la base se tiene una arenisca de cuarzo, gris, de grano finos, regularmente clasificada, con porosidad en estilolitas con material bituminoso.

Parte media, facies de borde de banco, definido en el pozo TXM-1 de 5359 m a 5365 m y en el pozo TXM-1DL de 5867 a 5895 m, consiste de packstone-grainstone de ooides, pelletoides y pisolitas, café claro, dolomitizado, regular porosidad primaria intergranular, secundaria intercrystalina y en fracturas, con impregnación de aceite.

Parte superior, facies de banco oolítico, definido en el pozo TXM-1 de 5240 m a 5359 m y en el pozo TXM-1DL de 5750 a 5867 m, consiste de dolomía mesocristalina café claro y café oscuro, que originalmente fue un packstone-grainstone de oolitas y pellets, con buena porosidad secundaria intercrystalina, en cavidades de disolución, en fracturas abiertas y parcialmente abiertas y móldica, con buena impregnación de aceite. La cima fue determinada por correlación de marcas de los registros de rayos gama y la respuesta de los registros de resistividad y litodensidad de los pozos XX-1 y GB-1. El contacto superior es concordante con el Jurásico Superior-Tithoniano. El espesor promedio atravesado en el campo corresponde a 484 m.

Jurásico Superior-Tithoniano

Parte inferior, la secuencia está constituida por mudstone-wackestone de intraclastos gris obscuro a negro, en ocasiones café obscuro, arcilloso, ligeramente dolomitizado, con porosidad secundaria en fracturas selladas por calcita.

Parte media, consiste de wackestone de bioclastos e intraclastos café oscuro y gris oscuro a negro, arcilloso, con porosidad secundaria en fracturas selladas por arcilla y calcita, pobre impregnación de aceite de fluorescencia amarillo claro, presenta disseminación de pirita.

Parte superior, consta de mudstone a wackestone café claro a crema, café oscuro y gris oscuro, ligeramente arcilloso, con porosidad secundaria en fracturas. El siguiente conjunto faunístico determinó su cima: *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria massutiniana*, *Calpionella alpina*, *Crassicollaria párvula*, *Nannoconus sp.*, *Colomiosphaera sp.*, *Globochaete alpinaradiolarios* calcificados, de ambiente batimétrico de cuenca.

Se encuentra subyaciendo concordante a sedimentos del Cretácico Inferior, y sobreyace sobre sedimentos del Jurásico Superior-Kimmeridgiano; el espesor promedio en el campo corresponde a 278 m con mayor espesor hacia el pozo TXM-1 con 291 m y de 265 m de espesor en el pozo TXM-1DL.



III

Cretácico Inferior

Parte inferior, constituido por mudstone-wackestone de bioclastos café claro y gris claro, de aspecto cretoso, en partes ligeramente arcilloso, porosidad secundaria en fracturas, con nódulos de pedernal en color gris y negro.

Parte superior, se compone de mudstone-wackestone café claro a crema y gris claro, con porosidad secundaria en fracturas, intercalaciones de mudstone-wackestone gris oscuro a negro, arcilloso, con incipiente dolomitización, con buena porosidad secundaria en fracturas, lentes de pedernal negro. La edad se determinó mediante el conjunto faunístico de *Globigerinelloides ferreolensis*, *Globigerinelloides cf. algerianus*, *Globigerinelloides cf. barri*, *Globigerinelloides sp.*, *Nannoconus bucheri*, se considera que su ambiente de depósito es de cuenca.

El contacto inferior es concordante con el Jurásico Superior Tithoniano y el contacto superior es concordante con el Cretácico Medio. El espesor promedio en el campo corresponde a 92.5 m y se observó que el mayor depósito del Cretácico Inferior se presenta hacia el área del pozo TXM-1 con 104 m, con una disminución hacia el TXM-1DL con un espesor de 81 m.

Cretácico Medio

Parte inferior, está constituido por mudstone-wackestone de bioclastos y litoclastos gris oscuro a negro, arcilloso, bituminoso, porosidad secundaria en fracturas, con intercalaciones de wackestone de bioclastos e intraclastos café claro a crema, arcilloso, porosidad secundaria en escasas fracturas.

Parte media, consta de dolomía microcristalina a mesocristalina gris claro y gris oscuro de cristales subhedrales y euhedrales con buena porosidad secundaria intercristalina y en fracturas, nódulos de pedernal ámbar, regular a buena impregnación de aceite de fluorescencia amarillo claro.

Parte superior, conformado por mudstone-wackestone café claro y café oscuro de litoclastos, arcilloso, aspecto bituminoso, parcialmente dolomitizados con porosidad

secundaria en fracturas e intercrystalina, nódulos de pedernal ámbar negro y gris. La edad se determinó mediante el conjunto faunístico de *Clavhedbergella simplex*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella planispira*, *Heterohelix moremani*, *Rotalipora sp.* y *Radiolarios* calcificados. Su ambiente de depósito corresponde a cuenca, parcialmente dolomitizada. Sobreyace concordantemente al Cretácico Inferior y subyace concordante a rocas del Cretácico Superior. El espesor promedio en el campo es de 104 m, donde el pozo TXM-1DL presenta un espesor de 133 m, y en el TXM-1 de 75 m.

III.4 Modelos Geológicos

La interpretación de ambientes sedimentarios en el campo TXM, fue realizado por la Coordinación de Caracterización Inicial y Delimitación de Yacimientos del Activo de Exploración Cuencas del Sureste Marino de Pemex Exploración y Producción. Treviño *et al.*, (2011), comentan que la elaboración de los modelos estuvo basada en la integración de los siguientes datos:

- 1.- Petrografía de láminas delgadas de muestras de canal y núcleo.
- 2.- Estudios geológicos y petrofísicos de núcleos.
- 3.- Fotografías de los núcleos.
- 4.- Estudios bioestratigráficos.
- 5.- Secciones de correlación estratigráfica y geológica.
- 6.- Registros geofísicos convencionales y especiales de pozo.

Con la información utilizada, identificaron:

- La distribución de facies.
- Definición de paleoambientes y modelo sedimentario del Cretácico y Jurásico.

III.4.1 Jurásico Superior-Kimmeridgiano

El Jurásico Superior-Kimmeridgiano está caracterizado por ser uno de los niveles estratigráficos más importantes como roca almacén; se describió por primera vez en 1976, desde el punto de vista bioestratigráfico con los megafósiles *Nebrodités* y *Tarameliceras sp.* con lo que se estableció su presencia en la zona marina, (Angeles-Aquino *et al.*, 2001).



III

SEDIMENTOLOGÍA

Se han planteado diversos estudios y modelos siendo los más sobresalientes los de Ángeles-Aquino (1985, 2003, 2006); para el campo TXM, Treviño *et al.*, (2011) proponen el modelo sedimentario aquí descrito, el cual litológicamente está constituido por dolomía micro a mesocristalina, que originalmente en su depósito fueron bancos oolíticos (packstone-grainstone) con porosidad intercristalina, vugular y en fracturas, dando como resultado una excelente calidad de roca almacén, (Chambers *et al.*, 2004).

El modelo que se ajusta a las características de la roca almacén encontrada en el campo TXM, es el de rampa carbonatada (Wilson, 1986; Tucker *et al.*, 1990), que a su vez presenta diversas litologías ajenas a zonas de alta energía, (figura 19):

Zona de rampa interna: con características de aguas someras, y circulación restringida, con zonas de baja energía, zonas de marea interbancos de alta energía con desarrollo de deltas con pequeños montículos de ooides redepositados y depósitos de borde de banco oolítico, en mayor proporción zonas con depósito de rocas de facies lagunares, con abundantes organismos marinos y plantas, áreas protegidas, con transición hacia el continente con zonas con exposición subaérea.

Zona de rampa media: Es donde se observan zonas de alta y baja energía, principalmente dominada por el oleaje, donde se desarrollan y se depositan principalmente los bancos oolíticos. Su sistema de depósito presenta muy baja pendiente ($\leq 1^\circ$), la profundidad no excede los 25 m. Presenta zonas de acción de las olas cerca de los bancos y zonas de baja energía cerca de la zona de desarrollo de los bancos.

Zona de rampa externa: Zona de circulación prebanco oolítico con desarrollo de rocas de alta energía, con poca matriz, la circulación de agua es abierta, el crecimiento de los bancos oolíticos es de menor proporción en comparación con los desarrollos de la zona de rampa media.

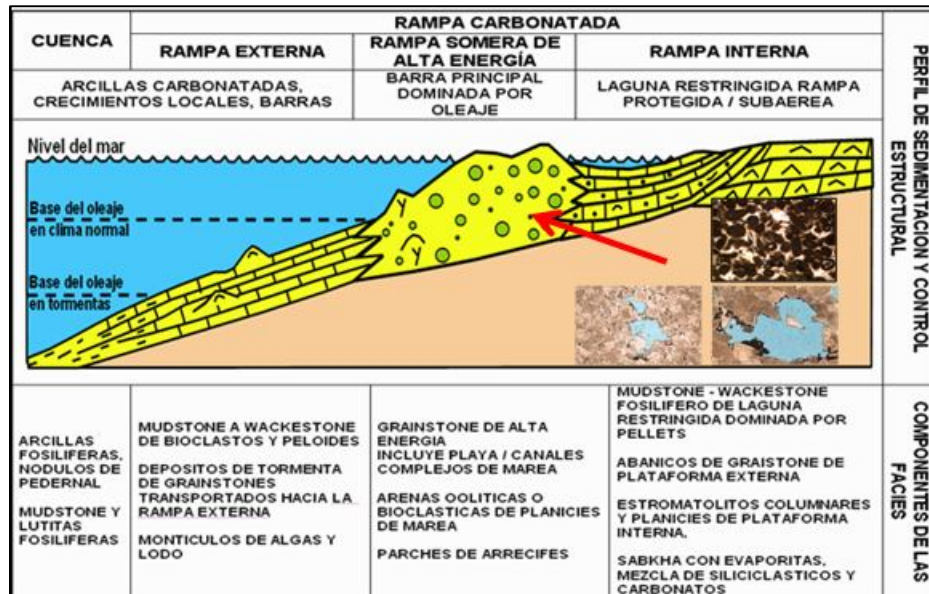


Figura 19. Modelo de rampa carbonatada. Modificado de Tucker *et al.*, (1990).

El ambiente en que se depositaron las diferentes litofacies del Jurásico Superior Kimmeridgiano, comprende ambientes que varían desde condiciones de alta energía donde la profundidad no excede los 25 m y las olas juegan un papel importante en la formación de barras oolíticas de packstone y grainstone; tienden a cambiar lateralmente a facies de borde de banco, en condiciones de baja energía en donde se depositaron sedimentos más finos como mudstone arcillosos, (Imlay, 1953).

Las facies sedimentarias depositadas durante esta edad en el campo TXM están controladas principalmente por la tectónica jurásica distensiva y la tectónica salina y por las fluctuaciones del nivel del mar, los que tuvieron un papel preponderante en el depósito de estos sedimentos permitiendo el acomodo de los sedimentos del Jurásico Superior Oxfordiano y Kimmeridgiano.

En el modelo conceptual propuesto se puede apreciar el alineamiento preferencial (NW-SE), con distribución errática e irregular, características de los bancos oolíticos dentro del borde de plataforma, donde se produjeron las olas con suficiente energía, para generar el sistema de bancos oolíticos principales, donde se encuentran ubicados los campos TXM, XX y GB y varios más, (García *et al.*, 2004).



III

Hacia el este donde la circulación de las aguas es más restringida, los depósitos están asociados a ambientes de baja energía, con presencia de depósitos de canales de marea donde se podrían encontrar depósitos de packstone redepositados.

El amplio espaciamiento que existe entre los campos permitió que se produjera el oleaje intenso y con alta energía, para generar el crecimiento y desarrollo de los diferentes cuerpos oolíticos depositados en esta porción de la región marina. El resultado del análisis de las muestras de canal y de núcleos permitió definir 3 principales facies, identificadas en los pozos TXM-1 y TXM-1DL de acuerdo a las características litológicas, (figura 20).

III.4.1.1 Facies de Banco

Estas facies se desarrollaron y se depositaron principalmente en los paleoaltos preexistentes o que fueron formados y modificados por el movimiento de sal, dando origen a montículos donde se acumularon los sedimentos que formaron los bancos oolíticos, bajo condiciones de alta energía y que posteriormente fueron intensamente dolomitizados.

Constan de dolomía mesocrystalina café claro y café oscuro, que originalmente fue un packstone-grainstone de oolitas y pellets, con buena porosidad secundaria intercrystalina, en cavidades de disolución, en fracturas y móldica; en el pozo TXM-1 el núcleo 3 y en el pozo TXM-1DL los núcleos 3 y 3C, son representativos de estas facies, (figura 20 y 21), (García *et al.*, 2004; Laubach *et al.*, 2006)

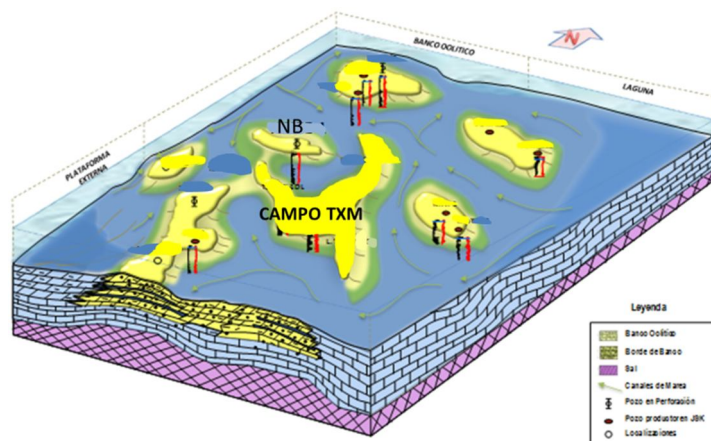


Figura 20. Modelo sedimentario del Jurásico Superior Kimmeridgiense del campo TXM. Treviño *et al.*, 2011.

III.4.1.2 Facies de Borde de Banco

Consiste de packstone-grainstone de ooides, pelletoides y pisolitas, café claro, dolomitizado, regular porosidad primaria intergranular, secundaria intercrystalina y en fracturas, estos depósitos son característicos de zonas de alta energía, dominada por oleaje, a zonas de baja energía, con profundidades no mayores a 25 m; son la transición entre las facies de banco oolítico y las facies de laguna; el núcleo 4 del pozo TXM-1DL es representativo de estas facies, (figura 21).

III.4.1.3 Facies de Laguna

Compuesto de mudstone-wackestone de bioclastos con porosidad secundaria en fracturas, algunas selladas por calcita, con intercalaciones de cuerpos delgados de mudstone y wackestone de ooides, dolomitizado, café, porosidad secundaria en fracturas algunas selladas por calcita y arcilla, en ocasiones con presencia de anhidrita. Estas facies son depositadas en facies de aguas templadas y someras, con circulación restringida, de baja energía, con abundantes organismos marinos y plantas; en el pozo TXM-1 el núcleo 4 es representativo de las facies de laguna, (figura 21).

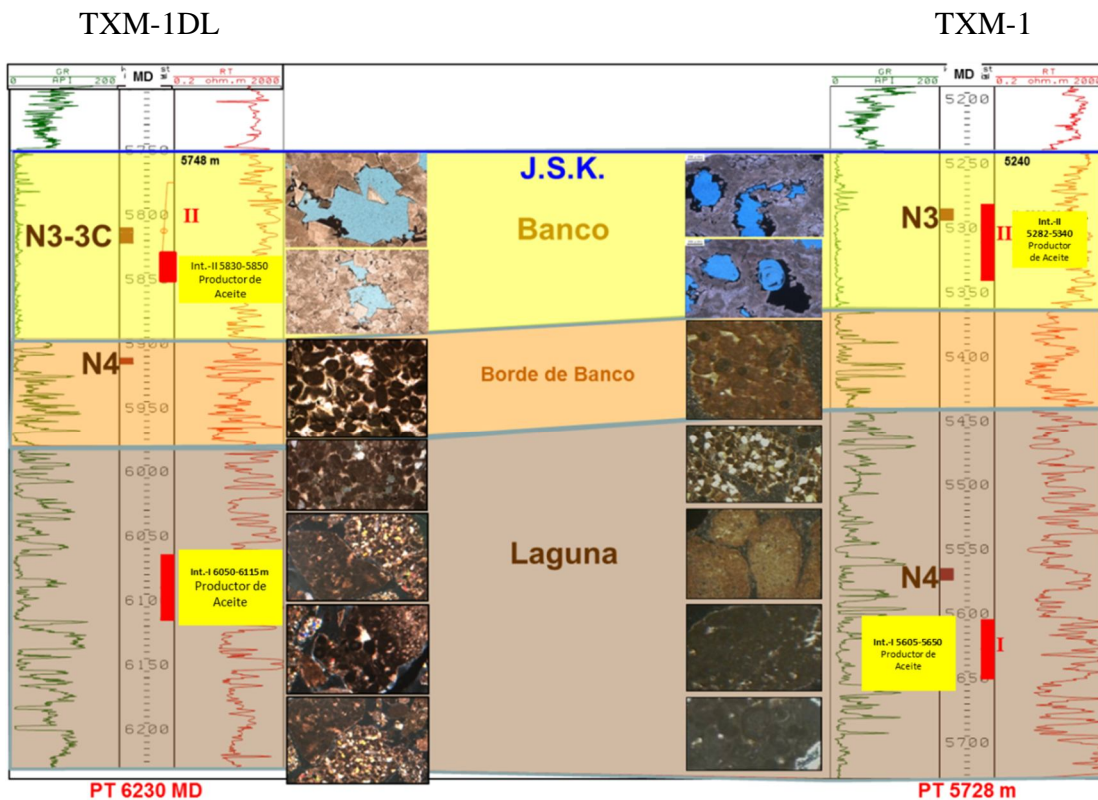


Figura 21. Facies del Jurásico Superior Kimmeridgiano del campo TXM.



III.4.2 Cretácico Medio-Inferior

La generación de este modelo sedimentario está soportada por el análisis de 95 muestras de canal, de estructuras sedimentarias en núcleos recuperados, comportamiento y patrones de los registros (log-facies) y muestran que los ambientes de depósito, corresponden a ambientes de plataforma carbonatada parcialmente dolomitizada. El modelo sedimentario conceptual del Cretácico Medio-Inferior en el campo TXM (Treviño *et al.*, 2011) está caracterizado por su composición predominante de facies de carbonatos de aguas profundas, de ambiente de baja energía, (figura 22), (Pemex, 2010).

La distribución de litofacies de acuerdo al modelo propuesto indica la siguiente distribución:

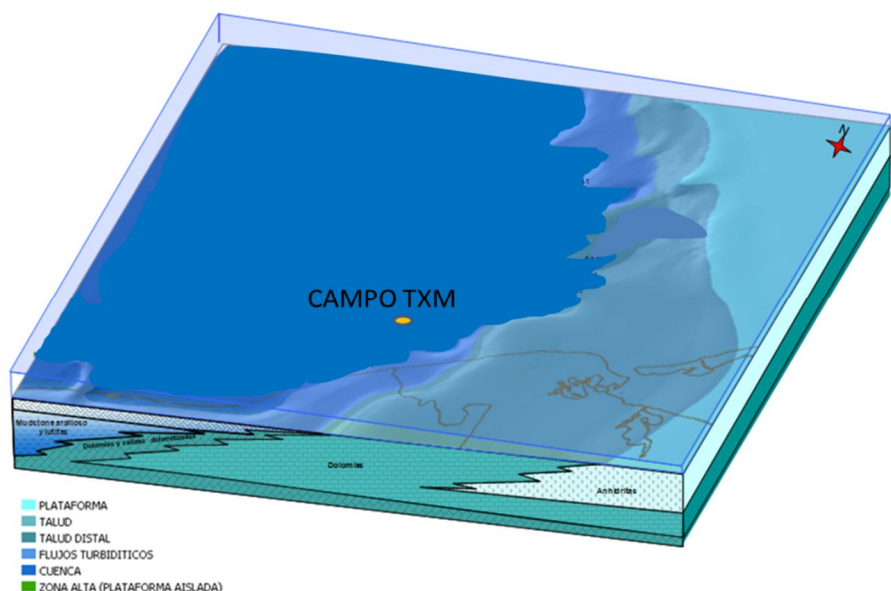


Figura 22. Modelo sedimentario del Cretácico Medio-Inferior del campo TXM.

Treviño *et al.*, 2011.

Zona de plataforma.- En la plataforma las rocas predominantes son calizas dolomitizadas y dolomías, con algunas zonas de precipitación de rocas evaporíticas. Esta zona es la principal fuente de aporte de sedimentos hacia las partes más bajas de la cuenca.

Zona de Talud.- El talud está compuesto predominantemente para este tiempo de calizas arcillosas dolomitizadas y dolomías; Esta zona es la encargada de la distribución de material proveniente de la plataforma hacia la cuenca.

Zona de cuenca.- El Cretácico Medio e Inferior del campo TXM está caracterizado por depósitos rocas carbonatadas predominantes son carbonatos de cuenca y arcillas (mudstone arcillosos y lutitas), los cuales fueron dolomitizados parcialmente posterior a su depósito. Más hacia el centro de la cuenca los depósitos de rocas carbonatadas arcillosas son más abundantes.

Los espesores de estas rocas en esta edad pudieron tener de 2000 a 4000 m de espesor en la zona del campo TXM. El espesor tiende a adelgazarse hacia el occidente de la Sonda de Campeche. El Cretácico Medio infrayace a los sedimentos del Cretácico Superior y las rocas del Cretácico Inferior sobreyacen a las rocas del Jurásico Superior Tithoniano. Sus contactos son concordantes y transicionales. (Pemex, 2010).

El depósito constante de carbonatos durante aproximadamente 20 millones de años provocó la subsidencia de la cuenca, que coincide con la elevación en el nivel del mar ocasionada por el evento transgresivo, que inició en el Triásico Superior y que finalizó a finales del Mesozoico. Esto ocasionó que se depositaran sedimentos arcillo calcáreos en la zona del campo TXM durante este periodo, (Aguayo, 2005).

III.4.2.1 Facies de cuenca

Las litofacies observadas son mudstone arcilloso de foraminíferos planctónicos, identificados en el intervalo productor del pozo TXM-1DL; dentro de estas facies de cuenca, se observan indicios de dolomitización. En el intervalo del yacimiento Cretácico Medio del TXM-1, se tienen los núcleos 2, 2C y 2CC con estas características litológicas, (figura 23).



TXM-1

TXM-1DL

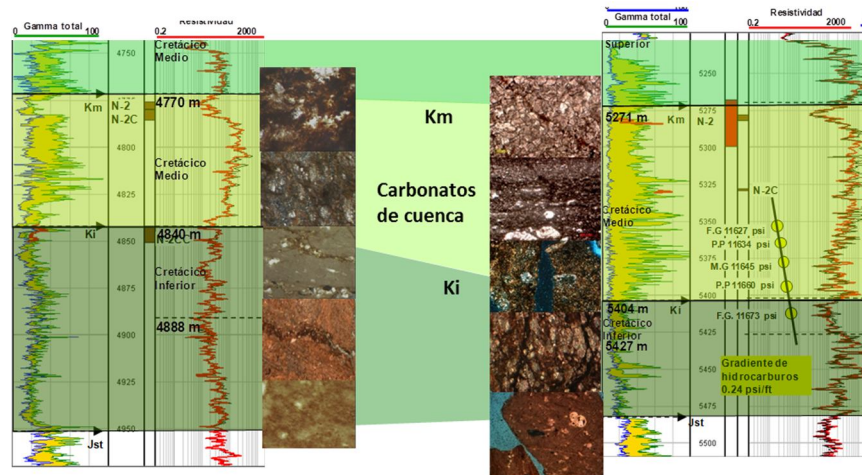


Figura 23. Facies del Cretácico del campo TXM. Treviño *et al.*, 2011.

III.5 Porosidad del Yacimiento

La porosidad en las rocas carbonatadas desde el punto de vista textural, se define como el conjunto de espacios vacíos contenidos en la roca y con posibilidad de almacenar un fluido. Por medio de la petrografía se establecen las propiedades texturales de la roca, como el tamaño forma distribución, la continuidad de los espacios vacíos en la roca se define como sistema poroso, el cual obedece a una distribución tridimensional en el espacio rocoso, (Choquette *et al.*, 1970; Kayser *et al.*, 2006; Alonso, 2007; Montaron, 2008)

La porosidad de la roca almacén del yacimiento del Jurásico Superior Kimmeridgiano y del Cretácico, varía según la escala de análisis, los rasgos texturales más relevantes encontrados fueron analizados a escala de lámina delgada con microscopio petrográfico, microscopía electrónica de barrido-MEB (Watt *et al.*, 2000) tapones de núcleo, núcleos y registros de imágenes.

Los fenómenos geológicos (sedimentología, diagénesis, tectónica, etc.), tienen sus propias heterogeneidades pudiendo ser independientes entre sí. La clasificación sedimentológica está basada esencialmente en el origen sedimentario de la roca, la cual se realiza a escala de poro donde la fábrica de la roca es heterogénea; a escala de tapón de núcleo, la fábrica de la roca es homogénea; a escala de estrato, es heterogéneo; a escala de capa, el estrato es

homogéneo; a escala de pozo las heterogeneidades son comunes y es necesario entenderlas para poder comprender las características del yacimiento, (Tucker *et al.*, 1990).

Desde su depósito hasta la consolidación de la roca almacén, intervinieron diversos factores físico-químicos y mecánicos que modificaron la porosidad original, lo que ocasionó cambios en su calidad almacenadora, (Mc Ilreath, 1990). La clasificación de la porosidad, está asociada a su génesis, desde el punto de vista cualitativo se puede clasificar como de buena, regular y pobre.

A partir de la evaluación de registros geofísicos se obtienen valores de porosidad, sin embargo, el análisis de núcleo permite obtener los procesos diagenéticos que la originaron, lo que las evaluaciones petrofísicas no nos otorgan. El estudio de muestras de canal y de núcleo, a partir de láminas delgadas, tiene como propósito la identificación de los tipos de porosidad existentes en la roca almacén, (Izquierdo, *et al.*, 2001).

Debido a la complejidad textural del sistema poroso en las rocas carbonatadas, para el presente estudio, la identificación y clasificación de la porosidad estará basado en la propuesta de Choquette *et al.*, (1970), (figura 24).

De la información analizada se concluye que los sistemas de porosidades más frecuentes en el campo TXM son: la intercrystalina, en matriz, vugular, móldica y en fracturas. En el caso de las fracturas es una porosidad de fábrica no selectiva (Choquette *et al.*, 1970; Schlumberger, 2008).

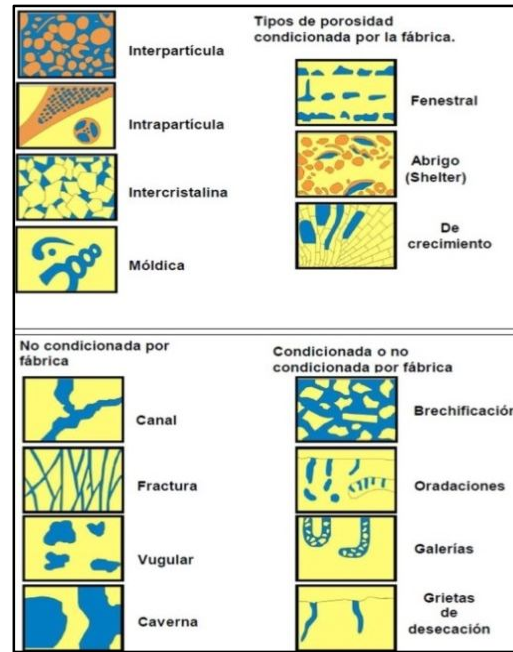


Figura 24. Clasificación de porosidad. Choquette *et al.*, 1970.

III.5.1 Sistema poroso del Jurásico Superior-Kimmeridgiano

El sistema tiene interés económico debido a los resultados de las cuatro pruebas de producción realizadas en los pozos TXM-1 y TXM-1DL, dos pruebas fueron realizadas en facies de banco oolítico y dos pruebas en facies de laguna. (Treviño *et al.*, 2011).

Las rocas de facies de banco oolítico consisten de dolomía mesocristalina, en su origen packstone a grainstone de oolitas, ooides y pellets, café claro a café oscuro, con crecimiento de cristales euhedrales a subhedrales de dolomita, con porosidad intergranular, en cavidades de disolución y fracturas, con intercalaciones de mudstone parcialmente dolomitizado (dolomita cripto-microcristalina) con porosidad intercristalina, en fracturas abiertas y con buena impregnación de aceite.

III.5.1.1 Sistema poroso en TXM-1

En el núcleo 3, el sistema poroso está constituido por porosidad secundaria intercristalina, oomórdica, en microfracturas, estilolitas y en cavidades de disolución, con buena impregnación de aceite; en la figura 25, se aprecia la disolución del centro de las oolitas, probablemente de calcita que fueron disueltos, formando porosidad vugular y oomórdica. La figura 26 muestra la porosidad secundaria intercristalina entre cristales de dolomita.

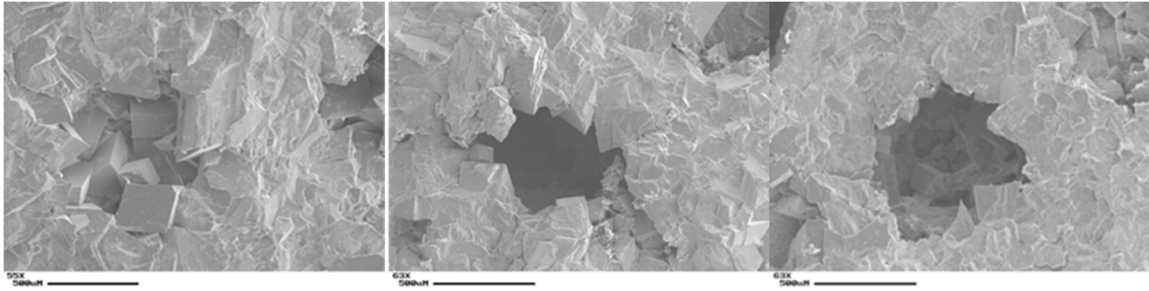


Figura 25. Porosidad secundaria por disolución. TXM-1 Prof. 5293.63 m

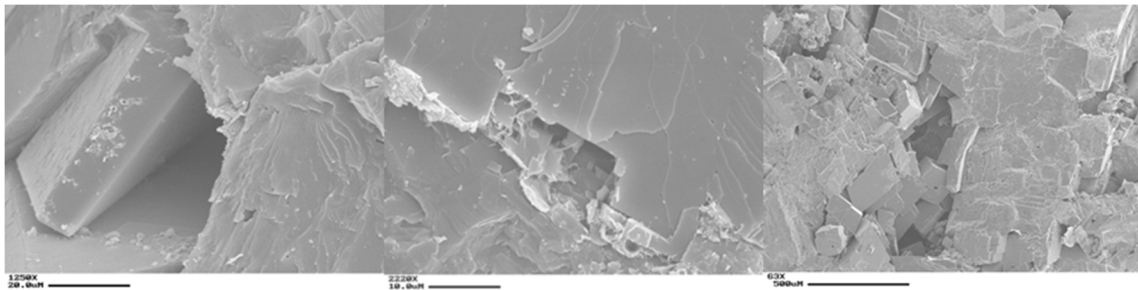


Figura 26. Porosidad secundaria intercrystalina. TXM-1 Prof. 5293 m Núcleo-3

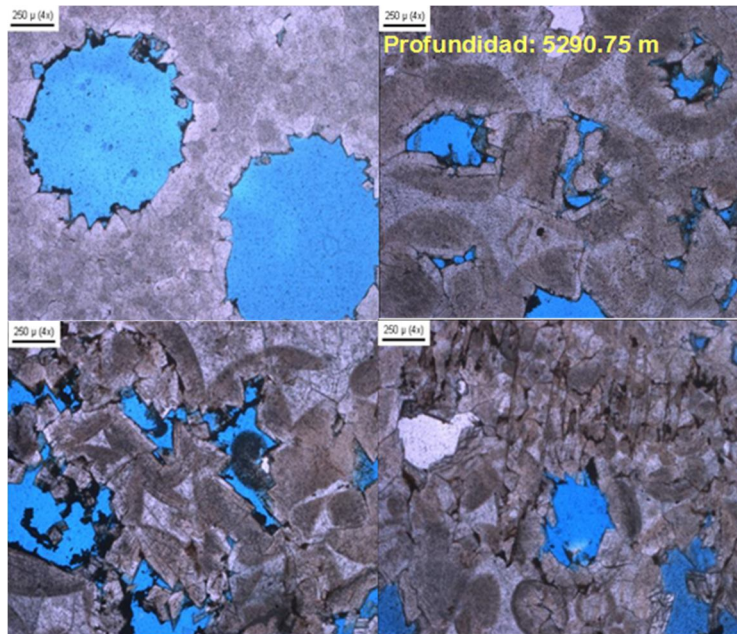


Figura 27. Sistema poroso del TXM-1, núcleo 3. Porosidad secundaria intercrystalina, interparticula, vugular, estilolitas en picos de alta amplitud y en fracturas, con buena impregnación de aceite.



III

SEDIMENTOLOGÍA

La figura 27, muestra la porosidad generada por la disolución de los ooides, porosidad generada por el crecimiento de dolomita, y se aprecian así mismo estilolitas con impregnación de hidrocarburos.

En el núcleo 4, parte superior, el sistema poroso está constituido por porosidad secundaria intergranular e intercrystalina, vugular y en fracturas abiertas, con buena impregnación de aceite. La parte inferior del núcleo está constituida por porosidad secundaria intercrystalina, vugular, en estilolitas rellenas de arcilla y material bituminoso, y en escasas fracturas abiertas y parcialmente abiertas en ocasiones selladas con calcita, (figuras 28 y 29).

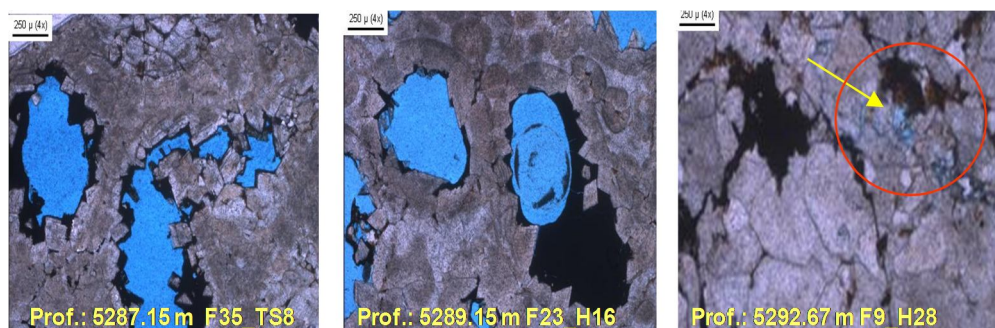


Figura 28. Sistema poroso del TXM-1, núcleo 4, parte superior. Porosidad secundaria intercrystalina, vugular y en fracturas, con buena impregnación de aceite.

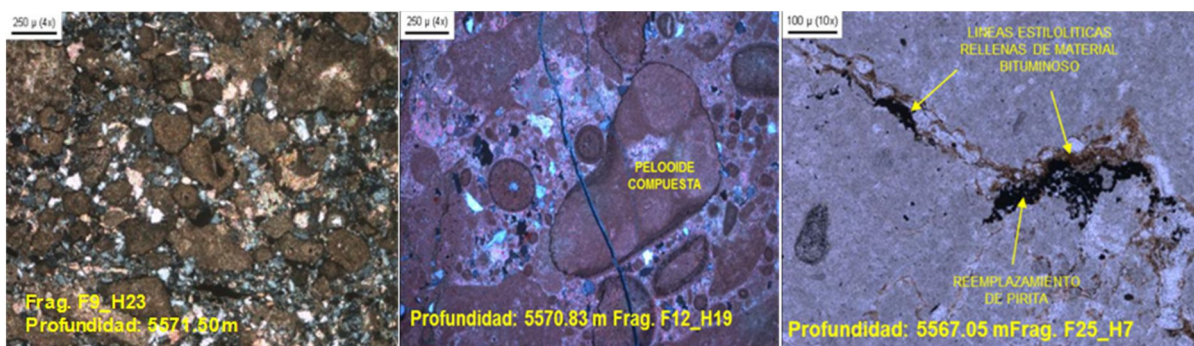


Figura 29. Sistema poroso del TXM-1, núcleo 4, parte inferior. Porosidad secundaria intergranular, intercrystalina y en estilolitas irregulares.

III.5.1.2. Sistema poroso en TXM-1DL

El sistema poroso de los núcleos 3 y 3C, está constituido por porosidad secundaria intercrystalina, móldica, en microfracturas y en cavidades de disolución, con buena impregnación de aceite, (figura 30).

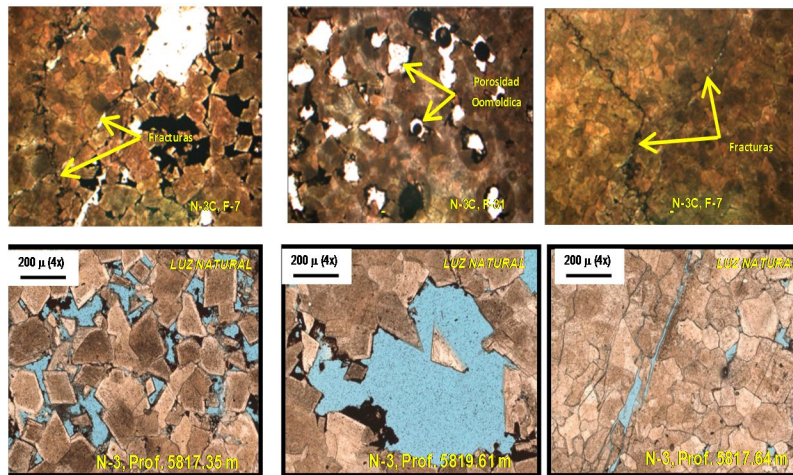


Figura 30. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 3 y núcleo 3C. Porosidad secundaria intercrystalina, en fracturas, vugular móldica por disolución de granos.

El sistema poroso del núcleo 4 está compuesto en la parte superior por porosidad secundaria intergranular, intercrystalina y en microfracturas, con impregnación de aceite. La parte media porosidad secundaria intergranular, con impregnación de aceite; La parte inferior, porosidad secundaria intergranular, intercrystalina y en microfracturas abiertas y parcialmente abiertas, con impregnación de aceite, (figura 31).

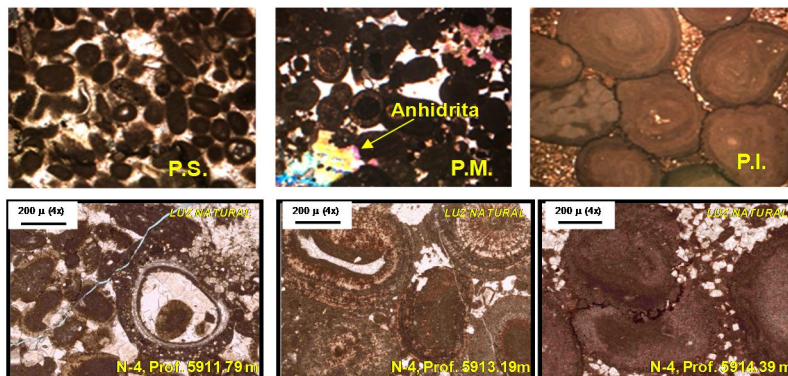


Figura 31. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 4. Porosidad secundaria intergranular, intercrystalina, en fracturas e intrapartícula.



III

III.5.2 Sistema poroso del Cretácico Medio-Inferior

El sistema poroso del Cretácico Medio-Inferior tiene interés económico debido a la prueba de producción realizada en el pozo TXM-1DL, fue realizada en facies de cuenca resultando productora de gas y condensado.

III.5.2.1 Sistema poroso en TXM-1

Las rocas consisten de dolomía mesocristalina, café claro a café oscuro, con porosidad intergranular y fracturas parcialmente abiertas, con intercalaciones de mudstone-wackestone parcialmente dolomitizado. El sistema poroso analizado en muestras de canal y núcleos 2 y 2C2, está compuesto por porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas parcialmente abiertas con impregnación de aceite, (figura 32).

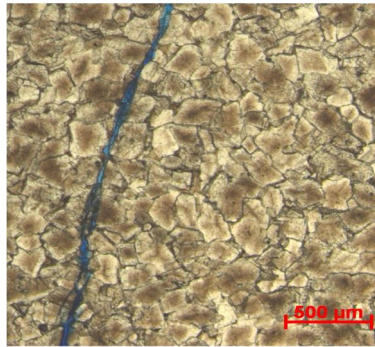


Figura 32. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 2. TXM-1

El sistema poroso analizado en el núcleo 2C2, está constituido por porosidad secundaria intercrystalina, en fracturas en ocasiones selladas con calcita y cavidades de disolución, con impregnación de aceite, (figura 33 y 34).

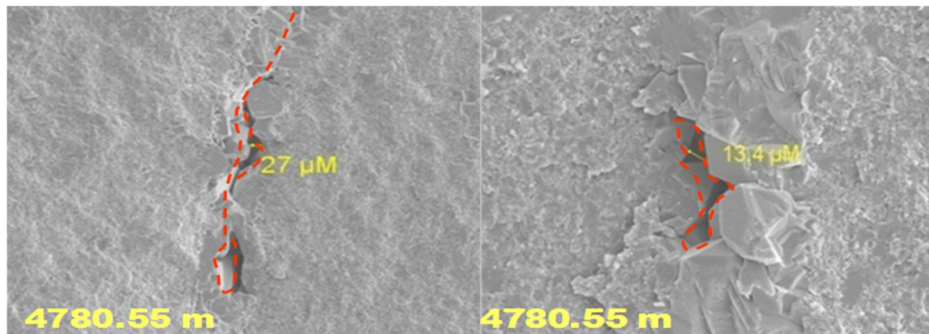


Figura 33. Fotomicrografía de MEB del núcleo 2C

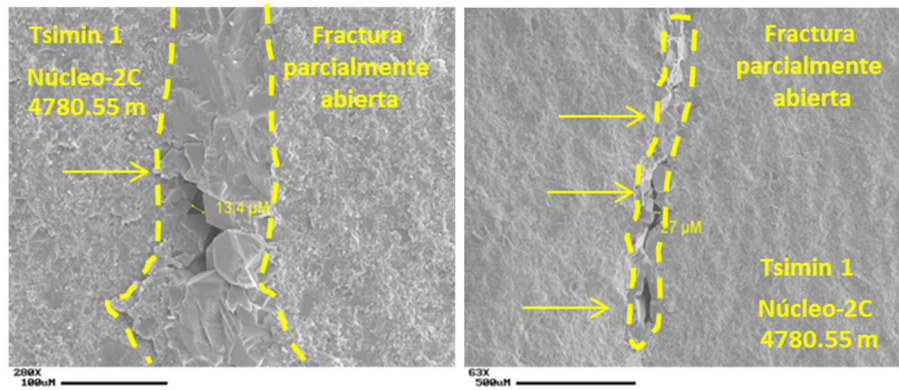


Figura 34. Fotomicrografía de MEB del núcleo 2C2. Porosidad secundaria intercrystalina y en fracturas. Porosidad secundaria en fracturas.

III.5.2.2 Sistema poroso en TXM-1DL

En este pozo la roca almacén está constituida por dolomía micro a mesocristalina, café claro a café oscuro, con crecimiento de cristales euhedrales a subhedrales de dolomita. Con intercalaciones de mudstone-wackestone gris claro ligeramente arcilloso, dolomitizado y pedernal. El sistema poroso del núcleo 2C está constituido por porosidad secundaria intercrystalina, en fracturas parcialmente abiertas y en cavidades de disolución, con buena impregnación de aceite, (figura 35).

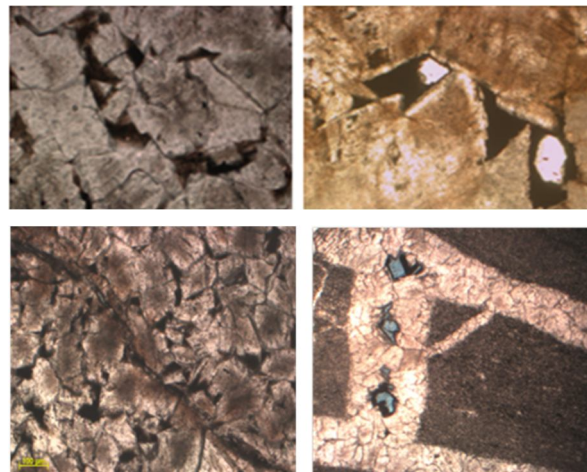


Figura 35. Sistema poroso del TXM-1DL, núcleo 2. Porosidad en fracturas y por disolución.

La principal porosidad está representada por las fracturas abiertas y parcialmente abiertas, con pobre a regular impregnación de aceite. En el núcleo 2C se tienen fracturas con



III

SEDIMENTOLOGÍA

precipitación de cementante calcáreo, porosidad intercrystalina en la matriz dolomitizada y en cavidades por disolución, formadas probablemente de la disolución de las paredes de algunas fracturas que permitieron el paso a fluidos (figura 36 y 37).

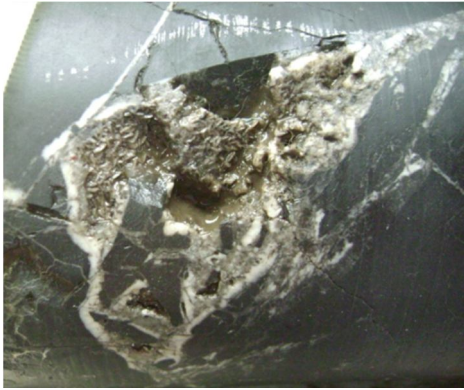


Figura 36. Sistema poroso del TXM-1DL Núcleo 2C. Porosidad secundaria en fracturas abiertas, parcialmente cementadas por calcita y porosidad vugular, conectada por fracturas.

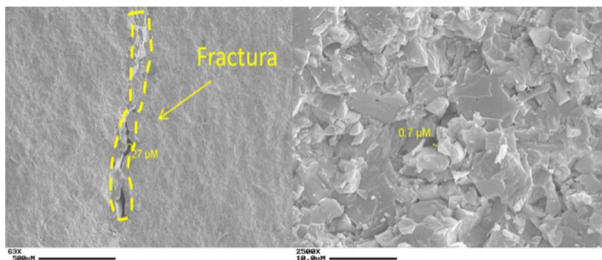


Figura 37. Sistema poroso del TXM-1DL MEB Prof. 4780.55 m. Porosidad secundaria en fractura parcialmente abierta y porosidad intercrystalina.



IV. SECCIÓN BALANCEADA

IV.1 Introducción

Los estilos estructurales se identificaron y se caracterizaron en el campo TXM, con el análisis de la interpretación estratigráfica-estructural de Treviño *et al.*, (2011), hecha en el cubo sísmico MCH 3D, versión migración pre-apilado con filtro y con ganancia en tiempo, 2008, para conocer el mecanismo de generación de la estructura TXM, se usó la línea sísmica 3823 (L-3823) en tiempo, que es la más representativa del campo, para el análisis estructural, de donde se construyó una sección en 2D en profundidad, que cruza de manera perpendicular el campo TXM, (figuras 38, 39 y 40).

El software Move de Midland Valley versión 2011.0, que incluye los módulos de restauración secuencial 3DMove y 2DMove, fue usado para tal fin. Considerando las fallas asociadas a los esfuerzos tectónicos, se usó la técnica de restauración del algoritmo Trishear (Cardozo *et al.*, 2003), para un modelo de deformación-restauración pliegue por propagación de falla (Fault propagation fault) (Suppe, 1983 y 1990) que son producto de la transferencia del desplazamiento producido a lo largo de un cabalgamiento a una zona de estratos que se encuentran por encima del extremo del cabalgamiento (tanto en fallas inversas como normales). La zona de cizalla localizada en el plano de falla se distribuye en una zona de estratos por encima de la falla.

El modelo de pliegue por propagación de falla es un modelo de deformación que considera una zona de régimen compresivo, una zona de despegue en sal y donde se involucra una rampa (Mitra, 1990; Hudec *et al.*, 2007), de la que posteriormente se formará una falla inversa para la generación de una estructura tipo anticlinal, con una porción de anticlinal ligeramente cabalgada sobre el bloque estático.

La conversión a profundidad se realizó en el módulo “2D Depth conversion” en 2DMove 2011.0, por el método de definición de velocidades, considerando las velocidades de las gráficas tiempo-profundidad (Tz's) de los pozos Txm-1 y Txm-1DL, para una columna donde a nivel Terciario se tienen sedimentos arcillo arenosos, carbonatos y dolomía para el Mesozoico, y presencia de sal en la base, (Pemex 2010 y 2011).

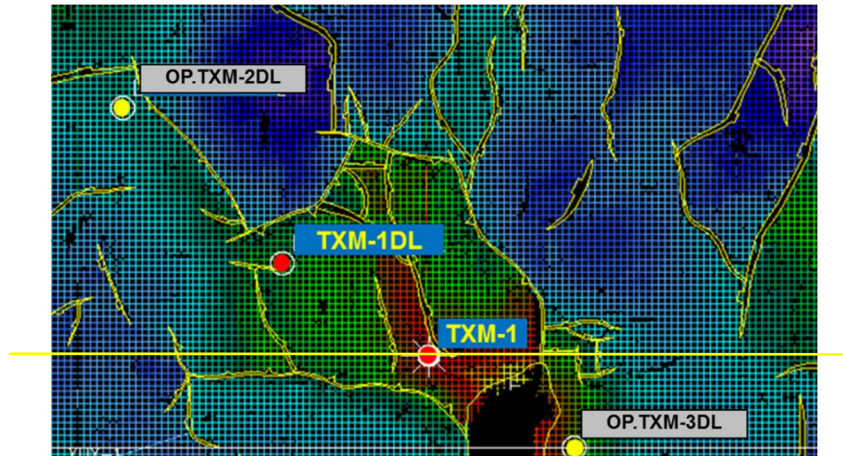


Figura 38. Mapa base del cubo sísmico MCH 3D. El horizonte es el Jurásico Superior Kimmeridgiano en tiempo. Treviño *et al.*, 2011.

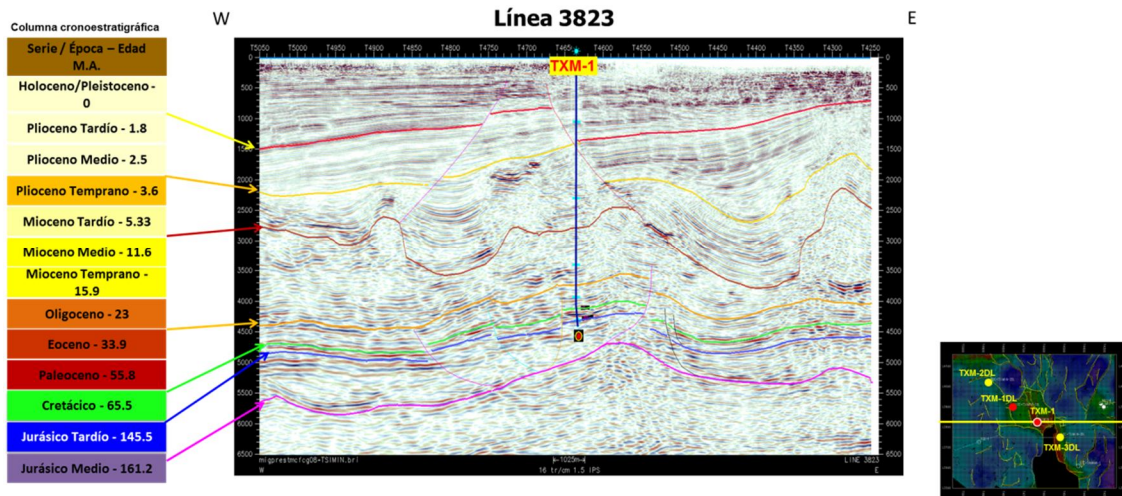


Figura 39. Línea sísmica 3823, en tiempo. Treviño *et al.*, 2011.

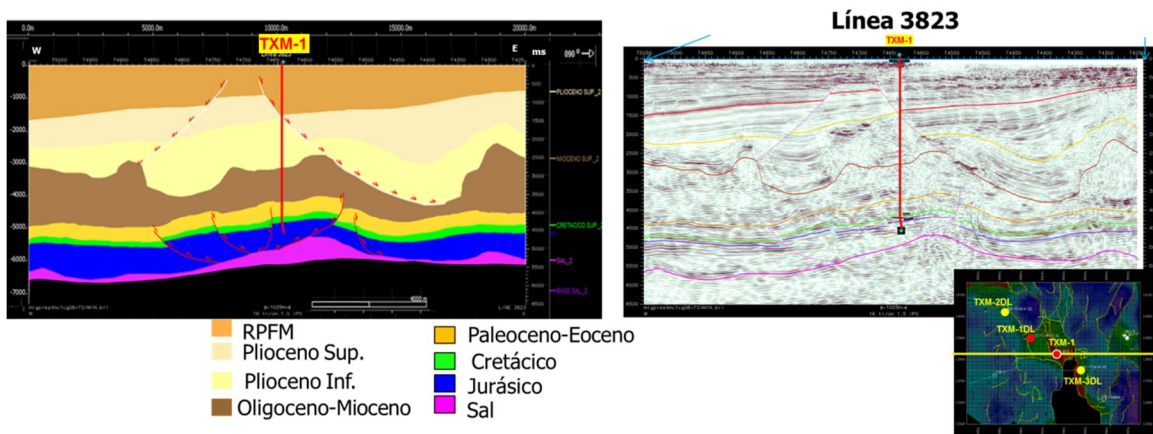


Figura 40. Línea sísmica 3823, en profundidad. Treviño *et al.*, 2011.



IV.1.1 Trampa

La trampa estructural del campo TXM es un anticlinal, con la orientación del eje principal en dirección NW-SE, donde se ubican los pozos TXM-1 y TXM-1DL, limitada por 2 fallas inversas, una en el flanco NE y la otra al SW, con dirección paralela al eje de la estructura, y con fallamiento normal dentro del núcleo de la estructura, producto del acomodo de la deformación compresiva miocénica; en la figura 41 se muestra una imagen tridimensional del campo TXM, con los pozos TXM-1 y TXM-1DL, XX-1, XX-1DL y NB-1, las superficies del Cretácico Superior (Verde), Jurásico Superior (Azul), y la superficie de la sal (Rosa) en profundidad, con vista de SE a NW, donde se observa que hacia el SE de la trampa del campo TXM, la estructura está afectada por una intrusión de sal que interrumpió la secuencia sedimentaria de las rocas desde el Jurásico Superior-Kimmeridgiano al Cretácico Superior, constituyendo un sello lateral para la trampa en su porción SE, (Davis *et al.*, 2004; Hudec *et al.*, 2007; Pemex, 2009; Pemex 2011).

IV.2 Sección balanceada

Una sección balanceada es la representación de datos geológicos como horizontes y fallas, que a través de diversas técnicas estructurales llevan la sección a su estado previo a la deformación, removiendo los desplazamientos que ocurrieron sobre las fallas geológicas y colocar los bloques a su estado pre-deformado en forma secuencial, (Giovannini, 2010).

Para el balanceo de una sección, todos los procesos estructurales que hayan modificado los sedimentos depositados en una cuenca, en un periodo particular, son considerados durante la restauración. Entre los eventos más sobresalientes de la evolución estructural se consideran la sedimentación, compactación sedimentaria (Backstripping), plegamiento por esfuerzos compresivos o distensivos que son los movimientos generadores de falla inversas o normales y fracturas, desplazamientos de sal y la subsidencia por carga litostática, entre otros, (Vendeville *et al.*, 1992; Bentham, 1995). Para el presente trabajo se asumieron las siguientes consideraciones: el volumen no se crea ni se destruye durante el proceso; en la sección 2D, el área no se mueve fuera o dentro de la sección. El espesor de las capas es constante en toda la sección y solo en sedimentos arcillosos y en sal el área y el espesor de las capas puede ser variable. (Rowan *et al.*, 1989; Rowan, 1997).



IV

SECCIÓN BALANCEADA

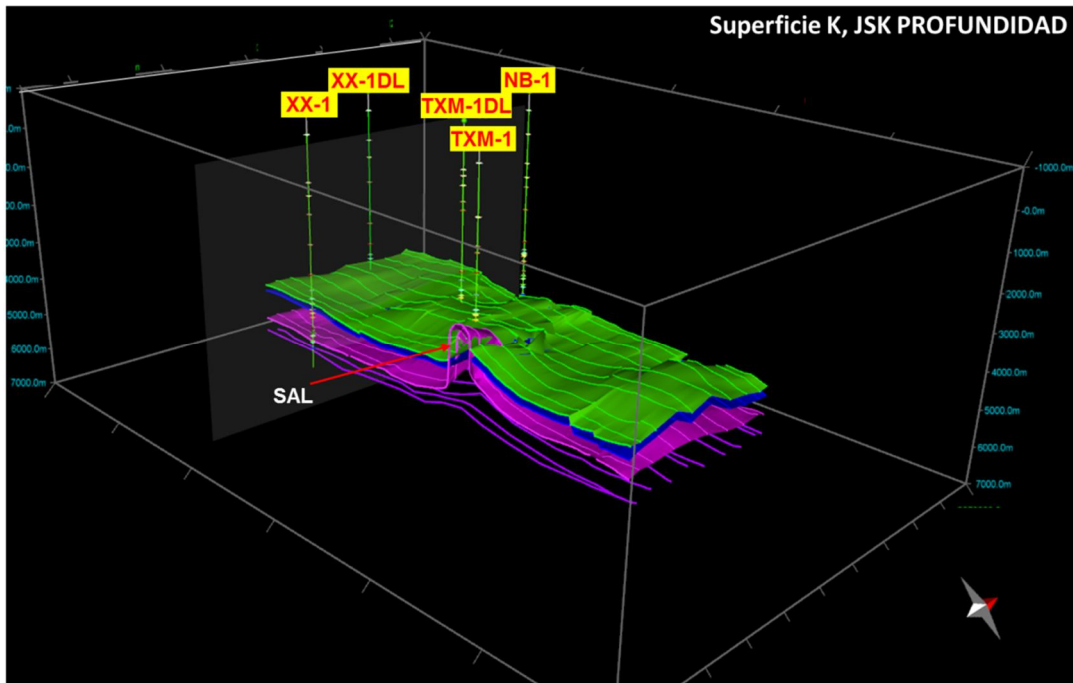


Figura 41. Jurásico Superior-Kimmeridgiano, en profundidad. Treviño *et al.*, 2011.

La elaboración de una sección estructural balanceada tiene diversos propósitos entre los que se resaltan los siguientes:

- Conocer la evolución de la deformación de la trampa, (Mitra, 1986; Mitra 1990).
- Generar un modelo de deformación considerando la evolución de la trampa de acuerdo a los principios de deformación estructural, (Lorenz *et al.*, 2001).
- Identificar el esfuerzo máximo predominante para una determinada edad para correlacionarlo con el contexto regional.

Información a usada para la restauración:

1.-Horizontes interpretados en tiempo del cubo sísmico MCH 3D:

- Plioceno Superior
- Plioceno Inferior
- Oligoceno-Mioceno
- Paleoceno-Eoceno
- Cretácico
- Jurásico Superior
- Sal



- 2.- Set de fallas en tiempo
- 3.- Coordenadas superficiales de pozos (UTM)
- 4.- Marcadores crono estratigráficos
- 5.- Gráficas tiempo-profundidad (Tz's)
- 6.- Registros de desviación.

IV.2.1 Modelo de restauración por el algoritmo Trishear

Es definido como una zona de deformación por cizalla triangular (en perfil) que presenta una distribución equidimensional del área deformada. Es usado para modelar el comportamiento cinemático de uno o varias fallas y sus respectivos pliegues en la generación de secciones balanceadas.

Fue propuesto por Erslev (1991) en respuesta a las carencias del modelo de bandas Kink. Su principio fundamental es que el área inicial debe ser igual al área deformada, esto es lo que lo diferencia del modelo de restauración de secciones por cizalla simple. En el modelo de Trishear propuesto por Allmendinger (1998), son 6 los parámetros que influyen en el modelamiento de estructuras (fallas y pliegues), estos son: Ángulo de la rampa, Ángulo apical de Trishear, Desplazamiento, P/S, Posición **X** e **Y** de la punta de la línea de falla, figura 42. El algoritmo Trishear contenido en el módulo de restauración del software 3DMove (Allmendinger, 1998), fue utilizado para retrodeformar la falla que limita la estructura TXM, establecida como rampa para su formación.

El objetivo principal fue detectar las fallas actuaron durante la deformación y posteriormente establecer un modelo para la deformación interna de la estructura, y posteriormente balancear toda la sección de manera secuencial en la zona interna donde se localizan los pozos TXM-1 y TXM-1DL, (figuras 43, 44 y 45). (Davis *et al.*, 1983; Mitra, 1986; Rowan *et al.*, 1989; Mitra, 1990; Suppe, 1990; Erslev, 1991; Narr *et al.*, 1994; Rowan, 1997; Novoa *et al.*, 1998; Erickson *et al.*, 2001; La Pointe *et al.*, 2001; Lorenz *et al.*, 2001; Lorenz *et al.*, 2003; Suppe *et al.*, 2004; Florez-Niño *et al.*, 2005; Yue *et al.*, 2005; Hubert-Ferrari *et al.*, 2007; Suppe, 2007; Pemex, 2009; Zahm *et al.*, 2009; Pemex, 2011; Peterson *et al.*, 2013).

IV

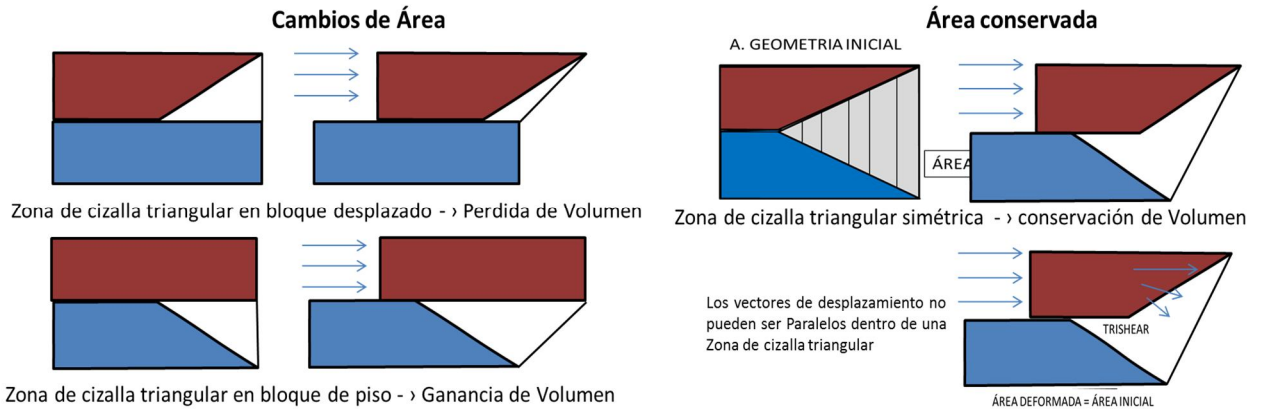


Figura 42. Diferencia entre modelos de restauración Trishear y cizalla simple. Modificada de Erslev, 1991.

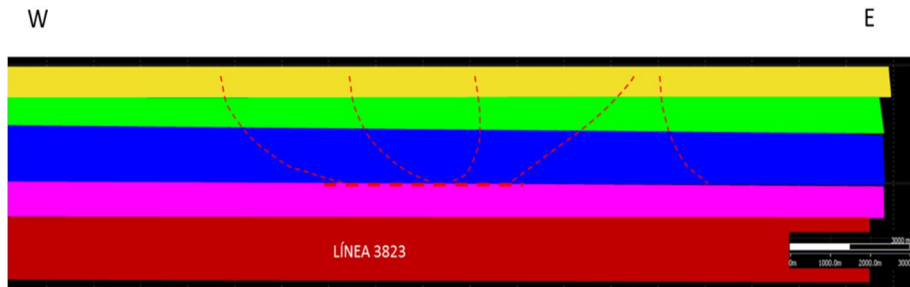


Figura 43. Modelo inicial del Campo TXM para retrodeformación por algoritmo Trishear.

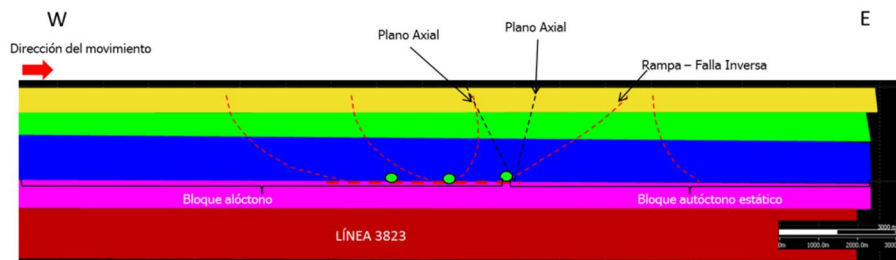


Figura 44. Indicación del sentido de la dirección del esfuerzo principal.

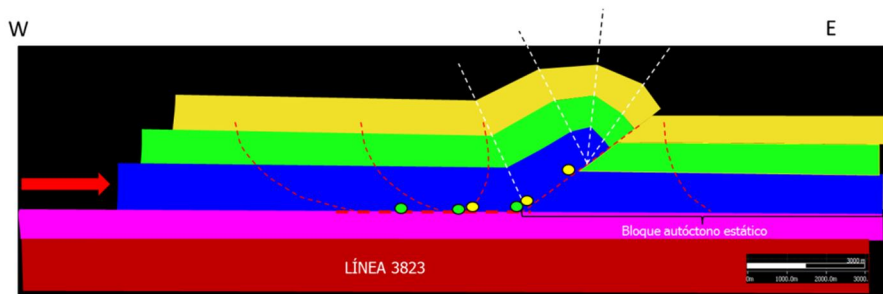


Figura 45. Deformación de la falla inversa principal frontal. La sal es la zona de despegue usada para la generación de la rampa.



Cuatro sistemas estructurales son los predominantes en el campo TXM: Tectónica salina, extensivo, compresional y de relajamiento gravitacional. La edad de los eventos se definió en base al balanceo de la sección sísmica L-3823 del campo TXM y en diversos estudios relacionados con la tectónica y apertura del Golfo de México, que permitieron entender la evolución geológica-estructural de la estructura del campo TXM, (Aguayo, 1966; Meneses de Gyves, 1980; López, 1981; Sanchez-Montes de Oca, 1980; Pindell *et al.*, 2002; Aguayo, 2005; Padilla y Sánchez, 2007; Sánchez, 2009; Pemex, 2009; Pemex, 2010; Pemex, 2011).

IV.3 Estilos Estructurales

El proceso de restauración secuencial, consiste en colocar en forma horizontal la primera capa estratigráfica depositada de una columna sedimentaria, restaurarla a su estado previo a la deformación estructural, posteriormente colocar la capa superior subsecuente a la primera, bajo las características de la capa que le sobreyace, removiendo todo proceso que deforme el paquete sedimentario, hasta lograr restaurar la geometría a un nivel horizontal, y así sucesivamente hasta la última capa que sería la última en depositarse en la cuenca, (Suppe, 1990; Narr *et al.*, 1994; Mohr *et al.*, 2002; Suppe *et al.*, 2004; Yue *et al.*, 2005).

IV.3.1 Tectónica Salina

El primer estilo estructural del área del campo TXM es el de tectónica salina, aunque la línea restaurada no muestra mayor deformación, en líneas subsecuentes se logra observar hacia el sur del campo que el movimiento de la sal (Wawrzyniec, 2008), es intenso y está involucrado en la formación de la estructura del campo TXM. El termino tectónica salina, de acuerdo a los conceptos de geología estructural, es toda deformación donde se involucren sedimentos cuyo origen tienen relación con precipitación química de sales en aguas hipersaturadas almacenadas en zonas con de aguas restringidas o semirestringidas con condiciones ambientales evaporíticas, y cuya deformación sea producto de esfuerzos tectónicos compresivos, extensionales o gravitacionales regionales o locales, siendo la sal un material que presenta características plásticas y dúctiles, compuesto principalmente por el mineral halita (NaCl) pudiendo tener o no agregados en su interior otros minerales como anhidrita, yeso o carbonato de calcio, (Vendeville *et al.*, 1992; Hudec *et al.*, 2007; Pemex, 2009; Pemex, 2011; Peterson *et al.*, 2013).



IV

SECCIÓN BALANCEADA

La estrecha relación con la formación de la trampa, muestra el impacto o influencia que la sal tiene en el campo TXM, donde se observa desde el depósito de sedimentos de edad Jurásico Medio-Calloviano, cuando la extensión del sistema Rift, generó el depósito de sedimentos de precipitación química y posteriormente, el cambio en el régimen de depósito de sedimentos químicos a carbonatados, generó el movimiento de la sal por la carga y presión litostática de los sedimentos del Jurásico Superior-Kimmeridgiano-Jurásico Superior-Tithoniano y por la tectónica extensiva. Los esfuerzos compresivos del Mioceno Medio, tienen inferencia en los movimientos verticales y laterales de los cuerpos de sal, que en ocasiones intrusionan estratos superiores de edad más reciente, o se inyectan entre estratos, dando forma a diversidad de morfologías como canopies, domos, diapiros, etc., (Hudec *et al.*, 2007; Pemex, 2009; Pemex, 2011; Peterson *et al.*, 2013).

Desde el punto de vista económico, la sal es un elemento importante del sistema petrolero, ya que en el campo TXM actúa como rolla sello, debido a que los sedimentos del Jurásico Superior-Kimmeridgiano y Cretácico tienen sello lateral contra un cuerpo de sal, (Pemex, 2009; Pemex, 2011), impidiendo la migración lateral de los hidrocarburos. El movimiento de la sal está asociado a los distintos eventos tectónicos que afectaron el campo, desde la tectónica extensiva, la compresión del Mioceno Medio y la tectónica gravitacional del Plioceno, (Pemex, 2009; Pemex, 2011).

En la línea 3823, la primera capa depositada identificada en la base de la sección, es la sal del Jurásico Medio-Calloviano, la cual de acuerdo a la interpretación estratigráfica-estructural de Treviño *et al.*, (2011), no muestra deformación intensa, y los cambios asociados en el espesor de esta estarían asociados a un evento tectónico; ya que ningún pozo de la zona del campo TXM y de la Sonda de Campeche o litoral de Tabasco, ha logrado cortar la columna estratigráfica hasta la zona de basamento, (Meneses de Gyves, 1980) la interpretación del espesor de la sal y su base fue interpretada por el autor, basado en la respuesta de las sísmica, únicamente como control para conversión de la sección de tiempo a profundidad, (figura 40).



IV.3.2 Esfuerzos distensivos

Los esfuerzos distensivos relacionados con la apertura del Golfo de México en el periodo Triásico Superior, fueron los responsables de generar el sistema de fallas normales, donde posteriormente se depositaron sedimentos terrígenos y mayormente carbonatados de grandes espesores durante el Jurásico Medio y Superior. De acuerdo a la sección restaurada, las fallas normales estaban activas durante el depósito de sedimentos en el Jurásico y de acuerdo a la interpretación sísmico-estructural de Treviño *et al.*, (2011), continuó hasta finales del Cretácico y hasta principios del Paleógeno, con sedimentación continua, (Carena, 2002).

Diversas publicaciones sugieren que en el Paleoceno-Eoceno la orogenia laramídica generó estructuras compresionales en distintas partes del norte de México, sin embargo para el sureste del país, en el área del campo TXM los cambios considerados para este periodo solo contemplan la migración de la sal, mostrada en la reducción del espesor de la misma, durante el balanceo de la sección.

La interpretación sísmica de la estructura del Campo TXM, muestra 4 fallas en la zona central del campo, que en la sección L-3823 dividen de oeste a este, tres bloques, bloque del extremo oeste, bloque central y bloque del extremo derecho, donde se ubica al pozo TXM-1, (figura 46), (McLeod *et al.*, 2002; Peacock, 2002). Al llevar los sedimentos del Jurásico Superior, bajo el modelo de retrodeformación pliegue por propagación de falla, a su estado de depósito original sobreyaciendo a la sal del Calloviano de manera horizontal, se generaron diversos modelos para restaurar y conocer la evolución del núcleo de la estructura, se observó que existen tres posibles orígenes de las fallas que limitan la estructura interna del campo TXM:

- a) Modelo 1. Generación de dos fallas normales Jurásicas y dos fallas del Mioceno.
- b) Modelo 2. Generación de tres fallas normales Jurásicas y una del Mioceno.
- c) Modelo 3. Generación de cuatro fallas normales en el Jurásico.

En los modelos se considera el contexto de la tectónica regional y la evolución secuencial, (Marshall *et al.*, 1988; Mitra *et al.*, 1989). Existe la posibilidad de que existan más modelos de generación del fallamiento normal en la estructura, sin embargo, el modelo que se ajustó



IV

SECCIÓN BALANCEADA

al balanceo de la sección, es el modelo 2, que considera que el fallamiento interno fue debido a la compresión del bloque durante el Mioceno Medio y el acomodo del material sujeto a un sistema compresivo regional y presión litostática, lo que genera un resbalamiento en el bloque del extremo oeste generando una falla normal en el interior de la estructura TXM, (figura 46),(Gonzalez *et al.*, 2006).

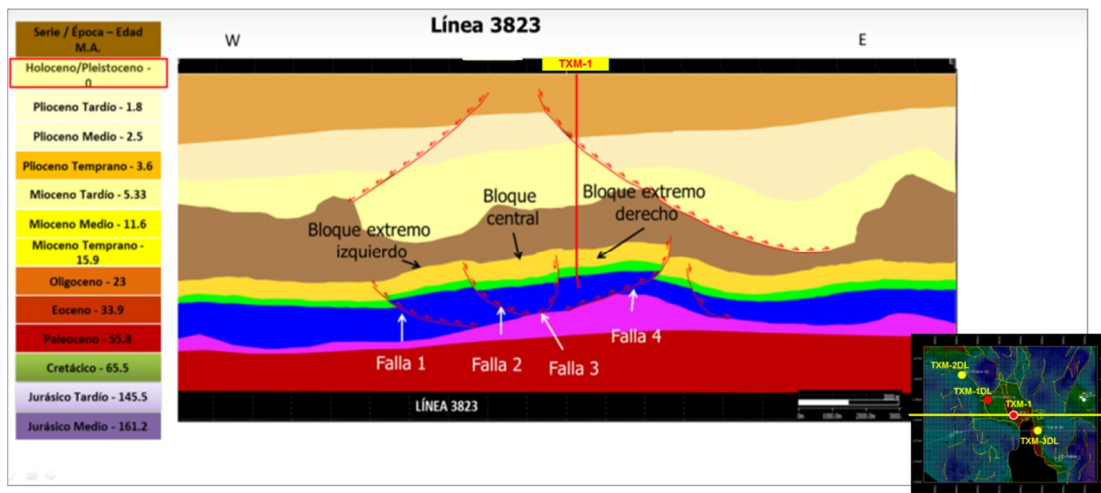


Figura 46. Identificación de fallas Mesozoicas y bloques del campo TXM.
Línea 3823 en profundidad.

IV.3.2.1 Modelo 1. Generación de dos fallas normales Jurásicas y dos fallas del Mioceno

El primero modelo, contempla la formación de dos fallas normales (falla 1 y 2) limitando el campo, las cuales estarían asociadas al sistema distensivo del Jurásico, y se consideraría la generación de dos fallas normales miocénicas en la parte central de las dos primeras fallas jurásicas, producto del acomodo de los bloques, debido a la compresión del evento Chiapaneco.

Este modelo muestra inconsistencias en el área y longitud por lo que no se considera completamente confiable, el balanceo secuencial indica que la falla que limite el bloque central debería estar limitado por las fallas normales en el Mioceno Medio por lo que se descartó el uso de este modelo, (figura 47 y 48).

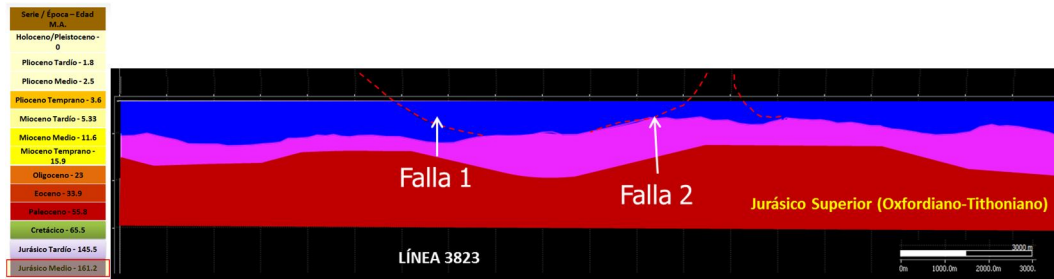


Figura 47. Modelo de 2 fallas normales del Jurásico y 2 fallas del Mioceno.

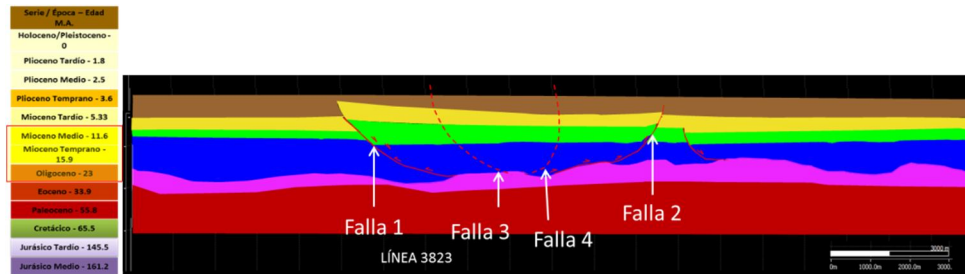


Figura 48. Generación de fallamiento normal a nivel Mioceno Medio. La falla normal es producto del acomodo por la compresión de la Orogenia Chiapaneca.

IV.3.2.2 Modelo 2. Generación de tres fallas normales Jurásicas y una del Mioceno

Este contempla la generación de tres fallas normales (falla 1, 2 y 3) asociadas al periodo extensivo del Jurásico, y considera una falla normal del Mioceno Medio por el acomodo de los bloques debido a la compresión del evento Chiapaneco. Es el más confiable, el acomodo del bloque central se ajustó en longitud y área en la restauración (figura 49,50 y 51). Se considera que posterior al depósito de la sal del Calloviano, la extensión del sistema sinrift, permitió la sedimentación de terrígenos y principalmente carbonatos en los paleoaltos de los bloques generados por las fallas normales; el acomodo de la sal por la distensión y presión litostática generarían ligera rotación de los bloques.

Para el Mioceno Medio, los dos bloques centrales, se comprimen, usando las fallas 1 y 3 para liberación de energía y acomodo del volumen de sedimentos; la tensión interna del bloque entre la falla 1 y 3 es liberada mediante la generación de una cuarta falla entre estas dos, que genera el acomodo del volumen empujado por el esfuerzo compresional con dirección preferencial, NE-SW; en la sección la dirección principal de esfuerzos es de oeste a este, (figuras 49, 50 y 51), (Pemex, 2009; Pemex, 2011).

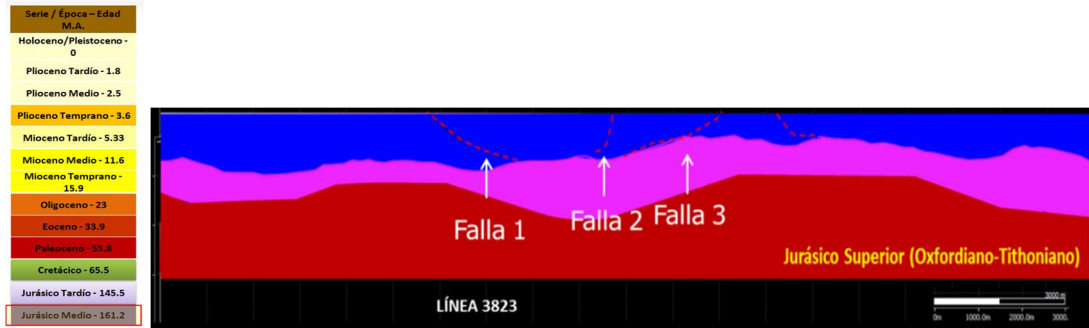


Figura 49. Modelo inicial de 3 fallas normales del Jurásico.

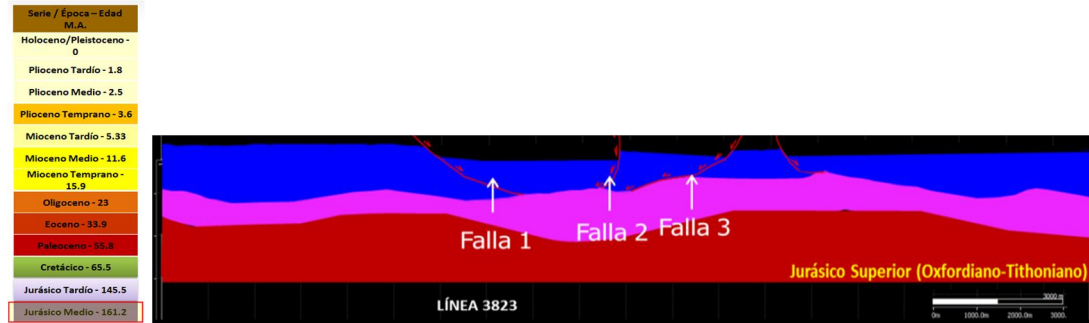


Figura 50. Modelo de 3 fallas normales del Jurásico y 1 falla del Mioceno.

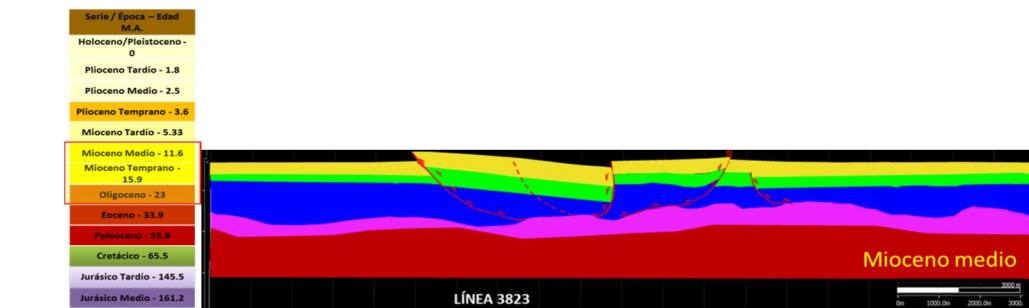


Figura 51. Modelo de 3 fallas en el Jurásico. Se considera la formación de una falla normal en el Mioceno Medio.

IV.3.2.3 Modelo 3. Generación de cuatro fallas normales en el Jurásico

El tercer modelo, considera la generación de cuatro fallas normales asociadas al sistema distensivo del Jurásico, y se consideraría la base para la sedimentación en el Cretácico y el Paleógeno, sin embargo al igual que el modelo 1, presentó inconsistencias en longitud y área en el balanceo de la sección y no permite su balanceo por el método de deformación seleccionado, (figura 52 y 53).

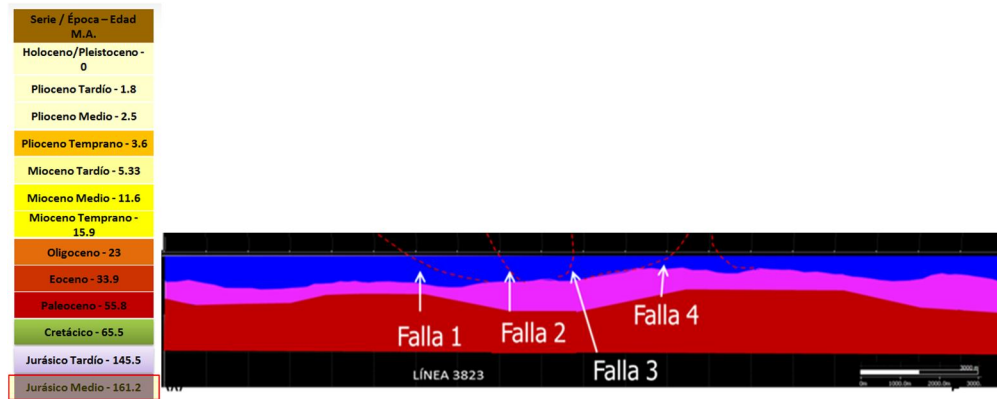


Figura 52. Modelo de 3 fallas normales Jurásicas.

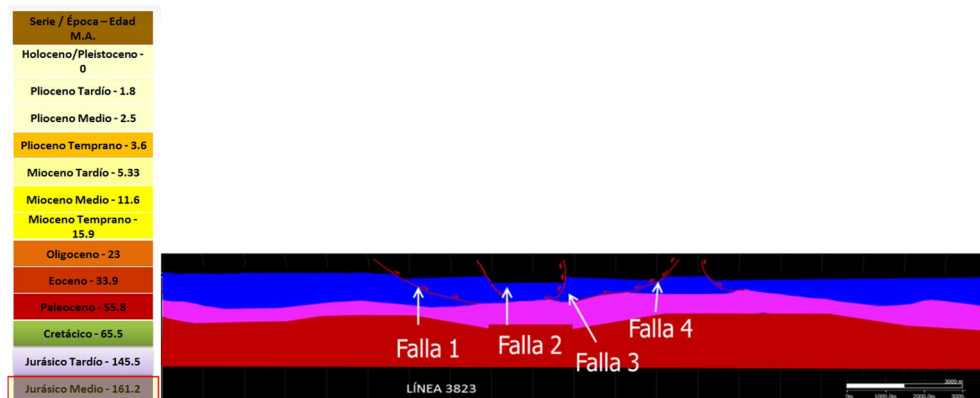


Figura 53. Evolución de 3 fallas normales Jurásicas.

IV.3.3 Esfuerzos compresivos

Las fallas inversas fueron generadas por el evento compresivo Chiapaneco de edad Oligoceno-Mioceno Medio, responsable de la generación de la estructura expulsada tipo “pop up” del campo TXM, y es similar a muchos otros campos importantes de edad Mesozoica en la Región Marina, donde la estructura está limitada por la combinación de dos fallas inversas en ambos flancos y en el núcleo de la estructura, sal intrusionando o sal a manera de “almohadillas” o intrusión empujando hacia arriba (Building-up).

La estructura presenta una zona de decollement o nivel de despegue a nivel Jurásico Medio Calloviano que afecta sedimentos desde el Jurásico Medio y Superior, Cretácico, Paleógeno (Paleoceno-Eoceno) y Neógeno (Oligoceno-Mioceno). La falla inversa 4 del bloque extremo derecho (figura 46), que limita el bloque donde se perforó el pozo TXM-1, es la falla que la compresión miocénica del evento Chiapaneco, de acuerdo al modelo de deformación Pliegue por propagación de falla (Erickson *et al.*, 2004) usó como rampa,



IV

SECCIÓN BALANCEADA

generando una inversión tectónica, que se define como el cambio en el régimen de esfuerzos estructurales a nivel regional por una fase subsecuente de deformación (Cooper *et al.*, 1989). Una inversión estructural positiva ocurre cuando las fallas extensivas que limitan cuencas sedimentarias cambian el sentido de movimiento durante la tectónica compresiva y las cuencas resultan elevadas en diferentes grados (Williams *et al.*, 1989). En esta restauración se observó que el cambio de sentido de las fallas 1 y 4 (figura 46), limitantes del campo TXM, inicialmente fueron normales, y posteriormente pasaron a ser fallas inversas, (White *et al.*, 1990).

De acuerdo a los modelos de deformación del núcleo de la estructura TXM, el modelo 2 fue el que más se ajustó a la retrodeformación, bajo el modelo de deformación Pliegue por propagación de falla (Medwedeff *et al.*, 1997), con generación de tres fallas a nivel Jurásico y una falla a nivel Mioceno Medio; de esta manera se ajustó la evolución estructural de los eventos subsecuentes a este modelo. El aspecto económico para esta consideración, tiene relevancia debido a que durante este evento compresivo se formó la trampa del campo, (Hennings, 2000).

El esfuerzo compresivo en la línea retrodeformada muestra una dirección del esfuerzo máximo preferencial de W a E; Meneses de Gyves, (1980), menciona que la dirección principal del esfuerzo que generó las estructuras almacenadoras de hidrocarburos durante el Mioceno Medio, y tiene una dirección regional NE-SW, generando que la tendencia estructural de los alineamientos sea NW-SE, similar a la tendencia de los ejes de la Sierra de Chiapas, sujeta a los mismos esfuerzos compresivos, el movimiento de la sal por movimientos compresivos, se observa más intenso hacia la porción sur del campo donde su desplazamiento genera el sello lateral contra sedimentos del Jurásico y Cretácico, (Pemex, 2009; Pemex 2011).

El acortamiento horizontal de la sección (Línea 3823) por la compresión es de al menos 2.8 Km aproximadamente, aunque se tendrían que considerar más líneas para considerar una retrodeformación regional y evaluar la longitud de desplazamiento horizontal en sentido de las líneas y trazas, (figura 54), (Lai *et al.*, 2006).



IV

ESTILOS ESTRUCTURALES

La deformación miocénica del evento Chiapaneco generó las fallas y fracturas, que funcionarían como vías de migración de los fluidos que se entraparían en la estructura TXM (Gutmanis, 2008). De acuerdo a distintos autores, la retrodeformación no descarta el involucramiento de la diagénesis durante los eventos de deformación estructural del campo TXM (Olóriz *et al.*, 2003; Laubach *et al.*, 2005, 2006 y 2010), por lo que se asocian a estos movimientos tectónicos, los movimientos de los fluidos contenidos en las rocas, entrapados en la porosidad original, durante el depósito de los paquetes sedimentarios y desplazados posterior a la deformación de la trampa, (Pitman *et al.*, 2001) para la generación de la porosidad secundaria en fracturas del campo TXM, entonces, se considerará complementaria a la evolución estructural, a los eventos diagenéticos asociados con la deformación que permitirían tener diversidad de fluidos en contacto con las rocas almacén de los Plays Cretácico y Jurásico, (Weaver *et al.*, 2007).

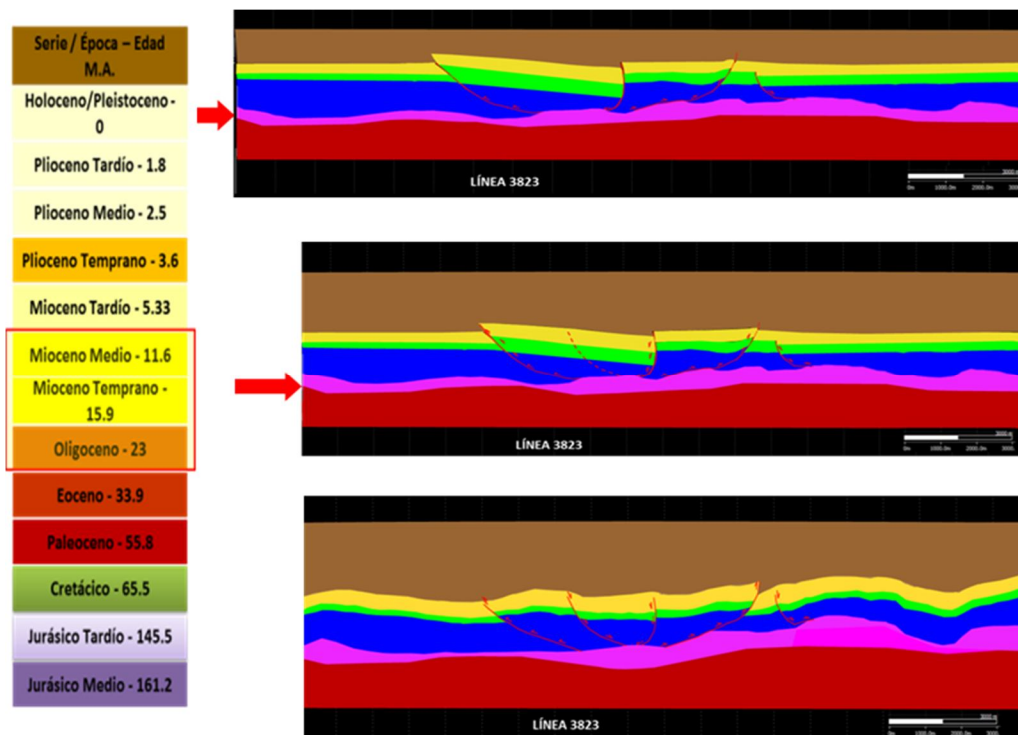


Figura 54. Modelo de evolución de una falla normal en el interior del bloque TXM.

En este estilo estructural, mención especial tiene el comportamiento del paquete sedimentario de edad Oligoceno-Mioceno, caracterizado por sedimentos terrígenos, en su mayoría proporción arcillas, que sufrieron deformación similar a la de la sal, en el evento



SECCIÓN BALANCEADA

IV

Chiapaneco (Mioceno Medio). Para el caso de las arcillas, los cambios fueron removidos considerando la sobrecarga que sufren estos sedimentos, y aunque su área visible en secciones 2D tuvo modificaciones, las restauraciones en 2D fueron por etapas, considerando el movimiento de un volumen tridimensional fuera del área del plano de sección; de esta manera se aplica la regla de conservación de longitud y área, (Contreras, 2001), para secciones restauradas donde la sal y la arcilla muestran movimientos en las secciones que generan espacios vacíos o zonas de no depósito (Wawrzyniec, 2008), que no se ajustan a la restauración en 2D, sin embargo son considerados por volumetría en forma tridimensional, como desplazamientos de volúmenes considerables de material plástico como sal o arcilla, (figura 55), (Rowan *et al.*, 1989; Rowan, 1997; Contreras, 2010)

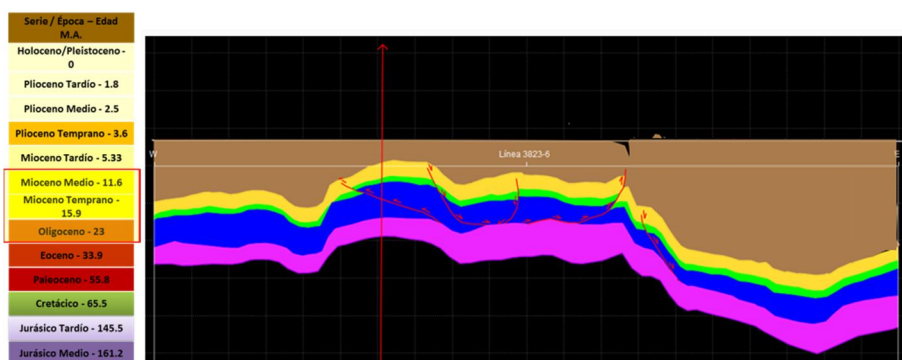


Figura 55. Comportamiento del paquete sedimentario de edad Oligoceno-Mioceno. Los sedimentos muestran que en ese nivel existió desplazamiento vertical y horizontal.

IV.3.4 Relajación de esfuerzos

El fallamiento normal, asociado a un periodo de relajación, se le asocia a la generación y apertura de las cuencas de Comalcalco y Macuspana, esto es claramente visible en las rocas del Terciario del campo TXM. Este periodo inició en el Mioceno Superior conjuntamente con un movimiento de sedimentos arcillo arenosos.

El depósito de sedimentos terrígenos asociado a las fallas normales activas en el Holoceno, (Morley, 2002), generaron estratos de crecimiento, ocasionando que la carga litostática hacia las partes de los depósitos de arcillas del Oligoceno-Mioceno, tuvieran una reactivación generando zonas de despegue y depocentros por evacuación de arcillas, que fueron rellenos con sedimentos terrígenos, (figura 56), (McLeod *et al.*, 2002).

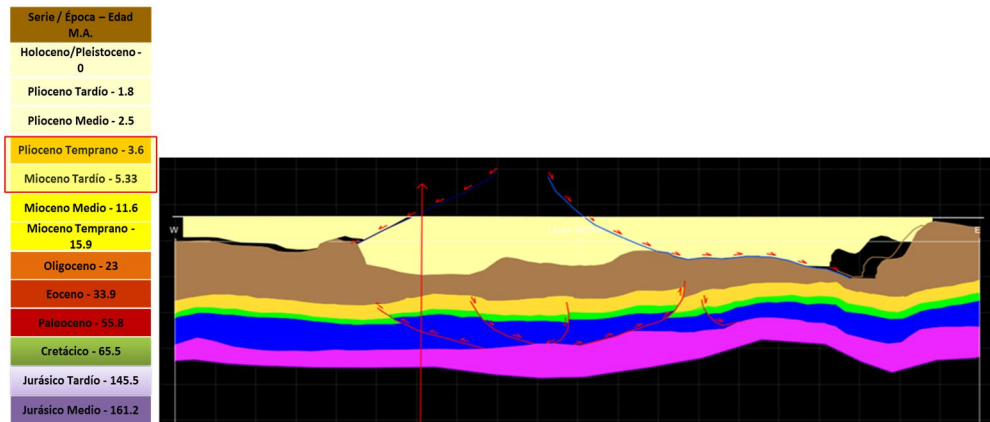


Figura 56. Desplazamientos de arcilla. Las fallas normales permiten el acomodo de sedimentos del Mioceno-Oligoceno.

Las dos fallas normales con las que intersecta la sección balanceada L-3823, están orientadas de la siguiente manera, la primera falla tiene vergencia hacia el NW y la segunda falla tiene vergencia hacia el SE. La relevancia económica de este paquete de sedimentos terrígenos en su mayoría no representa interés, debido a que al perforar los pozos del campo TXM, no se encontraron indicios de impregnación o acumulación de hidrocarburos, (figura 57).

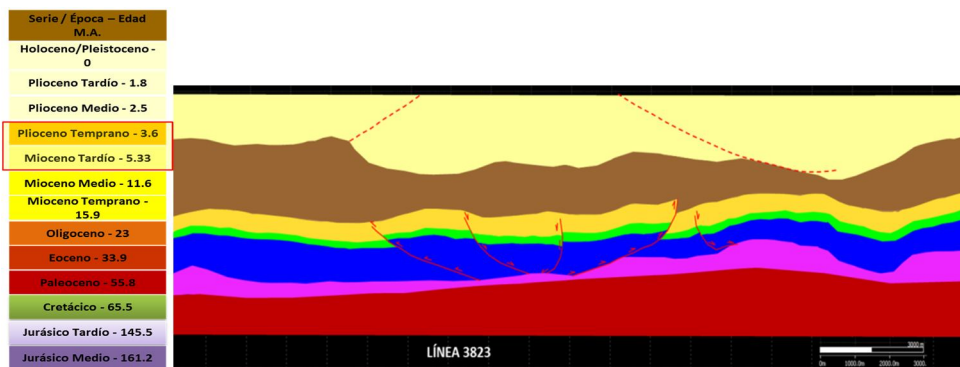


Figura 57. Modelo para la generación de fallamiento normal en el Terciario.

La tectónica distensiva continúa del Plioceno Tempranos al Holoceno, ya que se evidencia de acuerdo al modelo de deformación para bloques tipo roll-over, (figura 62), muestra que la horizontalidad que controló la sedimentación se dio debido a las fallas normales activas. La evolución de las dos fallas normales, usan como zona de despegue los sedimentos



IV

SECCIÓN BALANCEADA

terrígenos del Oligoceno-Mioceno; es probable que dentro de esta secuencia se tengan discordancias debido a la actividad de las fallas, sin embargo la sedimentación en el paquete del Plioceno se consideró en la restauración como sedimentación continua, (figura 58 - 61).

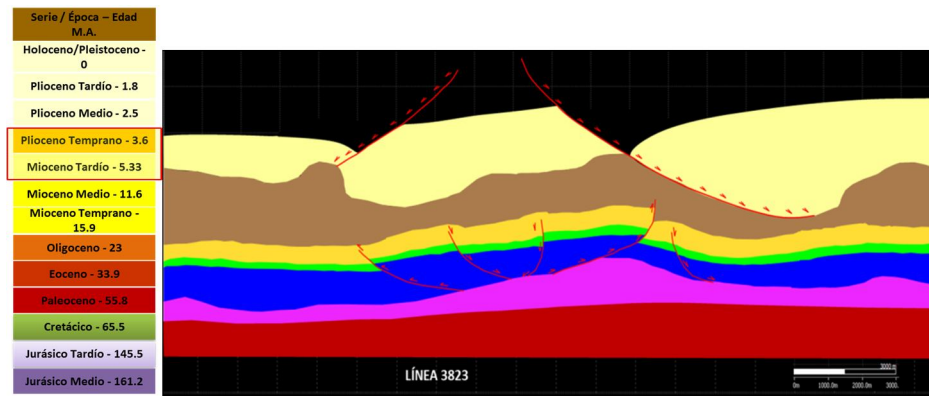


Figura 58. Evolución de fallamiento normal en el Terciario.

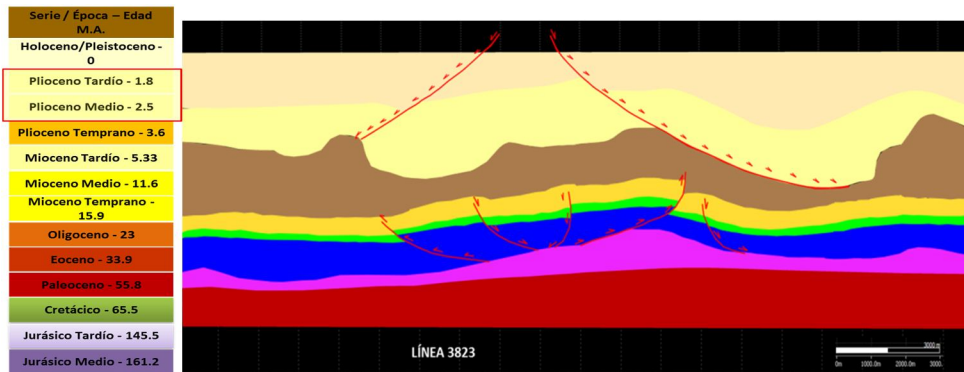


Figura 59. Fallamiento normal y acomodo de sedimentos Terciarios.

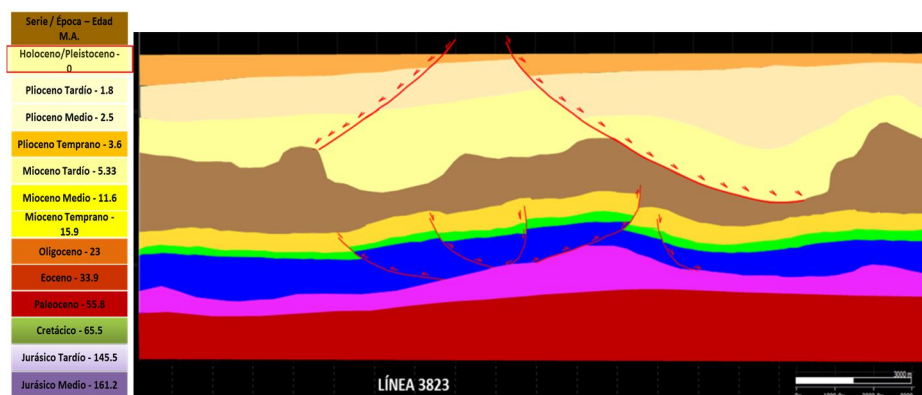


Figura 60. Fallamiento normal y sedimentación continua a inicio del Pleistoceno.

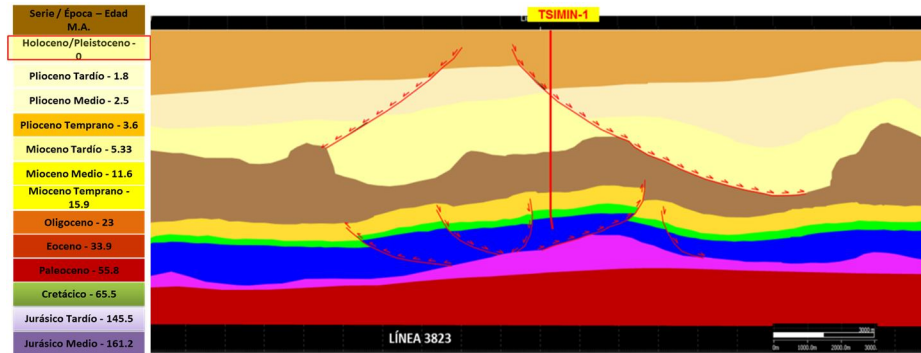


Figura 61. Sección Balanceada final del Holoceno.

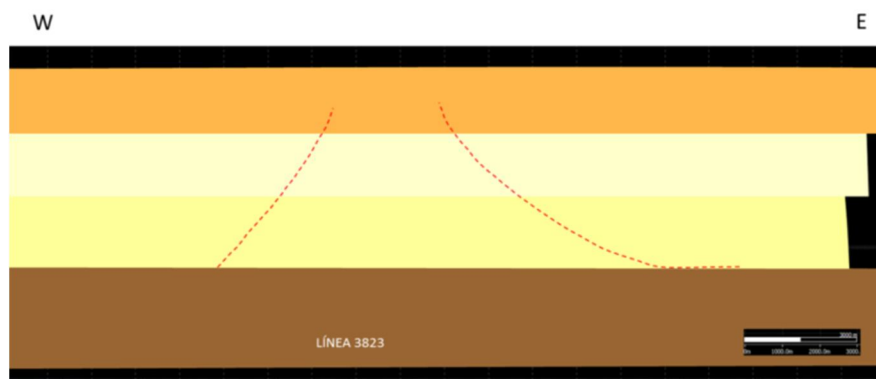


Figura 62. Modelo inicial para entender la evolución estructural del Terciario.

Se consideran dos fallas normales y el comportamiento de dos bloques tipo roll-over sobre una zona de despegue en sedimentos arcillosos del Oligoceno-Mioceno, aunque también se involucran sedimentos del Plioceno, (figura 62).

Posterior a la restauración se calculó el porcentaje de acortamiento de la sección por medio de la siguiente fórmula:

$$\frac{\text{Longitud final } (l_f) - \text{longitud inicial } (l_i)}{\text{Longitud inicial } (l_i)} = \% \text{ de acortamiento}$$

Donde la longitud inicial de la sección restaurada se estima fue de aproximadamente 18.8 Km para el Jurásico Medio Calloviano y la sección final en el Holoceno tiene una longitud de 11.85 Km, con un porcentaje de acortamiento de 36%, (figura 63).

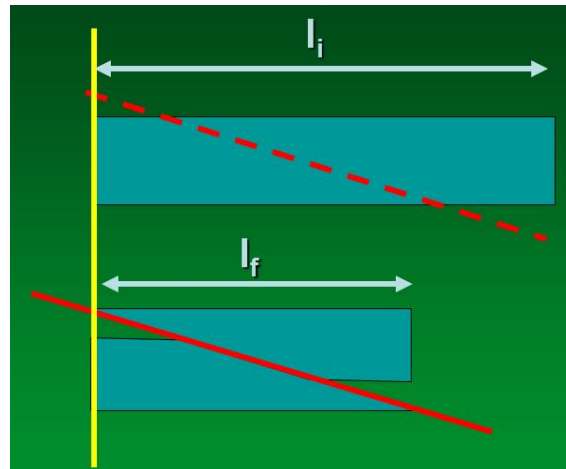


Figura 63. Cálculo de Porcentaje de acortamiento de la sección balanceada.

Un resumen de los eventos tectónicos más relevantes considerados para la zona donde se ubica la sección balanceada de la línea se presenta a continuación, donde se aprecia que la tectónica salina esta activa del Jurásico Medio al Holoceno, el sistema distensivo, actuando en la zona durante dos etapas, (Jurásico y Terciaria) y compresión en el Terciario, finalmente se muestra la sección evolutiva de la sección balanceada. (figura 64 y 65).

Serie / Época – Edad M.A.	Sistema Compresivo	Sistema Distensivo	Halocinética	Observaciones
Holoceno/Pleistoceno - 0		↕	↕	Fallas normales Régimen Distensivo Generación de las cuencas Macuspana y Comalcalco
Plioceno Tardío - 1.8		↕	↕	
Plioceno Medio - 2.5		↕	↕	
Plioceno Temprano - 3.6		↕	↕	Desplazamiento de Arcillas
Mioceno Tardío - 5.33	↕	↕	↕	Evento Chiapaneco Fallas inversas Régimen Compresivo
Mioceno Medio - 11.6		↕	↕	
Mioceno Temprano - 15.9		↕	↕	
Oligoceno - 23			↕	Desplazamiento de Sal
Eoceno - 33.9			↕	Orogenia Laramídica
Paleoceno - 55.8		↕	↕	Régimen Distensivo Fallas normales Sistema Syn Rift
Cretácico - 65.5		↕	↕	
Jurásico Tardío - 145.5		↕	↕	
Jurásico Medio - 161.2		↕	↕	

Figura 64. Resumen de los eventos de deformación.

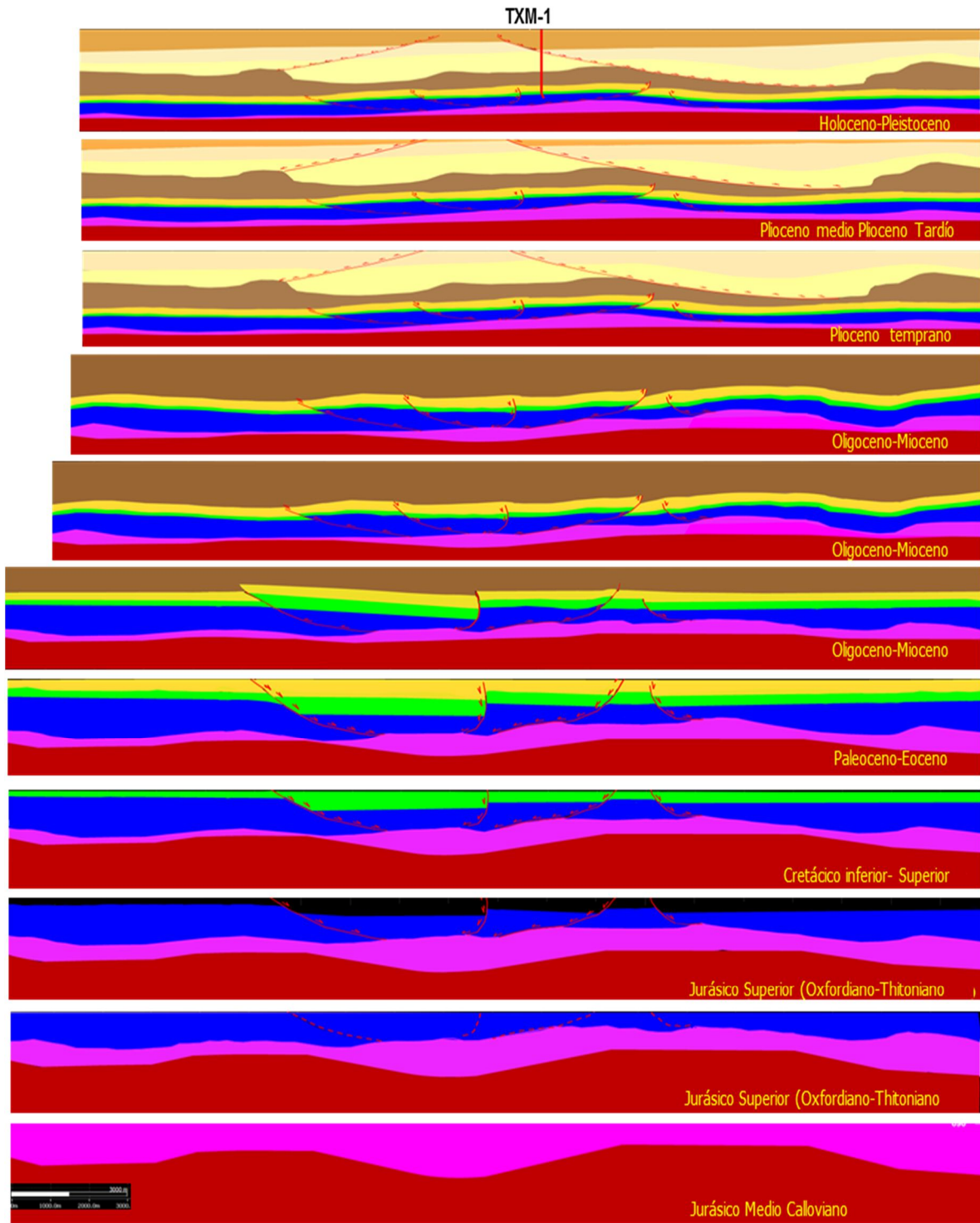


Figura 65. Resumen de las etapas de restauración secuencial de la sección L-3823. Modelo de 2 de retrodeformación, con generación de tres fallas normales en el Jurásico y una en Mioceno.



V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

V.1 Conclusiones

Del análisis de la información del campo TXM, se concluye lo siguiente:

El campo TXM, es un yacimiento importante económicamente para la explotación de hidrocarburos. El origen de la trampa está relacionado al campo de paleoesfuerzos predominantes durante la deformación de las capas y generación de fallamiento que afectaron la estratigrafía del campo. El espesor de las capas es un factor importante involucrado con la generación y evolución de las fallas y fracturas del campo TXM. La orientación de las fallas es paralela y perpendicular al sistema principal de esfuerzos, (Mc Quillan, 1973; Florez-Niño *et al.*, 2005; Bellahsen, *et al.*, 2006, Witte *et al.*, 2012).

Las secciones balanceadas son una herramienta importante para el entendimiento en la evolución y desarrollo de estructuras como la del campo TXM, y son importantes para la predicción del fracturamiento. (Zahm, *et al.*, 2009). Los estilos estructurales identificados con el balanceo de la sección L-3823 del cubo sísmico MCH 3D son: Tectónica salina, activa desde el Jurásico Medio al Terciario, régimen de esfuerzos distensivo activo desde finales de Jurásico Medio al Cretácico Superior, régimen de esfuerzos compresivo activo desde el Oligoceno y con mayor énfasis en el Mioceno Medio y sistema de relajación de esfuerzos activo desde el Mioceno Superior al Holoceno.

La evolución de la estructura TXM inicia con la tectónica extensiva del Triásico Superior, con el depósito de sedimentos asociados a precipitación química; posteriormente el mar trasgredió depositándose intercalaciones de sedimentos calcáreos con terrígenos, con alto predominio carbonatado a finales del Jurásico Superior.

Se interpretó un modelo compuesto por tres fallas normales a nivel Jurásico, posteriormente se depositaron sedimentos arcillosos con alto contenido de materia orgánica asociada a una transgresión en Jurásico Superior-Tithoniano.

El régimen de depósito de sedimentos cambió a sedimentos carbonatados de plataforma continuando bajo el régimen de tectónica distensiva, hasta el Cretácico Superior; se infiere que en el Paleoceno-Eoceno, existió el desplazamiento del paquete sedimentario de la sal

**V**

del Calloviano. Para el Oligoceno-Mioceno existió una compresión tectónica de los sedimentos asociados al evento Chiapaneco, con dirección preferencial NE-SO, que generó el alineamiento del campo NO-SE y la trampa del campo TXM, con inversión tectónica, donde las fallas normales del campo pasaron a ser inversas.

La etapa final del campo está asociada a depósito de sedimentos terrígenos bajo un régimen de tectónica de relajación y acomodo de sedimentos caracterizada por fallamiento normal.

El porcentaje de acortamiento de la sección fue de 36%.

V.2 Recomendaciones

Se sugiere la construcción y balanceo de secciones hacia la porción norte y sur del campo TXM, y en dirección N-S; así como secciones regionales que permitan conocer la evolución de la cuenca TXM para conocer la evolución estructural y la deformación causante de generar trampas estructurales con interés económico.

Correlacionar la información de estructural con los campos aledaños al campo TXM y con en el contexto regional.

**BIBLIOGRAFIA**

Acosta, E.R., 1971, "Petroleum Developments in Mexico in 1970", The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V. 55, No. 9 (September 1971), P. 1676-1685, 6 Figs., 3 Tables.

Acosta, F.O., 1997, "Detección de hidrocarburos con técnicas modernas en las costas del municipio del Carmen, Camp." Pemex- Inédito.

Aguayo, J.E.C., 1966, "Estudio geológico de la zona transicional comprendida entre la Cuenca de Macuspana-Campeche y la porción Occidental de la Plataforma de Yucatán", Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis Profesional, inédita.

Aguayo, J.E.C., 2005, "Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del sur de México", UNAM – Ingeniería, investigación y tecnología, enero-marzo, Vol. VI, num. 001 pp. 19-45.

Allmendinger, R.W., 1998, "Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation fold", Tectonics, Vol.17, No.4, p.640-656 august.

Alonso, F.J.R., 2007, "La Porosidad De Las Rocas Carbonatadas", Departamento de Geología (Petrología y Geoquímica). Universidad de Oviedo.

Angeles-Aquino, F., 1985, "Monografía Petrolera de la Zona Marina", Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.

Angeles-Aquino, F., 2003, "Monografía Petrolera de la Zona Marina", Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.-Reedición corregida y aumentada.

Angeles-Aquino, F., 2006, "Monografía Petrolera de la Zona Marina", Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.- Reedición corregida y aumentada.

Angeles-Aquino, F., Cantú-Chapa, A., 2001, "Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico", The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 343-352.

Aydin, A., 2000, "Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow", Marine and Petroleum Geology Volume 17, issue 7, Pg. 797-814

Bentham, P.A., 1995, "Balanced cross section construction, validation and modeling", Amoco, Pemex, IMP Structural short course.

Bullard, E., Everett, J. E.; Smith, A. G., 1965, "The Fit of the Continents around the Atlantic", Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Vol. 258, No. 1088, A Symposium on Continental Drift. (Oct. 28), pp. 41-51.



- Cardozo, N., 2013, "2D and 3D Trishear Inverse Modelling of Fault Propagation Folds", <http://www.uis.no/category.php?categoryID=9952>
- Cardozo, N., Bhalla, K., Zehnder, A.T., Allmendinger, R.W., 2003, "Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the trishear kinematic model", *Journal of Structural Geology* 25, p.1-18.
- Carena, S., Suppe, J., 2002, "Three-dimensional imaging of active structures using earthquake aftershocks: Northridge thrust, California" *Journal of Structural Geology*, 24, p. 887-904.
- Chambers, R.L., Yarus, J.M., Licerias, V., 2004, "3D Reservoir Modeling of the Akal Block Jurassic Kimmeridgian Section, Cantarell Complex", QGSI Reporte Inedito para PEP-AIC
- Choquette, P. W., Pray, L.C., 1970, "Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates", *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V. 54, No. 2 (February), P. 207-250, 13 Figs., 3 Tables
- Contreras, P.J., 2001, "FBF, un paquete de cómputo para construir secciones estructurales balanceadas", *GEOS*, Vol. 21, No. 2, p. 88-95.
- Contreras, P.J., 2010, "Un abordaje euleriano al problema del balanceo de secciones geológicas estructurales", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 27, No. 2, p.18-31.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983, "Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges", *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B2, Pages 1153-1172, February 10.
- Davis, T.L., Namson, J.S., 2004, "Role of faults in California oilfields Pttc field trip", www.davisnamson.com
- Dunham, R.J., 1962, "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", *AAPG*, pag. 108-121.
- Erickson, S.G., Strayed, L.M., Suppe, J., 2001, "Initiation and reactivation of faults during movement over a thrust-fault ramp: numerical mechanical models", *Journal of Structural Geology* 23, p. 11–23.
- Erickson, S.G., Strayer, L.M., Suppe, J., 2004, "Numerical modeling of hinge-zone migration in fault-bend folds", in McClay, K.R. ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82, p. 438– 452.
- Erslev, E.A., 1991, "Trishear fault-propagation folding", <http://geology.gsapubs.org/>, v. 19, p. 617-620, June.
- Evans, D., 2003, "Manifestaciones someras: su utilidad en la exploración profunda", *Primavera, Oilfield Review*.
- Florez-Niño, J.M., Aydin, A., Mavko, G., Antonellini, M., Ayaviri, A., 2005, "Fault and



fracture systems in a fold and thrust belt: An example from Bolivia”, AAPG Bulletin, v. 89, no. 4, pp. 471–493.

García, J. H.; Romero, R. P. Caycedo, F. M., 2004, “Estudio Integral del Jurásico Superior Kimmeridgiano del Campo Ku-Maloob-Zaap”, PEP-RMNE-Inédito

Giovannini, S.I.N., 2010, “Balanceo y restauración de dos transectos regionales asociados a régimen con tectónica salina en una zona al sur-este de Brasil”, Tesis, Universidad Central de Venezuela.

Gonzalez, M.R., Suppe, J., 2006, “Relief and shortening in detachment folds”, Journal of Structural Geology 28 (2006) 1785 - 1807

Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muneton, Rosales-Dominguez, G., Bermúdez-Santana C.J.C., Velasquillo-Martinez L.G., García-Hernandez J., Arz J.A., Arenillas I., 2009, “The Cretaceous–Paleogene Boundary Chicxulub Impact: Its Effect on Carbonate Sedimentation on the Western Margin of the Yucatan Platform and Nearby Areas”, in Bartolini, C. Roman-Ramos, J.R., eds., Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: AAPG Memoir 90, p. 315–335.

Gutmanis, J., 2008, "Structural Geology Basics for Fractured Reservoir Characterisation (FRC)", Geoplay Pyrenees Ltd and GeoScience Ltd.

Hennings, P. H., Olson, J.E., Thompson, L.B., 2000, “Combining Outcrop Data and Three-Dimensional Structural Models to Characterize Fractured Reservoirs: An Example from Wyoming”, AAPG Bulletin, V. 84, No. 6 (June), P. 830–849.

Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, G., Wang, X., 2007, “Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China)” JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 112, B03S09, doi:10.1029/2006JB004362.

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2007, “Terra infirma: Understanding salt tectonics”, Earth-Science Reviews 82, 1–28.

Imlay, R.W., 1953, “Las formaciones Jurásicas de México”, Boletín Sociedad Geológica Mexicana, <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca02/1953-16-1%20Imlay.pdf>, Consultado en abril 2011

Izquierdo, G.M., Paredes, A.S., 2001, "Petrología sedimentaria de núcleos de rocas de pozos petroleros", Boletín IIE, julio-agosto

Johnson, C.A., Goldhammer, R.K., Meneses, J.R., 1989, “Tectonic, Stratigraphic, and Hydrocarbon System Development of the Southern Gulf Rim, Mexico and Guatemala: a synthesis” Exxon Exploration Company

Kayser, A., Knackstedt, M., Ziauddin, M., 2006, "Una observación más detallada de la



geometría de los poros", *Oilfield Review* – Slb

Lai, K.Y., Chen, Y.G., Hung, J.H., Suppe, J., Yue, L.F., Chen, Y.W., 2006, "Surface deformation related to kink-folding above an active fault: Evidence from geomorphic features and co-seismic slips", *Quaternary International* 147 p. 44–54

Laiq, K., Sabry, A., Ahmed, M.M., 2009, "Minagish Field", Schlumberger.

Lajous, A., 2009, "El ocaso de Cantarell", <http://www.nexos.com.mx/?P=leerarticulo&Article=3272>.

La Pointe, P. R., Hermanson, J., 2001, "3-D Reservoir And Stochastic Fracture Network Modeling For Enhanced Oil Recovery, Circle Ridge Phosphoria/Tensleep Reservoir, Wind River Reservation, Arapaho And Shoshone Tribes, Wyoming", DOE/BC/15190-2, (OSTI ID: 800796), National Energy Technology Laboratory, National Petroleum Technology Office U.S. DEPARTMENT OF ENERGY, Tulsa, Oklahoma.

Laubach, S.E., Gale, J.F.W., Olson, J., Marrett, R., 2005, "Linked diagenesis and fracture patterns and their effect on fluid-flow in fractured carbonate rocks", AAPG Paris, France Conference.

Laubach, S.E., Ward, M.E., 2006, "Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico", *Tectonophysics*, issues 1-4, pg. 75-97 Elsevier Science Publishers B.V.

Laubach, S.E., Olson, J.E., Eichhubl, P., Fomel, S., Marrett, R.A., 2010, "Natural Fractures from the Perspective of Diagenesis", CSEG RECORDER

Laubach, S.E., Eichhubl, P., Hilgers, C., Lander, R.H., 2010, "Structural diagenesis", *Journal of Structural Geology* 32 1866-1872

López, E.R., 1981, "Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México", UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, Vol. 5 Num. 2 p. 158-177.

Lorenz, J.C., S.P. Cooper, 2001, "Tectonic Setting and Characteristics of Natural Fractures in Mesaverde and Dakota Reservoirs of the San Juan Basin, New Mexico and Colorado", Sand2001-0054 Unlimited Release

Lorenz, J.C., S.P. Cooper, 2003, "Tectonic Setting and Characteristics of Natural Fractures in Mesaverde and Dakota Reservoirs of the San Juan Basin", *NEW MEXICO GEOLOGY*, Volume 25, Number 1

Marshall, S., Woodward, N., 1988, "Introduction to cross-section balancing", Special publication, chapter 14, part II. Marshak, S. & Mitra, G. (ed.): *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, p: 303-332.

Mc Ilreath, I.A., Morrow, D.W., 1990, "Diagenesis", Geological Association of Canada



- McLeod, A.E., Underhill, J.R., Davies, S.J., Dawers, N.H., 2002, "The influence of fault array evolution on synrift sedimentation patterns: Controls on deposition in the Strathspey-Brent-Statfjord half graben, northern North Sea", *AAPG Bulletin*, V. 86, no. 6 (June), pp. 1061–1093
- Medwedeff, D.A., Suppe, J., 1997, "Multibend fault-bend folding", *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, Nos 34, pp. 219 to 292.
- Meneses de Gyves, J., 1980, "Geología de la sonda de Campeche", *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXXII, Num.1.
- Mitra, S., 1986, "Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential", *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V.70, No.9 September, P.1087-1112, 27 Figs.
- Mitra, S., Namson, J., 1989, "Balanced cross sections in hydrocarbon exploration and production", *AAPG short course*.
- Mitra, S., 1990, "Faul-propagation Folds: Geometry, Kinematic Evolution, and Hydrocarbon Traps", *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V.74, No.6 June, P.921-945, 22 Figs. 1 Table
- Mohr, M., Kukla, P. A., Urai, J. L., Bresser, G., 2005, "Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation", *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 94: 917–940.
- Montaron, B., 2008, "Confronting Carbonates", *Oilfield Review – Schlumberger*
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, "La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, NÚM. 3, 2005, P. 319-341.*
- Morley, C.K., 2002, "Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data", *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 6 (June), pp. 961–978.
- Narr, W., Suppe, J., 1994, "Kinematics of basement-involved compressive structures", *American Journal of Science*, Vol. 294, Summer, p. 802-860.
- Novoa, E., Mount, V., Suppe, J., 1998, "Map-view interference of monoclinical folds", *Journal of Structural Geology*. Vol. 20, No. 4, pp. 339 to 353.
- Olóriz, D., Villaseñor, A.B., González, A.B.A., 2003, "Major lithostratigraphic units in land-outcrops of north-central Mexico and the subsurface along the northern rim of Gulf of Mexico Basin (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous): a proposal for correlation of tectono-eustatic sequences", *Journal of South American Earth Sciences* 16, 119–142



Ortuño, E., Pérez, E., Pulido, H., 2012, “Población del modelo estático 3D con doble porosidad en un yacimiento carbonatado naturalmente fracturado” Ingeniería Petrolera, Mayo, VOL. LII No. 5, · ISSN 0185-3899.

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, NÚM. 1, 2007, P. 19-42

Peacock, D.C.P., 2002, “Propagation, interaction and linkage in normal fault systems”, Earth-Science Reviews 58 121–142.

Pemex, 1992, “TARJETA DE POZO MB-1”, documento inédito.

Pemex, 1994, “TARJETA DE POZO GB-101”, documento inédito.

Pemex, 1997, “Detección de hidrocarburos con técnicas modernas en las costas del municipio Del Carmen, Campeche”, Presentación inédita.

Pemex, 2006, “Proyecto Integral Cl. Marino”, PEP-RMSO-Documento inédito.

Pemex, 2007, “Documento Costo-Beneficio Proyecto de Inversión CMO”, PEP-RMNE-Inédito.

Pemex, 2007, “Documento rector-SECTER”, Documento inédito.

Pemex, 2008, “Cantarell: Pasado, presente y futuro”, Consultada en mayo 2011.
<http://www.pemex.com/index.cfm?action=content§ionid=137&catid=12222>

Pemex, 2008, “Documento Costo-Beneficio Proyecto Integral de Inversión LAL”, PEP-RMSO-Inédito.

Pemex, 2009, “Tectónica Salina y sus Implicaciones en la Exploración Petrolera”, Sub. Téc. Exp. Informe Final, Activos de Exploración e integral: Golfo de México Norte, Sur y Plataforma Continental Sur, Holok-Temoa. Inédito.

Pemex, 2010, “Informe final Pozo TXM-1”, 202-40000-PO-EP-003, Segunda Versión-Inédito.

Pemex, 2010, “Análisis y evaluación de Plays”, PEP-AREM-COE – Inédito.

Pemex, 2011, “Informe final Pozo TXM-1DI”, PEP-AREM-COE – Inédito.

Pemex, 2011, “Estudio de Tectónica Salina”, A.E.C.S.M.-Coord. Mod. Geológico Reg., Informe Final– Inédito.

Peterson R.H.R., Hernández P.J.J., Heyn T., Jiménez G. M., Ibáñez D.G., Garza C.E.G., Ortiz N.D.N., Méndez A.A.P., Zuzek A., Peña P.S., Rojas R.R., 2013, “Modelo de evolución



estructural para entender el desarrollo de las trampas estructurales de hidrocarburos en la zona costa afuera de la porción occidental en la sonda de Campeche, México”, Congreso Mexicano del Petróleo.

Pindell, J.; Kennan, L., 2002, “Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico”, Tectonic Analysis Ltd.

Pindell, J.; Pemex, 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” Tectonic Analysis Inc., PEP, December.

Pitman, J.K., Price, L.C., LeFever, J. A., 2001, “Diagenesis and Fracture Development in the Bakken Formation, Williston Basin: Implications for Reservoir Quality in the Middle Member” U.S. Geological Survey Professional Paper 1653.

Roca, L. R., 2004, “100 años de industria petrolera en México”, Schlumberger Oilfield Services.

Rowan, M. G., Kligfield, R., 1989, “Cross Section Restoration and Balancing as Aid to Seismic Interpretation in Extensional Terranes”, AAPG Bulletin, Volume 73, Issue 8, August, Pages 955-966

Rowan, M. G., 1997, “Three-dimensional geometry and evolution of a segmented detachment fold, Mississippi Fan foldbelt, Gulf of Mexico”, Journal of Structural Geology Volume 19, Issues 3–4, March–April, Pages 463–480

Salvador, A., 1991, “Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America, v. J, p. 389–444

Sánchez, D., 2009, “Descubra el yacimiento - Provincias petroleras de México”, WEC Capítulo 2.

Sánchez, E.P., 1984, “El Petróleo En Tabasco”, Asociación Ecológica Santo Tomás, A.C.

Santiago A.J., 1980, “Giant fields of the southern zone Mexico”, AAPG, Memoir 30, Chap. 6.

Sánchez-Montes de Oca, R., 1980, Geología petrolera de la Sierra de Chiapas: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., v. 31, Nos. 1-2, p. 67-77

Schlumberger, 2008, “Caracterización de los yacimientos fracturados - Modelos predictivos confiables para optimizar el desempeño de los yacimientos carbonatados”, Oilfield Review-Slb.

Schlumberger, 2008, “Yacimientos carbonatados, enfrentando sus desafíos para maximizar la recuperacion”, Oilfield Review-Slb.



- Suppe, J., 1983, "Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding", *American Journal of Science*, Vol. 283, September, p. 684-721.
- Suppe, J., 1990, "Rates of folding and faulting determined from growth strata" *Texaco*.
- Suppe, J., 2007, "Absolute fault and crustal strength from wedge tapers" *Geology*, December V. 35; no. 12; p. 1127–1130; doi: 10.1130/G24053A.1; 5 figures.
- Suppe, J., Connors, C.D., Zhang, Y., 2004, "Shear fault-bend folding", in McClay, K.R., ed., "Thrust tectonics and hydrocarbon systems", *AAPG Memoir 82*, p. 303 – 323.
- Treviño, F.J.G., Cabrera, C.T., Gonzalez, N.T., 2011, "Informe de caracterización inicial del campo TXM", C.C.D.I., A.C.S.M.-Pemex, documento inédito.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990, "Carbonate sedimentology", *Blackwell Scientific Publications*, Oxford UK.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992, "The rise of diapirs during thin-skinned extension", *Marine and Petroleum Geology*, Vol 9, August.
- Watt, G.R., Griffin, B.J., Kinny, P.D., 2000, "Charge contrast imaging of geological materials in the environmental scanning electron microscope", *American Mineralogist*, Volume 85, pages 1784–1794
- Wawrzyniec, T.F., 2008, "Structural Geology Related to Salt or Clay Movement and lateral Off-set", *University of New Mexico*, Albuquerque, NM.
- Weaver, J., Parker, M., Batenburg, D.v., Nguyen, P., 2007, "Fracture-Related Diagenesis May Impact Conductivity", *Society of Petroleum Engineers*, Halliburton, pg. 272-281
- White, R.R., Alcock, T.J., Nelson, R.A., 1990, "Anschutz Ranch East Field--U.S.A. Utah-Wyoming Thrust Belt", *TR: Structural Traps III: Tectonic Fold and Fault Traps*, *AAPG Special Volumes*.
- Wilson J.L. 1986, "Carbonate Facies in Geologic History", Ed. Springer-Verlag
- Yue, L.F., Suppe J., Hung, J.H., 2005, "Structural geology of a classic thrust belt earthquake: the 1999 Chi-Chi earthquake Taiwan", *Journal of Structural Geology* 27 p. 2058–2083
- Zahm, C.K., Hennings P.H., 2009, "Complex fracture development related to stratigraphic architecture: Challenges for structural deformation prediction, Tensleep Sandstone at the Alcova anticline, Wyoming *AAPG Bulletin*, v. 93, no. 11 (November), pp. 1427–1446.