



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Modelado e interpretación 2D y 3D de
un campo petrolero de la Sonda de
Campeche, empleando métodos
sísmicos.**

TESINA

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Andrea Manzanares Alcalá

DIRECTOR DE TESINA

Ing. Javier Arellano Gil



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021

Índice

Resumen	1
Abstract.....	2
CAPITULO 1. GENERALIDADES	3
1.1 Introducción.....	3
1.2 Objetivos	5
1.3 Metodología.....	5
1.4 Localización del área de estudio	6
1.5 Antecedentes	7
1.6 Importancia económica del sector sur del Golfo de México en la industria petrolera.	12
2 CAPITULO II. MARCO TEÓRICO	14
2.1 Geología Estructural.....	14
2.2 Tectónica Salina o Halocinesis	15
2.3 Fallas	17
2.3.1 Clasificación y geometría de fallas.....	18
2.4 Pliegues	21
2.4.1 Mecanismos de plegamiento.....	23
2.5 Conceptos fundamentales de interpretación sísmica	29
2.5.1 Modelo de Velocidad PP-PS ortorrómbico.	32
2.5.2 Atributos sísmicos	32
2.5.3 Descomposición espectral empleando la Transformada de Fourier	38
2.5.4 Interpretación de fallas y horizontes	38
3 CAPITULO III. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	41
3.1 Marco geológico regional	41
3.1.1 Bloque de Yucatán	42
3.1.2 Plataforma de Yucatán.....	42
3.1.3 Cinturón Plegado de Chiapas	43
3.1.4 Cuencas del Sureste	44
3.2 Estratigrafía regional del área de estudio.....	47
3.2.1 Jurásico Medio.	48
3.2.2 Jurásico Superior	48
3.2.3 Cretácico	50

3.2.4	Paleoceno.....	51
3.2.5	Eoceno.....	51
3.2.6	Oligoceno	51
3.2.7	Mioceno	52
3.2.8	Plio-Pleistoceno.....	52
3.3	Origen y Evolución de la Sonda de Campeche.....	52
3.4	Sistema Petrolero.....	55
3.4.1	Roca Generadora	56
3.4.2	Roca Almacenadora	58
3.4.3	Rocas Sello de la Sonda de Campeche.....	62
3.4.4	Migración de hidrocarburos	63
4	CAPITULO IV. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN	64
4.1	Análisis sísmico	64
4.2	Interpretación	67
4.3	Interpretación de horizonte Cretácico superior.	68
4.4	Interpretación de horizonte Jurásico superior Tithoniano	71
4.5	Interpretación de horizonte Jurásico superior Kimmeridgiano	74
4.6	Interpretación de fallas.....	76
4.7	Interpretación de secciones.....	79
4.7.1	Secciones sísmica de dirección SSW-NNE (5, 13 y 18)	80
4.7.2	Secciones sísmicas de dirección W-E (2, 4 y 6)	83
4.8	Modelo estructural 3D.....	85
4.9	Procesos de deformación y edad de la deformación	88
5	Conclusiones y recomendaciones.....	90
5.1	Conclusiones	90
5.2	Recomendaciones.....	92
	Bibliografía	94

Resumen

El contexto geológico del sureste mexicano es especialmente complejo debido a la evolución geodinámica que ha tenido la región desde el Triásico hasta la actualidad. Para comprender la complejidad estructural, necesariamente se tiene que considerar todas las fases de deformación que originaron a las estructuras secundarias de los campos petroleros de la Sonda de Campeche, comprendiendo desde lo que ocurrió con la apertura del Golfo de México, hasta el último evento de deformación del Plioceno-Cuaternario.

Mediante la interpretación de secciones estructurales de un volumen sísmico 3D, trazadas en direcciones perpendiculares y paralelas a las estructuras (pliegues y fallas inversas), se estableció una metodología para generar el modelo estructural e interpretar la evolución del área de estudio, donde son considerados para su interpretación; horizontes, fallas locales y regionales contenidas en el cubo sísmico, definiendo las diferentes etapas y los principales estilos de deformación.

Como resultado de este modelo estructural, se definió la presencia de un pliegue por flexión de falla (fault-bend-fold) con geometría de pliegue en caja (detachment) orientado SSW-NNE con un echado promedio de 35° y una longitud aproximada de 14 kilómetros; se caracteriza por estar cortado por un plano de falla inversa que presenta una flexión por donde sube el bloque cabalgante, de donde se desprende un segundo plano de falla en su segmento superior, que junto con la flexión del pliegue favorecieron el desarrollo de un intenso sistema de fracturas en la cresta del anticlinal y el desarrollo de una estructura de caparazón de tortuga (Turtle back structure) orientado W-E, provocado por un fallamiento inverso, donde el bloque de techo se desplaza considerablemente debido a los esfuerzos regionales y a la presencia de diapirismo salino, por lo que se puede afirmar que el área de estudio presenta dos estilos estructurales.

La interpretación y análisis estructural mediante modelos tridimensionales permitió conocer con alto nivel de certeza, la forma, tamaño, orientación y geometría de los pliegues que pueden constituir trampas petroleras; también ayudan a identificar las zonas donde se tiene el mayor fracturamiento que propiciará que mejorará la calidad de las rocas almacenadoras e inclusive apoyan a la identificación de las rutas de migración asociadas a las fallas.

Abstract

The geological context of the Mexican southeast is especially complex due to the geodynamic evolution that the region has had since the Triassic until now. To understand the structural complexity, it is necessary to consider all the deformation phases that originated the secondary structures of the Campeche Sound oil fields, from what happened with the opening of the Gulf of Mexico to the last deformation event of the Pliocene-Quaternary.

Through the interpretation of structural sections of a 3D seismic volume, traced in perpendicular and parallel directions to the structures (folds and inverse faults), it was established a methodology to generate the structural model and to interpret the evolution of the study area, where they are considered for its interpretation; horizons, local and regional faults contained in the seismic cube, defining the different stages and the main deformation styles.

As a result of this structural model, it was defined the presence of a fault-bend-fold with detachment geometry oriented SSW-NNE with an average pitch of 35° and an approximate length of 14 kilometers; It is characterized by a reverse fault plane with a bending where the riding block rises, from which a second fault plane is detached in its upper segment, which together with the fold bending favored the development of an intense anticline crest fracture system and the development of a W-E oriented Turtle back structure, caused by an inverse failure, where the roof block is considerably displaced due to regional efforts and the presence of saline diapirism, so it can be said that the area of study presents two structural styles.

The interpretation and structural analysis by means of three-dimensional models allowed knowing with a high level of certainty, the shape, size, orientation and geometry of the folds that can constitute oil traps; they also help to identify the zones where there is the greatest fracture that caused the improvement of the quality of the storage rocks and even support the identification of migration routes associated to the faults.

CAPITULO 1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

La Sonda de Campeche es la principal zona productora de hidrocarburos líquidos en México, principalmente en yacimientos carbonatados en secuencias sedimentarias del Cretácico y Jurásico. Esta región se encuentra en la plataforma al sursureste del Golfo de México, frente a las costas de los estados de Campeche y Tabasco.

En la Sonda de Campeche existen algunas áreas con gran potencial de hidrocarburos residuales, los que se encuentran principalmente en trampas estructurales de yacimientos parcialmente explotados, por lo que corresponden a campos maduros o en abandono. Estas áreas, dentro de los mismos campos ya explotados podrían incorporar reservas en volúmenes importantes, las que se reclasificarían como probadas; además habría un buen factor favorable de costo-beneficio, ya que se dispone de la infraestructura y del conocimiento geológico y de ingeniería de yacimientos (Álvarez, 2014).

Un buen modelo estructural integrado, permite la visualización de los elementos estructurales que constituyen trampas, tales como: pliegues, fallas y en general todos aquellos rasgos que pueden ser interpretados a partir de las secciones sísmicas; donde además se deben de tomar a consideración los aspectos estratigráficos y de evolución de la cuenca.

Dentro del flujo de trabajo para la caracterización de yacimientos petroleros, el modelo estructural es relevante para conocer como es la trampa, particularmente cuál es su tamaño y geometría, lo que corresponde al punto de partida para dimensionar el yacimiento.

En este trabajo se muestra el procedimiento para realizar la interpretación y la realización de un modelo tridimensional para la visualización del contexto estructural de un campo en la Sonda de Campeche; este modelo permitirá predecir con mayor

certidumbre, las áreas de mayor potencial para la producción de hidrocarburos, considerando la estructura geológica, la estratigrafía, la evolución geológica y la abundancia de las fracturas naturales en las rocas almacenadoras de carbonatos del Cretácico, siendo el factor estructural, el más relevante.

Las principales estructuras que forman trampas petroleras corresponden a pliegues por flexión de falla.

El análisis se realizará con base en la interpretación de datos sísmicos de alta resolución recientemente adquiridos en el área, procesados en versión PSDM y la información de cuatro pozos.

La interpretación estructural se realizó a partir del análisis de secciones sísmicas en dos dimensiones, los cuales corresponden a secuencias deformadas del Cretácico Superior y del Jurásico Superior (Thithoniano y Kimmeridgiano), donde resalta un grupo de pliegues y fallas que han afectado a las secuencias estratigráficas.

A partir de la información previa correspondiente a registros de los pozos, mapas de cimas de yacimientos, reportes geológicos y antecedentes estructurales, se propone un modelo en tres dimensiones de las secuencias deformadas correspondiente a las brechas del Cretácico Superior, donde se aprecia su distribución dentro del área de estudio.

Finalmente, con los resultados del análisis estructural y después de definir los estilos de deformación, se integró la información sísmica con la geológica, para generar una malla estructural 3D, que permite observar y describir las geometrías identificadas; así como el cambio de los espesores de las unidades geológicas almacenadoras.

1.2 Objetivos

Con base en un modelo estructural-tectónico conceptual, definir los estilos estructurales de deformación de un campo petrolero en la porción sureste del Golfo de México, con lo que se construirá el marco geológico-estructural tridimensional que esté fundamentado y que valide la interpretación estructural del campo, lo que será de utilidad para la toma de decisiones en proyectos de explotación o desarrollo de los yacimientos, se realizará una contribución al conocimiento de la evolución estructural, que explique los tipos de estructura que son de interés para lograr una mayor productividad.

1.3 Metodología

La metodología utilizada está basada en el trabajo de gabinete, tanto documental como de interpretación sísmica, haciendo uso de la tecnología de la información y el uso de software especializado, empleado en la industria petrolera, la metodología comprende lo siguiente:

1. Recopilación de información referente a la evolución tectónica del Golfo de México, así como de los estilos estructurales y características estratigráficas.
2. Análisis de la información.
3. Síntesis de la información.
4. Análisis de adquisición y procesamiento geofísico.
5. Análisis e interpretación de secciones sísmico-estructurales.
6. Definición de los estilos estructurales identificados en el área de estudio, así como su relación con estructuras geológicas en el área estudiada.
7. Construcción del modelo estructural, utilizando Move 2017.2 de Midland Valley Move.2, para la visualización, interpretación y análisis bidimensional y tridimensional del campo.
8. Discusión de la información.

9. Resultados y conclusiones. En este apartado se presentarán los resultados de la interpretación y análisis estructural de las secciones sísmicas obtenidas.
10. Elaboración del documento escrito con figuras representativas

1.4 Localización del área de estudio

El campo petrolero en estudio fue descubierto en el año de 1979, el cual se encuentra ubicado en la porción central de la Sonda de Campeche, frente a los estados de Campeche y Tabasco, dentro de las aguas territoriales del Golfo de México; la región cuenta con un área aproximadamente de 155 kilómetros cuadrados (Figura 1.1).

Geológicamente el área está ubicada dentro de la provincia geomorfológica conocida como Pilar Reforma-Akal, al Oeste de la plataforma calcárea de Yucatán; la estratigrafía y deformación de las secuencias sedimentarias está relacionada con

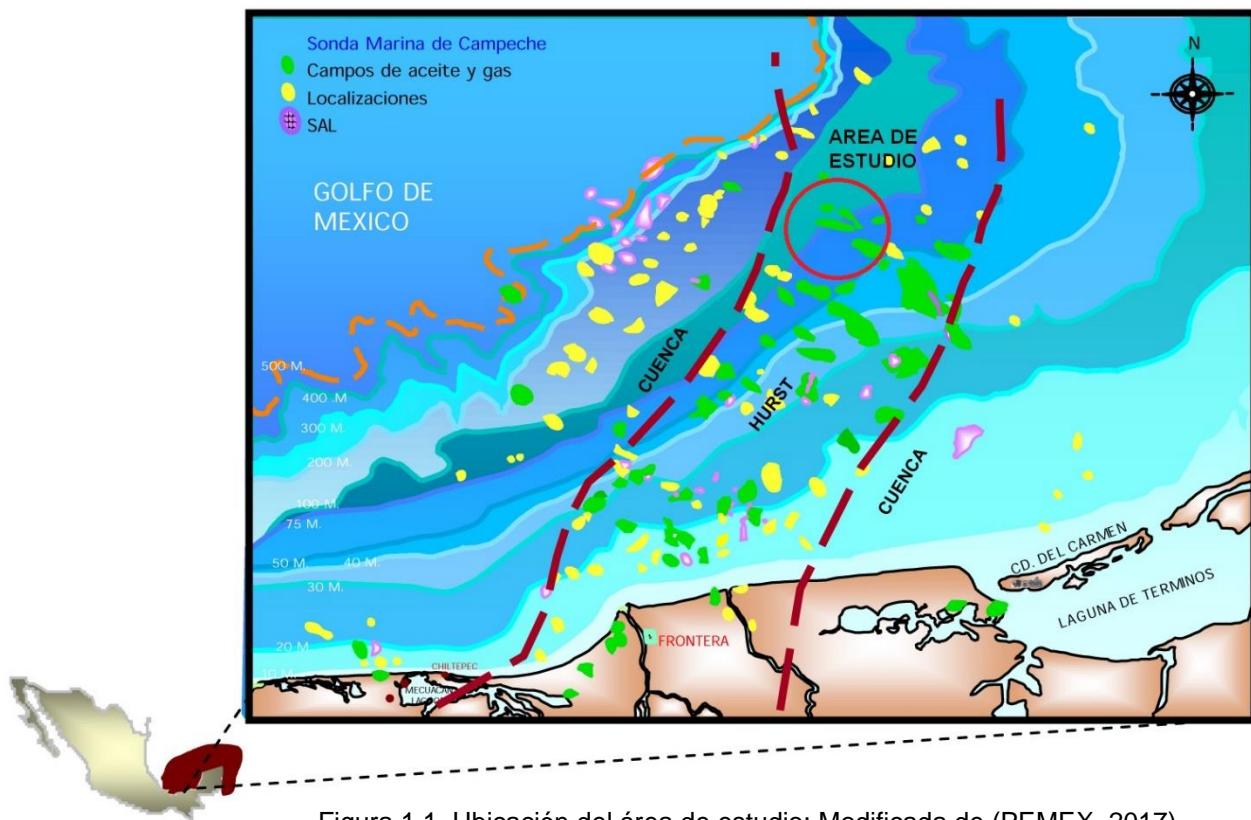


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio; Modificada de (PEMEX, 2017).

la apertura y evolución del Golfo de México del Jurásico al Cenozoico, los elementos estructurales de la región son: Plataforma de Yucatán, Cuenca de Macuspana, Cuenca de Comalcalco, Cuenca Salina del Istmo y el Pilar tectónico de Akal-Reforma.

1.5 Antecedentes

Aun cuando desde los años setenta se producían hidrocarburos en los yacimientos del Cretácico Superior en la porción continental en la Región Chiapas-Tabasco, no fue sino con la perforación de algunos pozos en 1972, que se conoció el potencial petrolero del Cretácico en la región Marina de la Sonda de Campeche. Con los resultados obtenidos en los campos petroleros terrestres de dicha Región, se intensificó la exploración regional y de detalle realizándose proyectos de evaluación sísmica en el área de Chiapas, Tabasco y Campeche. Como consecuencia de la intensa actividad exploratoria, de las décadas de los ochentas y noventas, se produjeron numerosos descubrimientos de yacimientos en secuencias sedimentarias con edades que varían desde el Jurásico Superior hasta el Cenozoico Temprano (Cárdenas Vences, 2008).

El campo petrolero de estudio se descubrió en 1979 gracias a la ayuda de la perforación de dos pozos, estos resultaron productores en la Brecha del Paleoceno y Cretácico Superior; sin embargo, pronto se quedaron sin explotación debido a la falta de infraestructura. Fue hasta el año de 1988 cuando se inició la explotación del campo y en 1998 se incorporó un importante volumen de producción de aceite.

Los estudios de interpretación sísmica realizados para el desarrollo del campo han sido sustentados con la información sísmica de una adquisición OBC de 1999, con el reprocesamiento pre-apilado en tiempo en 2005. Sin embargo, con la perforación de nuevos pozos se ha tenido la necesidad de reajustar la interpretación estructural considerando toda la información geológica disponible (Gutierrez Vazquez, Castellanos Calvo, & Villaseñor Rojas, 2019).

La mayor parte de la producción del campo ha sido extraída del yacimiento Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano y en menor medida el yacimiento Jurásico; el ritmo de la producción ha llevado a evaluar zonas con mayor complejidad estructural, lo que implica un análisis estructural-estratigráfico más profundo (Gutierrez Vazquez, Castellanos Calvo, & Villaseñor Rojas, 2019).

Amos Salvador (1991) en su publicación, establece que la Cuenca del Golfo de México es una estructura semi circular con 1500 kilómetros de diámetro aproximadamente; dentro de la que se encuentran características estructurales de primer, segundo y tercer orden, las cuales corresponden a los pliegues, fallas, basculamientos y estructuras salinas, entre otros.

Ángeles-Aquino (2004) describe el marco geológico del Golfo de México, por los elementos estructurales mayores correspondientes a la Plataforma de Yucatán, las Cuencas Cenozoicas del Sureste y la Sierra de Chiapas, sobre las cuales sucedieron diferentes eventos tectónico-sedimentarios durante la apertura del Golfo de México, que tuvieron lugar durante el Triásico-Jurásico y su evolución posterior con eventos durante el Cretácico y el Cenozoico.

Por otro lado, Padilla Sánchez (2007) menciona que durante el Mioceno Medio, el evento Chiapaneco dio como resultado la estructura conocida como Cadena Plegada y Cabalgada de Chiapas-Reforma-Akal, que tiene una superficie de despegue o decollement, encontrada a nivel de la Sal Calloviana, formando pliegues orientados NW-SE. La formación del orógeno favoreció el depósito de sedimentos clásticos.

Para comprender mejor la evolución geológica del sureste mexicano es conveniente considerar el marco tectónico regional del Golfo de México y del Caribe, ya que el análisis cinemático de las placas no solo proporciona el marco geométrico en el que se desarrolla la evolución paleogeográfica, sino también limita el estilo y el tiempo de depósito del basamento en los márgenes continentales de la región (Pindell & Kennan, 2001).

Aunque el proceso del *rifting* fue lento, el depósito de sal fue relativamente rápido, la evidencia con la que se cuenta en la actualidad indica que los gruesos paquetes de sal presentes en el Golfo de México se depositaron durante el Calloviano (Pindell & Dewey, 1985), en un periodo de aproximadamente cinco millones de años, estos se depositaron en una cuenca de miles de kilómetros cuadrados, que hoy se encuentra dividida en dos partes, tal división sugiere que tuvo que existir en esa parte del Golfo una zona más alta y estrecha, asociada con la presencia de una cresta de generación de corteza oceánica que indujo el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Temprano y Medio, y que se separó las dos grandes masas de rocas, incluyendo a la secuencia de sal Calloviana (Padilla Sanchez, 2007).

Aunque el bloque de Yucatán es de extensión geográfica limitada, contiene información muy valiosa para la evolución del Golfo de México y del Caribe, este contiene varias etapas de desarrollo en las cuales se encuentra el desplazamiento lateral izquierdo entre los bloques de Yucatán y Chortis (Pindell & Kennan, 2001). El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur se realizó a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes. El sistema occidental fue denominado Falla Transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas por Pindell (1985) y Falla Tamaulipas-Oaxaca por Padilla y Sánchez (1986).

La Falla Transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas tuvo un papel muy importante en la apertura y posterior evolución del Golfo de México, este constituye el límite de la corteza verdadera y la corteza continental atenuada, el conjunto de fallas limita individualmente a los bloques de basamento que estuvieron emergidos durante el Mesozoico Temprano.

Al terminal el Calloviano el Bloque alcanzó la posición que ocupa actualmente y desde entonces sólo estuvo sujeto a una subsidencia lenta pero continua, de la misma manera la falla Transformante terminó su movimiento lateral y comenzó a moverse en sentido vertical favoreciendo la subsidencia de bloques del basamento.

El Periodo Jurásico Tardío se caracterizó por ser una época de tranquilidad tectónica en la que una subsidencia lenta, asociada al desplazamiento divergente de las Placas propicio las condiciones necesarias para el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados (Padilla Sanchez, 2007).

Durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano la invasión del mar hacia el continente continuó e incluso aumento, dando lugar a la formación de unidades carbonatadas, lutitas calcáreas y lutitas. A su vez, se forman cuerpos salinos de anhidritas y sal (Padilla Sanchez, 2007). Para el Tithoniano, se interpreta una estabilidad tectónica, durante la cual predominan principalmente la sedimentación de lutitas y carbonatos con alto contenido de materia orgánica. También se desarrollaron amplias plataformas someras en la zona sur, abarcando desde el Macizo de Chiapas hasta el occidente del bloque de Yucatán (Salvador A. , 1991).

El incremento en la actividad volcánica en el occidente de México ocurrió durante el Aptiano, evidenciado en los depósitos de capas delgadas de lutitas y calizas intercaladas con abundantes horizontes de bentonita, encontrados en las plataformas de la zona occidental y meridional del Golfo, dicha actividad continuó hasta finales del Cretácico (Salvador A. , 1991).

Entretanto, en el Albiano-Cenomaniano continuó a subsidencia general a una velocidad constante sobre toda la zona, prevaleció la sedimentación de carbonatos sobre los clásticos y los altos basamentos emergidos desde el jurásico Tardío fueron sumergidos, formando plataformas en depósitos de carbonatos, con sus respectivos cambios de facies de talud y cuenca.

En la última etapa del periodo Cretácico aumenta el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, en cambio en el occidente la subsidencia aumento y se depositaron capas de margas y lutitas de gran espesor (Padilla y Sánchez, 1986).

A finales del Cretácico el aporte de los sedimentos de terrígenos provenientes de las sierras se incrementó, debido al inicio de la Orogenia Laramide, la cual dio origen, desde Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano, a las grandes cadenas

plegadas y cabalgadas en el occidente del Golfo de México. La orogenia fue causada por la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana. La orogenia causó una deformación a mayor distancia de la zona de trinchera, y elevó una porción considerable de la parte meridional de la placa de Norteamérica, debido al poco ángulo de convergencia de la Placa Farallón durante la subducción. Se incremento así el aporte de sedimentos clásticos, que prevaleció aún después del fin de la orogenia; los cuales se depositaron en las grandes cuencas de antepaís formadas al frente de las plegadas cadenas (Cserna, 1989); (Padilla y Sanchez R. , 1982).

Durante este periodo el tamaño y forma de la cuenca dependió totalmente del flujo de sedimentación clástica. Se empiezan a desarrollar grandes fallas lístricas normales asociadas con los depocentros de las cuencas. Es así como en este tiempo se depositaron gruesos espesores de arenas finas en el talud y planicie costera del Golfo de México. Al mismo tiempo ocurrió el depósito de sedimentos más finos las zonas más profundas (Goldhammer, 1999).

En el Mioceno medio el Evento Chiapaneco forma la cadena plegada y cabalgada de Chiapas-Reforma-Akal, que surge como un pliegue despegado a nivel de la sal Calloviana, formando a su vez pliegues orientados NW-SE y convergentes hacia el noreste. Asociado al nivel de despegue, un volumen importante de sal se movilizó hacia el norte-noroestes, causando a su vez que las estructuras de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal se bascularan en la misma dirección y crearan nuevos depósitos. Desde entonces hasta fines del Neógeno, se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos clásticos, que empezaron a deslizarse por gravedad también. El peso de estos sedimento propició que la secuencia discordante Miocénica tardía comenzara un deslizamiento gravitacional hacia el NNW, iniciando grandes fallas normales casi perpendiculares a la orientación de los pliegues de la cadena Chiapas-Reforma-Akal; Estas fallas normales regionales constituyeron los límites de las cuencas de Comalcalco-Salina del Istmo y de Macuspana. Posteriormente durante el Pleistoceno, las cuencas recién formadas

bajo un régimen extensional sufren una compresión, desarrollándose en ellas pliegues propios de inversión tectónica.

1.6 Importancia económica del sector sur del Golfo de México en la industria petrolera.

El petróleo es la fuente de energía más importante que existe en nuestro país, además de ser materia prima esencial para el desarrollo sostenible; Gracias a la actividad petrolera, México participó activamente en los mercados nacionales e internacionales durante varios años, sin embargo, la producción ha bajado significativamente, por lo que actualmente solo cubre parte de la demanda interna.

Para el 2019, en México, la producción de petróleo crudo fue de 1,679.1 miles de barriles diarios (Mbd). En cuanto a la producción de gas natural alcanzó 3,805.5 millones de pies cúbicos diarios (MMpcd). En la región donde se encuentra la zona de estudio, se encuentran operando aproximadamente 72 pozos productores, que para 2019 produjeron 388 Mbd de crudo y 394 MMpcd de gas (CNH, 2019).

Durante el tercer trimestre de 2019, la producción de hidrocarburos en la región en la que se encuentra la zona de estudio promedió 388 Mbd (CNH, 2019). Esto significa un decremento del 7% en la producción de crudo con respecto al mismo trimestre del año pasado.

El hidrocarburo y todos sus derivados contribuyen a la generación de recursos económicos que se distribuyen a los gobiernos regionales y locales, en donde se incluye a las instituciones educativas, con el objetivo fundamental de mejorar la calidad de vida de la nación (PEMEX, 2019).

Los descubrimientos y sus delimitaciones, los proyectos de recuperación mejorada y avanzada incorporan reservas probadas, probables y posibles como resultado de la actividad exploratoria. Por otra parte, la variación de reservas puede resultar con incrementos o reducciones a la misma, atribuibles al análisis del comportamiento

presión-producción de los campos, tomando en cuenta su historia productiva o a las actualizaciones a los modelos estáticos de yacimientos debido a la disponibilidad de información nueva (PEMEX, 2019).

Las reservas se desglosan en aceite, gas natural y petróleo crudo equivalente. Durante 2019 el área de estudio se mantuvo como el de mayor producción con 433.5 miles de barriles diarios de aceite y 179.4 millones de pies cúbicos de gas natural diarios (PEMEX, 2019).

En la subdirección de Producción para la evaluación de reservas al 1 de enero del 2019, se registró un valor de 3,253.3 millones de barriles de aceite en la categoría probada y de 1,807.7 miles de millones de pies cúbicos, que representan el 20.4 % de la reserva probada de gas de PEMEX.

Las figuras 1.2 y 1.3 muestran la variación en las reservas remanentes de aceite y gas natural durante los últimos tres años del activo Aguas Someras-02.

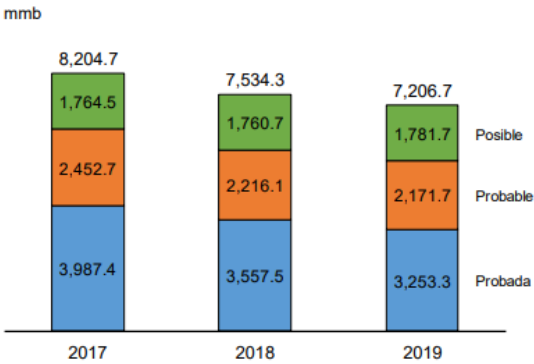


Figura 1.2 Evolución histórica de las reservas remanentes de aceite crudo

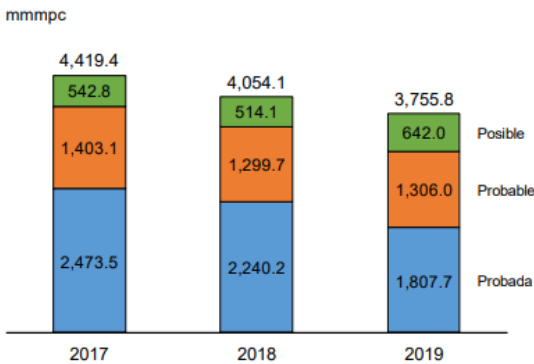


Figura 1.3 Evolución histórica de las reservas remanentes de gas natural

2 CAPITULO II. MARCO TEÓRICO

2.1 Geología Estructural

La geología estructural es aquella que estudia las particularidades de la estructura y desarrollo de la corteza terrestre relacionadas con los procesos mecánicos y deformaciones que en ella tiene lugar a una escala que va desde lo submicroscópico a lo regional (Belousov, 1979). Esta trata de pliegues, fallas y otras estructuras de deformación en la litósfera: cómo aparecen y cómo y porqué se formaron.

Su objetivo radica en el estudio de la geometría, distribución y formación de las estructuras. Cabe agregar que la geología estructural solo trata con estructuras creadas durante la deformación de la roca, no con estructuras primarias formadas por procesos sedimentarios o magmáticos. Sin embargo, las estructuras de deformación pueden formarse a través de la modificación de las estructuras primarias, como el plegamiento en una roca sedimentaria (Fossen, 2010). Por lo tanto, se deben tomar en consideración tres aspectos diferentes en las rocas deformadas la geométrica, la cinemática y la dinámica.

- El análisis geométrico es la descripción cualitativa del tamaño, la forma y la orientación de una estructura. La interpretación del plegamiento a gran escala a partir de datos estructurales a escala de afloramiento y el patrón del mapa es otro ejemplo de análisis geométrico. La proyección estereográfica es una herramienta poderosa para el análisis geométrico de estructuras.
- La cinemática es una rama de la mecánica que trata el movimiento sin ninguna referencia a la fuerza o la masa. En geología estructural, el análisis cinemático es una descripción matemática del movimiento de los puntos materiales durante la deformación en una roca. El esfuerzo o las propiedades reológicas de las rocas no se tienen en cuenta durante los análisis cinemáticos.
- El análisis dinámico implica comprender las fuerzas aplicadas que producen deformación en la roca. La dinámica también incluye cómo se deforman las rocas en respuesta al esfuerzo impuesto.

La geología estructural es obviamente uno de los temas más importantes para los geocientíficos que trabajan en la industria del petróleo, ya que los pliegues y fallas en las rocas deformadas hacen trampas para la acumulación de hidrocarburos. Además, las deformaciones a gran escala controlan la arquitectura de las cuencas sedimentarias petrolíferas (Twiss & Moores, 2007).

Los procesos o causas externas que causan estas deformaciones son, en muchos casos, movimientos de placas, pero también pueden ser aspectos tales como intrusión forzada de magma, diapiros de sal o arcilla impulsados por la gravedad,

glaciares que fluyen e impactos de meteoritos. Cada una de estas "causas" puede crear estructuras características que definen un estilo estructural.

La tectónica de placas es la parte a gran escala que involucra directamente el movimiento y la interacción de las placas litosféricas. Dentro del ámbito de la tectónica de placas, las expresiones como la tectónica de subducción, la tectónica de colisión y la tectónica del fracturamiento y fallamiento se aplican para propósitos más específicos; El término tectónica de gravedad generalmente se restringe al deslizamiento hacia abajo de grandes porciones de rocas y sedimentos, especialmente de los depósitos del margen continental que descansan sobre la sal débil o capas de lutita sobrepresionadas, donde la acción de la gravedad es la principal fuerza que causa los cambios.

La deformación no tectónica típica es la compactación simple de sedimentos y rocas sedimentarias debido a la carga de estratos sedimentarios más jóvenes.

Por lo tanto, la deformación puede definirse como un cambio en la longitud, el volumen, la posición y la forma. Reconocer estructuras de deformación en realidad requiere un conocimiento sólido de las rocas sin deformar y sus estructuras primarias.

2.2 Tectónica Salina o Halocinesis

Usamos el término tectónica de sal cuando la sal está involucrada en la deformación, en la medida en que influye significativamente en el tipo, geometría, localización y/o extensión de las estructuras de deformación que se forman. Este término cubre cualquier deformación relacionada con la sal y estructuras de deformación, incluida la deformación relacionada con el desprendimiento de sal.

Otro término utilizado sobre el movimiento de la sal del subsuelo y la formación de diapiros de sal es halocinesis, formada por las palabras griegas para sal o halita (halos) y movimiento (kinesis). La influencia de la sal durante la deformación depende de su grosor, extensión y posición en la columna estratigráfica, el grado de reactivación del basamento y las propiedades físicas de los estratos suprayacentes. La deformación puede ser local y no relacionada con la tensión tectónica de placas, impulsada completamente por los contrastes de densidad entre la sal y su sobrecarga.

Las estructuras relacionadas con la sal son de gran importancia para aquellos que trabajan en regiones de tectónica extensional y contractiva, y también son importantes porque muchas provincias petroleras contienen capas de sal o están deformadas por la tectónica de sal. El proceso a través del cual se desarrolla un diapiro se conoce como diapirismo.

Las deformaciones causadas por diapiros de sal son causadas por el movimiento en su mayoría vertical de la sal a través de su sobrecarga, estas son impulsadas principalmente por la gravedad, aunque la deformación de sal también puede estar estrechamente relacionada con la tectónica de placas. Un ejemplo es la estructura de caparazón de tortuga (figura 2.1), esta se ve afectada por la sobrecarga del sedimento depositado y da como resultado la expulsión de la sal hacia los flancos.

Evolución de estructura "Caparazón de tortuga"

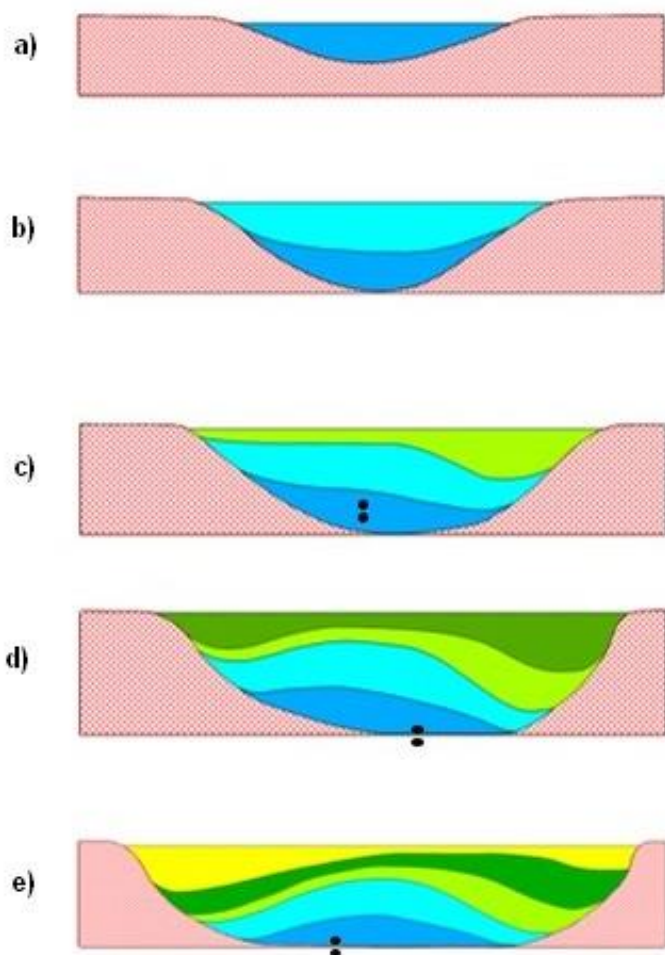


Figura 2.1. Diagrama de evolución de la estructura "caparazón de tortuga"; en la imagen a) se ve la etapa de subsidencia de la parte central de la cuenca; en b) la parte central de la cuenca se suelta, causando evaluación subsecuente, que posteriormente cambiara a diapiros; en c) la subsidencia de los flancos puede no ser sincrónica, en este caso comienza en el derecho; en d) se observa que la subsidencia prosigue en el flanco izquierdo. Debido a la presencia de los dos diapiros en e) podemos observar que la estructura podría seguir evolucionando. Modificada de (PEMEX, 2018).

2.3 Fallas

Se define el término falla como una superficie o una estrecha zona alargada, que presenta un desplazamiento relativo de un lado con respecto al otro, en dirección paralela a la superficie o zona (Van der Pluijm & Marshak, 2003).

Las partes de una falla pueden describir estas estructuras, por esto es importante señalar las características y atributos que puedan tener estos elementos de las fallas (Reyes). Un plano de falla es aquel que rompe continuidad de los estratos y separa dos bloques (Reyes), adoptando el término de *bloque de techo* para la superficie superior del plano de falla, y *bloque de piso* para la parte inferior del plano de falla (Figura 2.2).

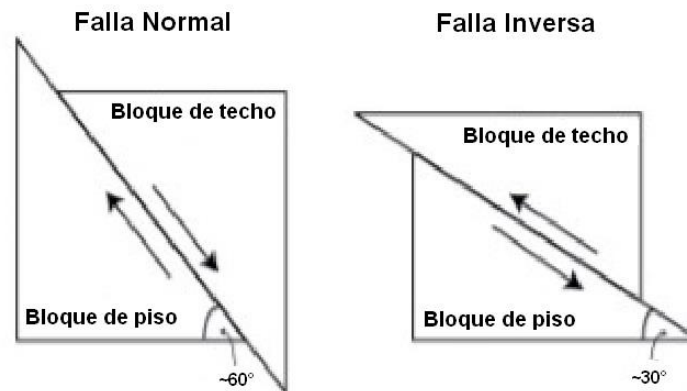


Figura 2.2. Representación esquemática del bloque de techo y bloque de piso, tanto en una falla normal como en una falla inversa, Modificada de (Opensha, 2010).

Este tipo de características geológicas se presentan de acuerdo con el tipo de esfuerzo que haya sido ejercido en el subsuelo, y que a su vez generó una deformación en las unidades litoestratigráficas, por lo que se plantean diferentes estilos estructurales.

2.3.1 Clasificación y geometría de fallas

2.3.1.1 Clasificación dinámica de Anderson

La teoría de fallamiento presentada por Anderson es la más simple y esclarecedora. Esta está basada en la orientación del plano de falla y el estado de tensión en la superficie de la Tierra, Esta clasificación se aplica solo a fallas de alto nivel y solo en el momento de sus formaciones (McClay, 1997).

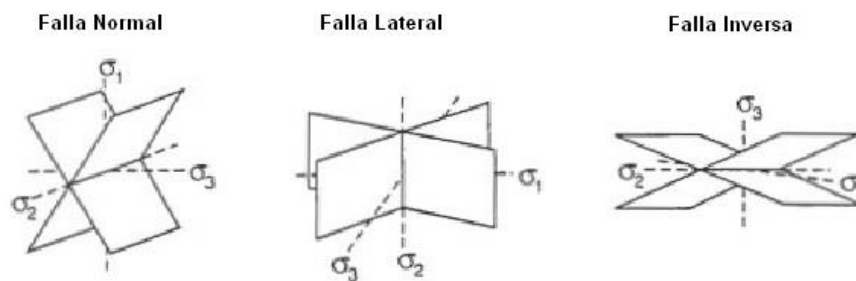
La clasificación dinámica de Anderson (Figura 2.3.) consiste en que para que la falla ocurra cerca de la superficie terrestre, uno de los esfuerzos principales ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) debe ser perpendicular a la superficie terrestre (McClay, 1997).

Dependiendo de las posiciones de los vectores principales que cumplen con el requisito general de $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, se definen los tres tipos de fallas principales:

Fallas normales: donde σ_1 es vertical y σ_2 y σ_3 horizontales. El ángulo promedio de los planos de falla es de 60° .

Fallas de deslizamiento lateral o transcurrentes: donde σ_2 es vertical y σ_1 y σ_3 horizontales. En este caso los planos de falla son verticales o sub verticales y la dirección del movimiento es vertical.

Fallas inversas: donde σ_3 es vertical y σ_1 y σ_2 horizontales. El ángulo promedio de los planos de falla está a 30° aproximadamente de la horizontal.



CLASIFICACIÓN ANDERSONIANA DE FALLAS

Figura 2. 3. Clasificación Andersoniana de las fallas y su relación entre los tres esfuerzos principales $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$; El ángulo entre los planos de las fallas conjugadas está en función de las propiedades materiales de las rocas que sufren fallas y pueden variar entre 45° y 90° , se toma un valor de 60° como el valor típico del ángulo entre los planos de fallas conjugadas. Modificada de (McClay, 1997).

2.3.1.2 Clasificación por conjunto de fallas

Falla normal. Si el movimiento ocurre conforme a la línea de máxima pendiente, la falla es normal; el desplazamiento es tal que el bloque de techo se desliza hacia abajo con relación al bloque de piso, como se muestra en la figura 2.4 (Vazquez G. , 2011). Los conceptos asociados a fallas normales son estructuras extensivas, estos son:

- Horst: Estructura positiva semejante a un pilar (sobre el bloque de techo delimitada por dos fallas normales).
- Graben: Estructura negativa semejante a una fosa (sobre el bloque del techo) delimitada por dos fallas normales

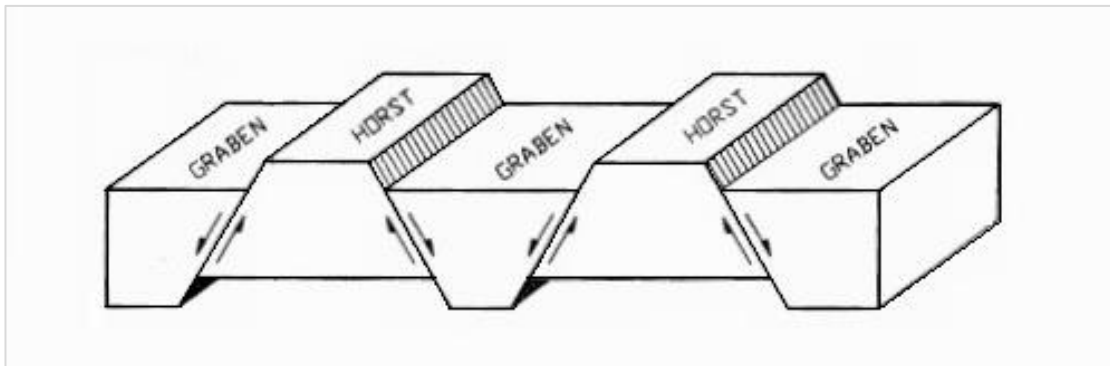


Figura 2.4. Esquema de estructuras extensivas, Modificado de (Padilla y Sanchez R. , 2013)..

Falla inversa. La falla es inversa cuando el movimiento ocurre en dirección de la línea de máxima pendiente y el bloque de techo se desliza hacia arriba con relación al bloque de piso. Los conceptos asociados a fallas inversos están relacionados a estructuras compresivas, estos son:

- Fallas de cabalgadura: se definen como aquel tipo de falla de contracción cuyo plano de esta presenta un ángulo menor a 45° , a diferencia de la falla inversa es que presenta un ángulo usualmente mayor a 45° . El desplazamiento neto que presentan este tipo de fallas es de uno a diez kilómetros.
- Fallas de sobrecorrimiento: se define como aquel tipo de falla inversa, que presenta un ángulo habitualmente menor a 45° y un desplazamiento lateral considerable el cual puede ser de diez a cuarenta kilómetros. (Schlumberger, glossary.oilfield.slb.com, 2020)
- Fallas de napa: se define como una falla inversa en la cual el desplazamiento fue mayor a cuarenta kilómetros.

- Fallas Klippe: es un afloramiento aislado de bloque de techo de una falla inversa de ángulo bajo, constituido por rocas alóctonas (Arellano Gil, 2002).
- Fallas Décollement: es una falla inversa en la cual el desplazamiento se debe a un proceso gravitatorio. También se conoce como décollement a las superficies de despegue (Arellano Gil, 2002).

Falla transcurrente o lateral: Se caracterizan por que este movimiento de los bloques se da en dirección del rumbo del plano de falla, pudiendo ser lateral izquierda o lateral derecha. La falla es derecha cuando el observador identifica que el bloque de enfrente se desplaza en forma dextral, y es izquierda cuando dicho bloque se desplaza de manera sinistral (Oyarzun & Doblas, 2020) (figura 2.5). La deformación local producida cerca de las curvaturas, en las fallas de desplazamiento de rumbo, puede producir extensión o contracción (Schlumberger, 2020).

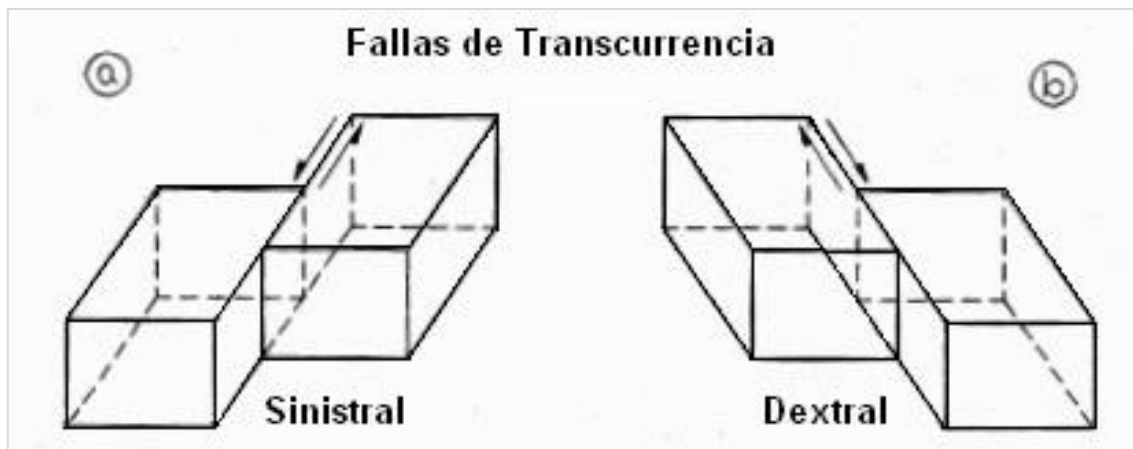


Figura 2.5. Fallas laterales, a) Falla sinistral; b) Falla dextral. Modificada de (Padilla y Sanchez R. , Elementos de geología estructural, 2013).

Estructuras en flor: Estas son estructuras plegadas, asociadas con fallas de desplazamiento lateral. Las estructuras en flor pueden formar trampas de hidrocarburos; El término "estructura en flor" refleja la semejanza de la estructura con los pétalos de una flor en sección transversal (Figura 2.6).

- Estructura en flor positiva: se forman cuando la falla de primer orden es lateral y las de segundo orden son inversas, esto ocurre cuando el desplazamiento se forma en la corteza convergente, o estado de transpresión, las rocas son falladas en sentido ascendente provocando un levantamiento y formando una estructura en flor positiva (Woodcock & Fischer, 1986).

- Estructura en flor negativa: se forma cuando la falla de primer orden es lateral y las de segundo orden son normales, esto ocurre cuando el desplazamiento se forma en la corteza divergente o estadio de transtensión, las rocas descienden provocando un hundimiento y formando la flor negativa (Woodcock & Fischer, 1986).

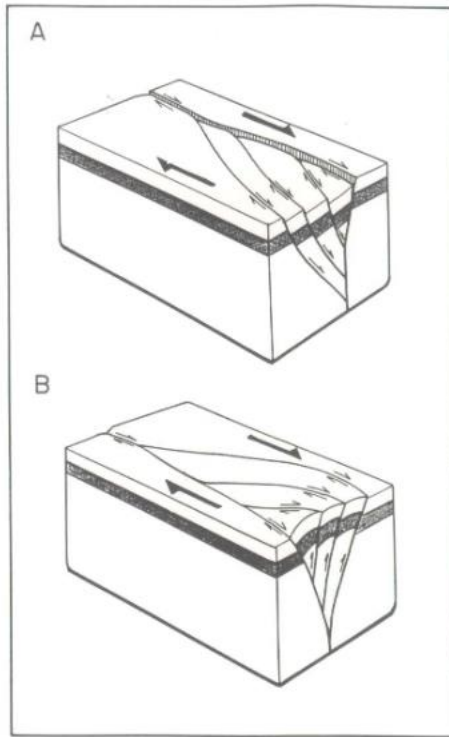


Figura 2.6.

Estructuras tipo flor negativa (A) y flor positiva (B); Tomada de (Woodcock & Fischer, 1986).

2.4 Pliegues

Un pliegue es una estructura secundaria producida cuando una superficie originalmente plana es inclinada o curvada como resultado de deformación dúctil heterogénea (Figura 2.7), la cual se manifiesta como una o varias ondulaciones de sus elementos originales, es decir, en los estratos (Salazar, 2018).

Su geometría y expresión llevan información importante sobre el tipo de deformación, cinemática y tectónica de un área. Además, pueden ser de gran importancia económica, tanto como trampas de petróleo como en la búsqueda y explotación de minerales y otros recursos minerales (Fossen, 2010).

El análisis geométrico es importante no solo para comprender cómo se forman varios tipos de pliegues, sino también al considerar cosas como trampas de hidrocarburos y minerales plegados en el subsuelo (Fossen, 2010).

A continuación se describen las principales partes de un pliegue(Figura 2.7):

Flanco: es la superficie de uno de los lados del pliegue, cada pliegue tiene dos flancos.

Cresta: es el punto más alto en la superficie plegada

Valle: es el punto más bajo de la superficie plegada

Punto de charnela: es el punto de máxima curvatura del pliegue, visto en sección transversal

Eje o Línea de charnela: es la línea que une los puntos de máxima curvatura de un pliegue y pasa por los puntos de charnela

Superficie o Plano axial:es un plano imaginario formado por todas las líneas de charnela de todos los estratos que forman el pliegue. Esta divide al pliegue en dos partes, dejando un flanco a cada lado, si el plano axial esta inclinado, se dice que está vergiendo o inclinado hacia ese lado.

Punto de inflexión: punto donde una superficie plegada pasa de un pliegue a otro.

Línea de cresta y de seno: Línea imaginaria que une los puntos de cresta o de seno en el perfil longitudinal de un pliegue

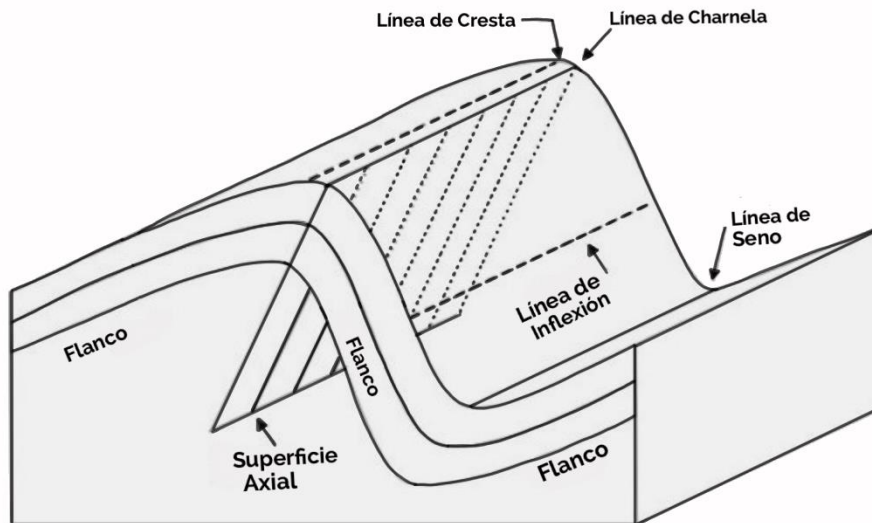


Figura 2.7. Partes principales de un pliegue. Modificada de (Fossen, 2010).

2.4.1 Mecanismos de plegamiento

2.4.1.1 *Pliegue por flujo pasivo (Bending)*

Es aquel donde la estratificación no ejerce influencia mecánica sobre el plegamiento, es decir, la estratificación sirve como una expresión visual de tensión sin contraste mecánico o de competencia con las capas vecinas, no introduce ninguna variable en el mecanismo de deformación ni en las geometrías resultantes (Salazar, 2018). Ocurre en rocas metamórficas, migmatitas y también en las deformaciones de un glaciar, con el hielo próximo a su punto de fusión. Sufren deformaciones amplias sujetas a esfuerzos con componente vertical, normalmente asociados a intrusiones salinas e ígneas y ajustes flexurales de piroclástica. Los límites de capas son marcadores de la deformación, como se muestra en la figura 2.9 pero no controlan su geometría como se muestra en la figura 2.9.

**Flujo pasivo
(Bending)**

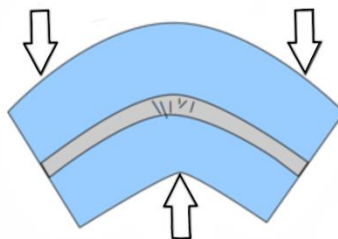


Figura 2.8 Pliegue de Flujo pasivo, modificado de (Aerden, 2010)

2.4.1.2 *Pliegue por flujo activo (Buckling)*

La teoría del proceso del buckling supone que la deformación provoca una serie de inestabilidades mecánicas en la capa con distintas longitudes de onda. El proceso de plegamiento que inicia cuando un estrato se acorta paralelo a la estratificación. Si las capas poseen diferentes viscosidades y/o propiedades mecánicas, estas responderán de diferente manera a las fuerzas, generando ondas o “*buckles*”. La longitud de onda dependerá del espesor y competencia de las capas (Fossen, 2010).

Es decir, si dos materiales con diferentes comportamientos físicos se encuentran juntos y se aplica una fuerza compresiva se habla de “*buckling*”. Lo característico son pliegues paralelos, sin cambio del espesor de los pliegues, es decir, la parte superior de un anticlinal internamente marca extensión en la parte inferior de la compresión y justo en el medio se encuentra un horizonte neutro (Figura 2.8), de tal manera se observa que existe la deformación en la charnera, no en los flancos.

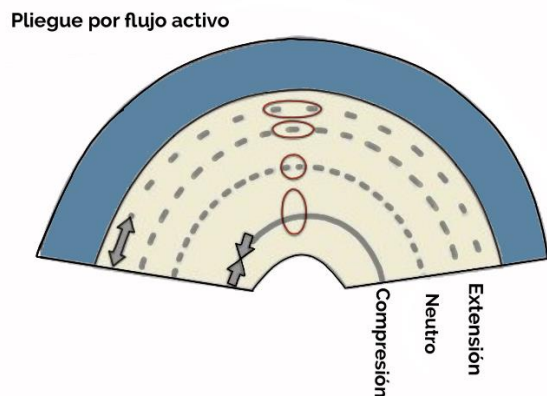


Figura 2.9. Pliegue de flujo activo o buckling; Modificado de (Hobbs, Means, & Williams , 1981).

2.4.1.3 Pliegue de deslizamiento flexural

En los pliegues de flexión, las capas plegadas juegan un doble papel, ya que participan en el proceso de plegado y también delimitan la geometría del pliegue como se muestra en la figura 2.10, mientras que, en los pliegues de corte, las capas plegadas reaccionan pasivamente y su único papel es delimitar la geometría del pliegue (Jaswal, 2006). Implica flexión y deslizamiento con cizalla principalmente interestratal, esto es en un paquete de estratos con desarrollo de cuplas de esfuerzo. La deformación puede centralizarse en la charnela, en los flancos o en ambos.

En un estrato individual aparecen fracturas tensionales en el arco exterior y compresivas en el arco interior, asumiendo la existencia de un plano neutral, acomodan una cantidad limitada de deformación y afectan a una potencia limitada de estratos. Las capas más rígidas no muestran un cambio apreciable en su espesor, las capas más dúctiles pueden experimentar importantes cambios en espesor y geometría.

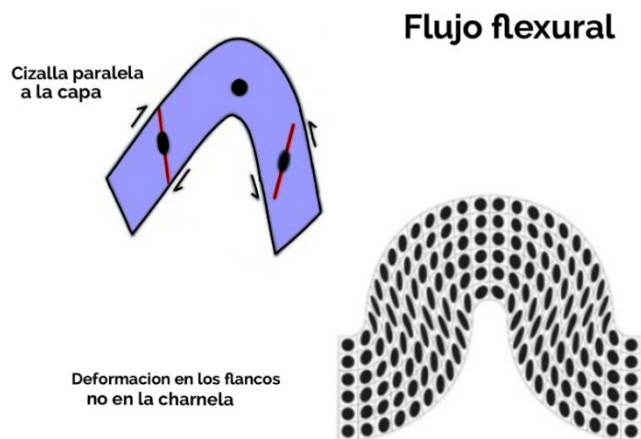


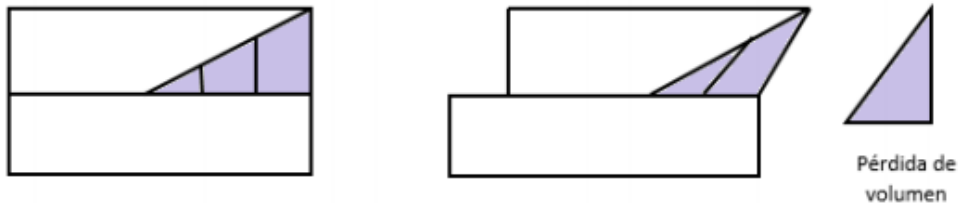
Figura 10. Pliegue por flujo flexural; Modificado de (Aerden, 2010).

2.4.1.4 Pliegue por cizalla

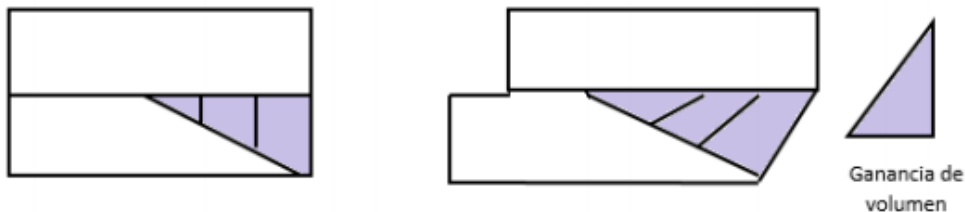
Los pliegues de cizalladura se pueden producir en rocas frágiles por la formación de pequeñas fracturas laminares, en la que las delgadas láminas de roca son capaces de desplazarse entre sí; excepto cuando están cortados por una falla todos los pliegues terminan formando una curvatura amplia. Los pliegues simples suelen darse en rocas jóvenes como las del Cenozoico y Cuaternario. Los pliegues complejos se encuentran en rocas más viejas expuestas a movimientos terrestres durante más tiempo y que a menudo han quedado profundamente enterradas. Las rocas muy antiguas, como las precámbricas, han sido replegadas muchas veces y han desarrollado estructuras como los "boudins" (fragmentos cilíndricos de sección elíptica) y los "mullions" (aspecto de salchicha) (Reyes).

Están relacionados con una falla inversa, en cuya punta se forma una zona triangular, dentro de la cual ocurre cizalleo, generando pliegues redondeados en lugar de geometrías kink (Padilla y Sanchez R. , Elementos de geología estructural, 2013) (Figura 2.11.).

A. Zona de cizalleo triangular del bloque de techo



B. Zona de cizalleo triangular de bloque de piso



C. Zona de cizalla triangular

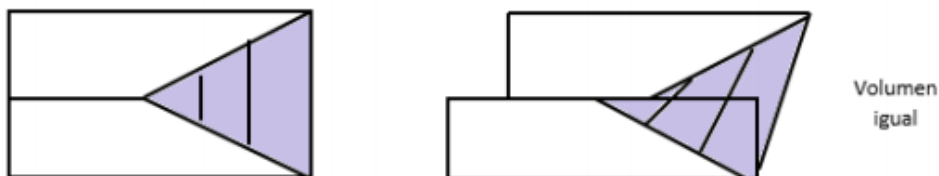


Figura 2.11. Geometría simplificada de plegamiento por triángulo de cizalla. Tomada de (Padilla y Sanchez R. , Elementos de geología estructural, 2013).

2.4.1.5 Pliegue por flexión de falla

El Pliegue por Flexión de Falla (*fault-bend-fold*) también llamados pliegues de rampa-rellano (*ramp- bends folds*) (Rich, 1934), son aquellos que se forma como resultado de un sistema compresivo que comienza a empujar las capas de la roca, las cuales encuentran una superficie de falla o debilidad no planar que pueden ser superficies viscosas ya sea de rocas arcillosas o bien sal, lo cual causa la flexión del bloque de falla y por lo tanto la formación del pliegue. Aunque por lo general se forman en el bloque superior de la falla, pueden desarrollarse también en el bloque inferior o en ambos bloques (PEMEX, Modelo de deformación, 2017). Este tipo de pliegue se caracteriza por contar con los elementos de una rampa y flat (Figura 2.12) que se describirán a continuación:

- Rampa. Regiones dentro de las fallas de cabalgamiento en donde la estratigrafía es truncada en ángulos relativamente grandes (típicamente mayores a 10°).
- Flat. Regiones dentro de las fallas de cabalgamiento que no cortan la estratigrafía, o es cortada en ángulos muy bajos.

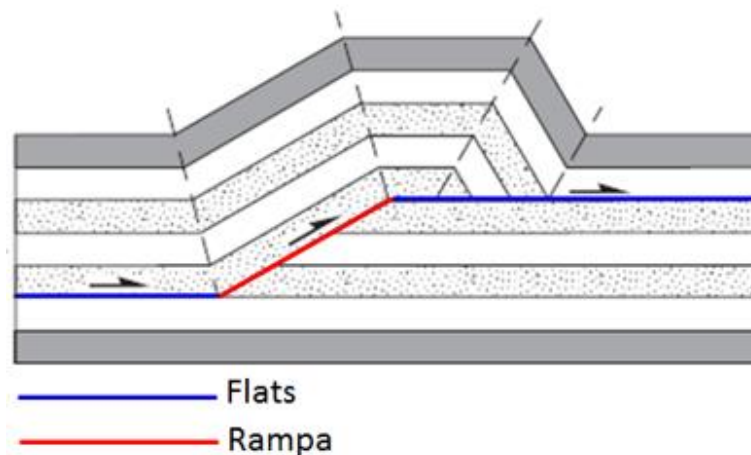


Figura 2.12. Componentes de un pliegue por flexión de falla

La superficie de despegue o “*decollement*” en este tipo de pliegue es una falla horizontal a subhorizontal a lo largo de la cual un bloque de roca se mueve relativo a un sustrato subyacente, esta suele ser de materiales viscosos, así el material es lo suficientemente dúctil para desarrollar las geometrías mencionadas anteriormente.

En una secuencia estratificada, la superficie de despegue comúnmente descansa en el plano de estratificación. En muchos casos los niveles de despegue corresponden a litología mecánicamente dúctiles (Figura 2.13).



Figura 2.13. Caracterización de Yacimientos-Modelo geológico. Modificada de (PEMEX, 2017).

2.4.1.6 Pliegues de propagación de falla

(Fault-propagation-fold) (Dahlstrom, 1970) estos presentan una distorsión mayor al 30% y se forman cuando las rocas que se encuentran delante de la punta de una falla se van deformando a medida que el deslizamiento de esta aumenta (Figura 2.14). A cada incremento del deslizamiento de la falla, los estratos del bloque se mueven a lo largo de un plano y una rampa, pero llegando a la parte próxima a su terminación no se conecta con otro plano superior como en el caso de un pliegue por flexión de falla, por lo que se genera un punto de terminación o *tip*. En este tipo de estructura la geometría del pliegue refleja la geometría de la rampa: rampas angulosas producen pliegues angulosos, mientras rampas suavas forman pliegues menos angulosos (Suppe, 1983).

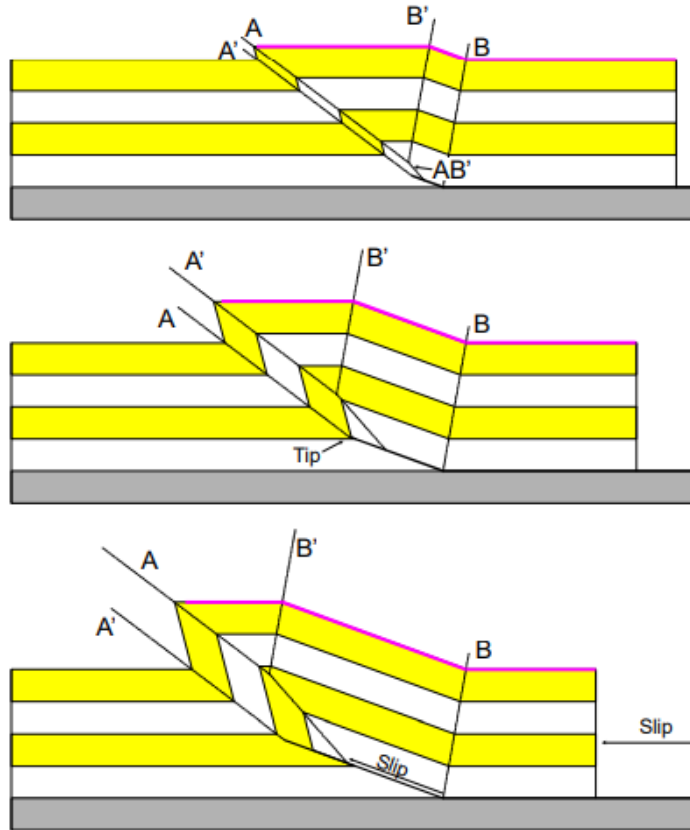


Figura 2.14. Evolución de un pliegue de propagación de falla. Tomada de (Poblet, 2004).

2.4.1.7 Pliegue despegado

Los pliegues despegados (*detachment* o *decollement folds*) (Chamberlin, 1910) dependen enteramente de las características mecánicas de las capas que son acortadas así como sobre las secuencias sobre las cuales descansan (sal, lutitas) ya que estas rocas, son más dúctiles y actúan como un lubricante, formando una superficie de *décollement* sobre la cual las capas se pliegan como un acordeón (Sanchez, 1996), a diferencia de los pliegues por flexión o propagación de falla, no están asociados con una rampa en la falla como se muestra en la figura 2.15, sino que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas. Pueden generarse en la zona próxima a la terminación de un cabalgamiento o bien en cualquier otra zona a lo largo del cabalgamiento si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento a lo largo de este. Los pliegues despegados pueden estar limitados por un despegue inferior, por uno superior o por ambos.

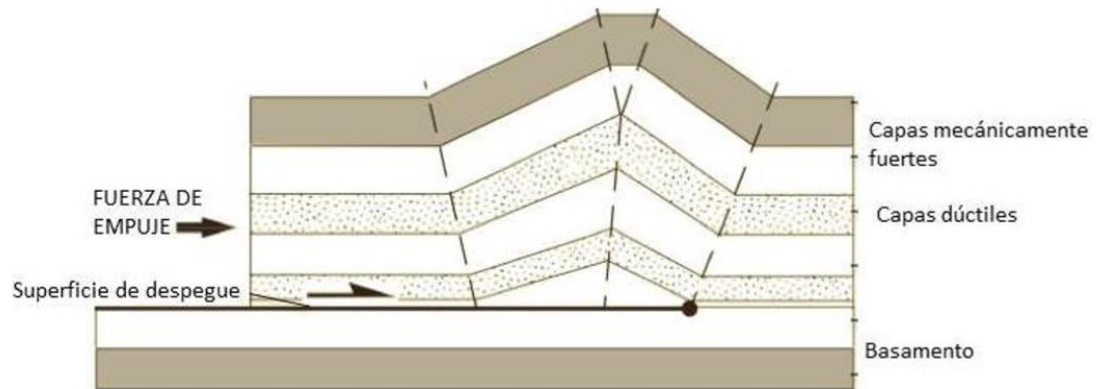


Figura 2.15. pliegue despegado teórico y ejemplo de pliegue despegado obtenido en campo. Modificada de (Poblet, 2004).

2.5 Conceptos fundamentales de interpretación sísmica

La geofísica se ha vuelto cada vez más importante para la interpretación del subsuelo en relación con la geología estructural y a la tectónica. Los estudios sísmicos y de gravedad proporcionan información sobre la geometría de estructuras a gran escala en profundidad, lo que agrega la tercera dimensión espacial crítica a nuestras observaciones, y las soluciones de mecanismo focal sísmico proporcionan información sobre la deformación en curso dentro de los límites de la placa. Además, los estudios del magnetismo de las rocas y el paleomagnetismo proporcionan datos sobre los movimientos pasados y presentes de las placas, que son esenciales para reconstruir los patrones tectónicos globales.

Los estudios sísmicos 2D y 3D, realizados en la industria petrolera, son el resultado de la obtención de datos generados mediante la propagación de ondas sonoras en el subsuelo, las cuales son el resultado de la emisión de ruido mediante fuentes artificiales, tales como vibradores controlados mecánicamente para la regulación de la frecuencia de emisión (continente), explosiones provocadas por carga de dinamita (continente) e inyección de presión de aire (zona marina) (Burgos, 2019).

Existen numerosos tipos de geometría sísmica según los requisitos del levantamiento y el entorno de operación. Ya sea en el continente o en el mar, los datos necesarios para el análisis de amplitud sísmica generalmente requieren una serie de trazas para cada punto subsuperficial, proporcionando efectivamente mediciones en un rango de ángulos de incidencia.

El entorno marino proporciona un entorno ideal para la adquisición de dichos datos y en la figura 2.16. se ilustra una disposición típica de pistola remolcada y serpentina. Cada disparo envía una onda de energía sonora al subsuelo, y cada receptor en el cable registra la energía que se ha reflejado por los contrastes en la

dureza acústica (o impedancia) asociada con las interfaces geológicas. Por lo general, los reflejos registrados en los receptores cercanos tienen ángulos de incidencia más bajos que los registrados en los receptores lejanos (Simm & Bacon, 2014)

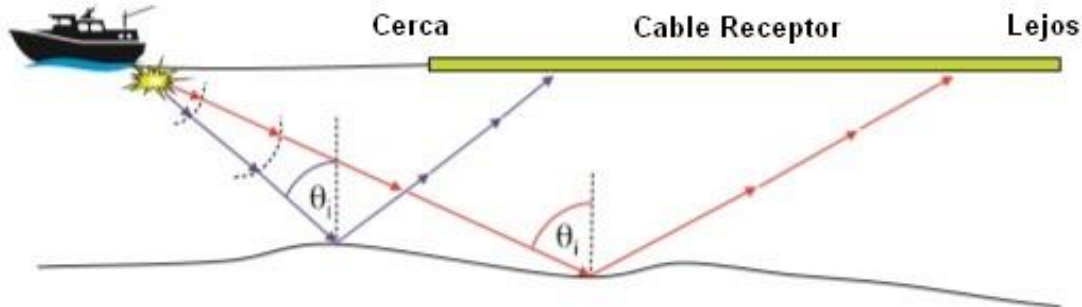


Figura 2.16. Diagrama de adquisición sísmica en mar. Tomada de (Simm & Bacon, 2014). (Falta edición a la imagen)

El procesamiento en profundidad es la herramienta de imágenes sísmica preferida para los proyectos más desafiantes de la actualidad de exploración y producción de yacimientos petroleros. En áreas de alta complejidad estructural o modelos de velocidad sísmica complejos, muchas de las suposiciones que sustentan el procesamiento tradicional en el dominio del tiempo son inválidas y pueden producir resultados engañosos. Las secuencias altamente falladas o intrusiones salinas son ejemplos de situaciones comunes. En estos casos, únicamente se puede confiar en la aplicación cuidadosa del procesamiento sísmico en profundidad antes de apilar, para delinear con precisión la estructura geológica, para análisis de riesgo e incrementando la certidumbre durante la perforación de pozos (Vazquez G. G., 2019).

El componente crítico del procesamiento en profundidad es la determinación de los parámetros anisotrópicos. En el cálculo de los parámetros, es importante incorporar tantas restricciones como sea posible, tales como correlación con pozos, tiempos de viaje de VSP y registros, y por supuesto, conocimiento geológico. Este amplio enfoque es fundamental para construir modelos e imágenes migradas de altas calidad y apegados al contexto geológico del lugar (Vazquez G. G., 2019).

La anisotropía se define como la variación de una propiedad física dependiendo de la dirección en la que se mide (Sheriff, 2002). Por lo tanto, cuando hablamos de anisotropía sísmica, nos referimos a la variación direccional de la respuesta de un material al paso de ondas sísmicas (elásticas). Específicamente, en palabras de

Thomsen (2002), la anisotropía sísmica se refiere a "la dependencia de la velocidad sísmica del ángulo", en el que hay dos palabras clave:

- Velocidad → Velocidad de una onda sísmica, la propiedad física que afecta el tiempo de viaje, la amplitud, la frecuencia, la atenuación y muchas otras propiedades que medimos a partir de datos sísmicos.
- Ángulo → direcciones que incluyen ángulo polar o incidente (desplazamiento) y acimut fuente-receptor.

Dado que la velocidad sustenta todo lo que hacemos en geofísica, la anisotropía de la velocidad afecta cada etapa de la exploración sísmica desde la adquisición y el procesamiento hasta la interpretación (Liu & Martinez, 2012). Omitir anisotropía en el procesado sísmico puede causar errores de velocidad que dependen de la estructura y ubicación, lo cual puede dar como resultado un mal posicionamiento de eventos sísmicos que pueden variar espacialmente, también puede ocasionar inestabilidad en el análisis de velocidad de migración e introducir efectos de anisotropía azimutal aparentes.

El uso de anisotropía sísmica para la caracterización de fracturas se basa comúnmente en un modelo de fracturas paralelas verticales en el subsuelo, de modo que el medio tiene simetría hexagonal y las propiedades elásticas cambian en función del acimut fuente-receptor. Las direcciones de simetría y la magnitud de la anisotropía pueden derivarse de la división de la onda cortante y la variación azimutal de la velocidad y amplitud de la onda P. Se requiere un modelo petrofísico para interpretar los parámetros de las fracturas naturales a partir de estas propiedades (Liu & Martinez, 2012).

Los geofísicos de exploración se ocupan principalmente de dos tipos de anisotropía: VTI e HTI y también sus variaciones (por ejemplo, VTI inclinada, que explica la inmersión de capas y lutitas sedimentarias o TTI) o su combinación, es decir, ortorrómbico (VTI más HTI causado por fracturas verticales). en una matriz VTI o dos conjuntos de fracturas verticales) (Simm & Bacon, 2014).

La migración también juega un papel muy importante en el procesado sísmico, se considera la técnica principal para mejorar la resolución horizontal, y al hacerlo realiza tres funciones distintas. el proceso de migración:

1. Reposiciona los reflejos fuera de lugar debido a la caída
2. Enfoca la energía distribuida sobre una zona de Fresnel
3. Colapsa los patrones de difracción desde el punto y los bordes.

La precisión de la migración tridimensional depende del campo de velocidad, la relación señal / ruido, la apertura de la migración y el enfoque utilizado. Suponiendo que los errores resultantes de estos factores son pequeños, los datos serán mucho más interpretables tanto estructural como estratigráficamente. los eventos de intersección se separarán, la confusión de los patrones de difracción desaparecerá

y los eventos de inmersión se moverán a sus posiciones correctas debajo de la superficie (Brown A. R., 2003).

La fortaleza de una migración en profundidad es que se pueden utilizar campos de velocidad, que son lateral y verticalmente variables. La migración en tiempo no puede producir una imagen correcta del subsuelo en un campo de velocidad variable. Por lo tanto, el propósito de la migración pre apilado en profundidad es la herramienta más actual para producir imágenes del subsuelo de zonas altamente complejas.

2.5.1 Modelo de Velocidad PP-PS ortorrómbico.

El modelo de velocidad KMZ-IKEB ortorrómbico (TOR) contiene las siguientes propiedades: velocidad de onda p, velocidad de onda s, épsilon y delta. El objetivo de la construcción del modelo es producir un modelo PP-PS TOR geológicamente representativo del medio que genere una imagen en profundidad con eventos sísmicos nítidos, planos de fallas bien definidos, gathers CRP planos y una correcta profundidad de los marcadores de pozo (Vazquez G. G., 2019).

2.5.2 Atributos sísmicos

Chen y Sydney (1997) definen a los atributos sísmicos como medidas específicas de características geométricas, cinemáticas, dinámicas o estáticas provenientes de los datos sísmicos pre o post apilados, antes o después de la migración. Por lo anterior, un atributo sísmico es una propiedad cuantificable de los datos sísmicos, tal como la amplitud, el echado, la frecuencia, la fase y la polaridad (Schlumberger, 2019).

Los atributos pueden ser medidos en un instante de tiempo o a lo largo de una ventana de tiempo y pueden medirse en una sola traza, en un conjunto de trazas o en una superficie interpretada de los datos sísmicos, así mismo pueden ser aplicados pre o post apilados, antes o después del proceso de migración. La clasificación de los atributos varía de acuerdo al autor (Tabla 2.1)

El análisis de atributos incluye la evaluación de diversos parámetros, entre los cuales se encuentran los indicadores de hidrocarburos, mediante técnicas tales como la variación de la amplitud con el desplazamiento (AVO).

Podemos aplicar los atributos sísmicos en la descripción del marco estructural, ambiente de depósito, diferentes facies, así como poder predecir las propiedades físicas del yacimiento tales como litología, porosidad y saturación de fluidos. Una vez extraídos, los atributos son la herramienta que le permite al intérprete asociar la amplitud sísmica con eventos geológicos, delinear fallas, revelar patrones relacionados con los ambientes de sedimentación.

Alistar Brown (1999) clasifica a los atributos sísmicos pre-apilado y post-apilado en: tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación.

Método	Atributos
Traza compleja	Amplitud, fase, frecuencia, polaridad, respuesta de fase, respuesta de frecuencia, echado, azimut.
Tiempo- Frecuencia	Echado, azimut, frecuencia media, atenuación, descomposición espectral.
Correlación/ Covarianza	Discontinuidad, echado, azimut, gradiente de amplitud.
Intervalo	Amplitud media, frecuencia media, varianza, tiempo medio de la energía, componentes espectrales, forma de onda.
Horizonte	Echado, azimut, curvatura.
Combinados	Frecuencia dominante, RMS de la amplitud, complejidad de la señal.

Tabla 2.1. Clasificación de los atributos post-apilado de acuerdo a Barnes (2001).

2.5.2.1 *Atributos de similitud*

La similitud es una forma de “coherencia” o “semblanza” que expresa lo mucho que se parecen dos o más segmentos de traza. Este atributo acentúa cambios laterales que están relacionados con los cambios geológicos, de fluidos y de estructura, esto ayuda a identificar fallas, cambios de facies cambios estratigráficos y otros patrones geológicos (Cervantes, 2012).

El atributo se calcula efectuando una comparación entre trazas delimitadas en una ventana de tiempo estableciendo un echado en tiempo para los eventos. Posteriormente se calcula la distancia de Manhattan para estimar la semejanza entre trazas.

La distancia de Manhattan es la suma del valor absoluto de las diferencias en amplitud de “n” muestras dentro de una ventana específica. Los valores resultantes son números entre 0 y +1. Por ejemplo, para datos discontinuos, en el caso de trazas cercanas a las fallas se obtendrán valores más próximos a 0. El valor de semejanza igual 1, significa que los segmentos de traza son idénticos en amplitud

y en forma de onda. En cambio una similitud igual 0 significa que son totalmente distintas.

En general, se obtendrán valores de similitud baja:

- Cerca de fallas verticales o de bajo ángulo.
- Cuando se tienen contrastes sísmicos definidos; debido a los cambios estratigráficos o litológicos.
- Cuando se tienen eventos con un echado muy pronunciado, si no se aplica la corrección por echado, da lugar a áreas extensas de baja similitud.
- Cuando la reflexión es atenuada dentro de los cuerpos salinos se tiene tales como dentro de cuerpos salinos.
- Cuando los datos son de poca calidad.

Para los atributos de semejanza, así como los atributos de coherencia continuidad, correlación, covarianza y varianza no se necesita interpretar un horizonte ya que éstos se obtienen directamente del cubo sísmico y miden la similitud entre dos trazas sísmicas.

2.5.2.2 Amplitud Sísmica

El cálculo se realiza sobre horizontes interpretados y para esto se define una ventana de tiempo y se especifica que evento tiene que seguir, esto puede ser un máximo, mínimo o cruce en cero, esta función muestra la amplitud de la traza en el horizonte de tiempo o espacio. Es usado para identificar puntos con anomalías anormales, frecuentemente en conjunto con otros atributos.

La amplitud RMS es calculada como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las amplitudes encontradas en la ventana de análisis. Este tipo de extracción es muy sensible a los valores extremos de amplitud porque las amplitudes son elevadas al cuadrado antes de la suma.

Con este medio, se puede medir la reflectividad con el fin de mapear el indicador de hidrocarburo directa más fuerte dentro de una zona de interés .

2.5.2.3 Atributo energía de tiempo medio

El atributo de energía de tiempo medio (Energy Half-time) es la medida relativa de la energía sísmica que está concentrada dentro de una ventana de tiempo. Se estima el promedio de tiempo de una traza elevada al cuadrado establecida en el centro de la ventana de análisis. Se expresa en porcentaje, el rango de valores que puede tomar el atributo van de -100% a 100%. Es común emplearlo para la distribución en cambios de facies (Cervantes, 2012).

2.5.2.4 Atributo de intensidad de reflexión

La amplitud instantánea o intensidad de reflexión, representa el contraste de la impedancia acústica para identificar zonas de interés de alta amplitud, este se puede calcular sobre secciones u horizontes, es también llamado envolvente o amplitud instantánea y su cálculo se efectúa considerando una traza analítica dada por:

$$F(T) = h(t) + ik(t)$$

Donde $F(t)$ es la transformada de Hilbert de $h(t)$, $h(t)$ es la parte real que corresponde a los datos sísmicos registrados y $k(t)$, la parte imaginaria de la traza compleja, por lo que la envolvente es el módulo de la función compleja, y se expresa como:

$$Env(t) = \sqrt{|h^2(t)| + |k^2(t)|}$$

Donde $Env(t)$ muestra la energía total de la señal sísmica en un instante de tiempo y su magnitud es del mismo orden que el de la traza de entrada y varía aproximadamente entre 0 y la máxima amplitud de la traza, se asocia con los contrastes de impedancia acústica y es independiente de la fase, esto le permite presentar sus valores máximos en puntos diferentes a los valles y cimas de la traza real (Schlumberger, 2020).

Este atributo representa la envolvente de la traza sísmica, es decir, representa la energía instantánea de la señal: siempre es positivo por encima de la máxima amplitud de la traza. En la figura 2.17 se muestra como los picos y los valles se mezclan; el atributo solo depende de la amplitud de ambos.

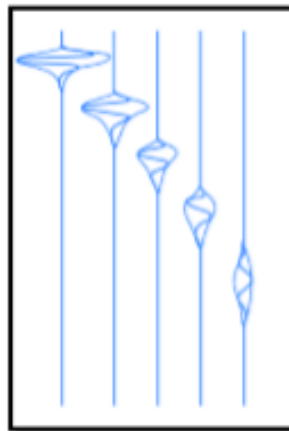


Figura 2.17. Trazas sísmicas sintéticas, con el atributo de intensidad de reflexión, Tomada de (Cervantes, Atributos sísmicos aplicados en la identificación e sistemas turbidíticos en un campo del Sureste de México., 2012).

Este atributo representa principalmente el contraste de impedancia acústica, y de ahí, la reflectividad. Por tal motivo con este atributo podemos visualizar cambios en la litología de las rocas, porosidad, diagénesis, límites de secuencia, discontinuidades, cambios importantes en la litología, el ambiente de depósito o cambios laterales indicando fallamiento, y al aplicar el atributo en zonas que están por debajo de la resolución sísmica, corresponderán a cambios de espesores. Especialmente resalta los “puntos brillantes” asociados a la acumulación de gas.

Los atributos de amplitud se obtienen de un horizonte interpretado, y en la práctica se crean mapas de amplitud para identificar puntos brillantes u oscuros, que son indicadores de la presencia de hidrocarburos y fallas (Cervantes, 2012).

2.5.2.5 Atributo de fase instantánea

El atributo de fase instantánea representa un valor asociado a un punto en el tiempo. La fase instantánea es el argumento de la función compleja expresada de la siguiente manera:

$$\theta(t) = \tan^{-1} \left[\frac{g(t)}{f(t)} \right]$$

Donde $\theta(t)$ es llamada fase instantánea, sus unidades pueden ser grados o radianes y la fase varía de -180° a $+180^\circ$; Ésta describe el ángulo de un vector rotado, por las componentes de una serie de tiempo real e imaginaria.

La fase instantánea no depende de la fuerza de reflexión. Se emplea en la interpretación sísmica para dar continuidad a los eventos ya que los enfatiza y de esta manera, podemos definir rasgos estructurales y estratigráficos como canales. Además podemos emplearlos para establecer secuencias, al efectuar una correlación con registros geofísicos. Podemos asociarlo como un indicador de hidrocarburos dado a que los hidrocarburos frecuentemente causan cambios de fase en la señal sísmica y en la determinación de eventos con espesores pequeños, ya que no es dependiente de la amplitud.

Los atributos de frecuencia son resultado de un horizonte interpretado, las bajas frecuencias instantáneas en un yacimiento son buen indicador de gas, ya que los yacimientos con contenido de gas atenúan las altas frecuencias.

Por su parte, las altas frecuencias son indicadores de alta estratificación geológica y se correlacionan con capas de arena, es decir, a mayor estratificación se infiere que existen más capas de arena en una estructura geológica específica.

2.5.2.6 Atributo perigram

Este atributo representa la envolvente de la amplitud, lo que sugiere que su despliegue nos determinará una zona en la que se focaliza la energía máxima dentro de la sección sísmica.

Los componentes de bajas frecuencias son calculadas y a su vez los componentes de baja energía son sustraídos de la intensidad de reflexión y enfatizadas en el despliegue del atributo, dando como resultado el perigram. Es similar al atributo de intensidad de reflexión, con la diferencia de que los datos del atributo perigram tiene valores positivos y negativos. Puede ser analizado en mapas de colores y sometido a otros procesos mediante una mezcla de trazas (Cervantes, Atributos sísmicos aplicados en la identificación e sistemas turbidíticos en un campo del Sureste de México., 2012).

2.5.2.7 Atributo de curvatura

Este atributo nos predice como la superficie se encuentra plegada, en un punto determinado. Esta estrechamente relacionado a la segunda derivada definida en la superficie, cuando la superficie es más plegada mas larga será su curvatura. En dos dimensiones, la curvatura positiva se relacionará a la medida del máximo plegamiento positivo o negativo. Una curvatura negativa nos define la curva perpendicular a su máxima curvatura y un evento plano corresponderá a una curvatura con valor de cero.

Cuando los valores positivos y negativos son mayores, es posible identificar los rasgos estructurales de interés.

El atributo de curvatura nos define, información útil relativa a fallas, plegamientos y alineamientos dentro de una superficie (Roberts, 2001). Cuando la curvatura es positiva, nos define claramente los bordes de los canales, la base de los canales se define mejor con la curvatura negativa (Figura 2.18). Podemos obtener mapas de curvatura para predecir fracturas, fallas y asociarlos a la geología regional.

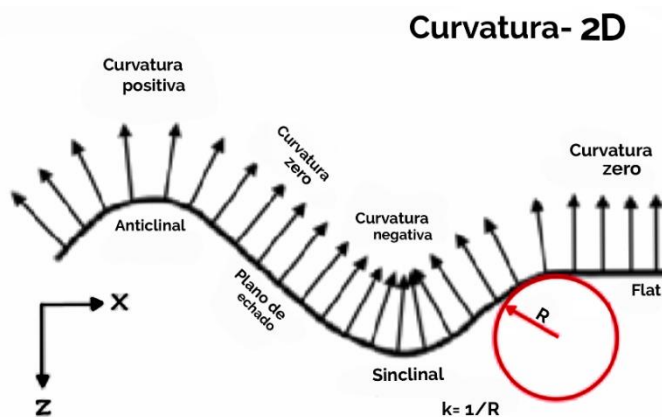


Figura 2.18. Curvatura 2D de una línea. Tomada de (Roberts, 2001).

2.5.2.8 *Atributo de descompensación espectral*

La descomposición espectral descompone la señal sísmica en sus componentes de frecuencias, lo que permite al usuario sintonizar la fase y la amplitud a longitudes de onda específicas. La componente de amplitud es excelente para cuantificar espesores; mientras que la componente de fase destaca las discontinuidades laterales

Este atributo extrae de forma detallada patrones estratigráficos que ayuden a afinar la interpretación geológica de la sísmica. El concepto en que se basa corresponde a una reflexión que proviene de una capa delgada, la cual tiene una expresión característica en el dominio de la frecuencia y que consiste en identificar los espesores de capas (Laughlin et al., 2003).

Para entender el proceso de descomposición espectral se describirá el proceso de cómo se lleva a cabo la descomposición empleando la Transformada de Fourier.

2.5.3 Descomposición espectral empleando la Transformada de Fourier

La Transformada de Fourier es una función matemática mediante la cual una traza sísmica en el dominio del tiempo puede ser convertida al dominio de las frecuencias, obteniéndose así sus componentes de amplitud y fase. Opera traza por traza y los valores de salida son las amplitudes y fases en un rango discreto de frecuencias (Gridley et al, 1997). Se aplica la Transformada de Fourier y se convoluciona la serie de reflectividad con una ondícula fuerte y se aplica la transformada de Fourier.

La descomposición espectral aplica la Transformada Discreta de Fourier a los datos sísmicos para pasarlos del dominio del tiempo al dominio de la frecuencias. Provee una alternativa para distinguir características que fueron distorsionadas en la sísmica, a través de los componentes de amplitud y fase.

2.5.4 Interpretación de fallas y horizontes

En la interpretación geológica – sísmica, se reconocen no sólo los horizontes de interés, sino que también se detectan de manera relativamente sencilla, las fallas principales, algunas veces muy evidentes. Esto depende del tipo de detalle que se tenga en la interpretación, entre línea y línea y entre traza y traza (líneas con orientación perpendicular a las líneas de información sísmica).

La resolución sísmica depende de varios factores, tales como; la longitud de onda, la frecuencia, la fase y la amplitud, además de que con los datos sísmicos se pueden

obtener algunos atributos sísmicos que se relacionan con propiedades físicas de interés como las fracturas. Cabe recordar que la facies sísmica es una unidad tridimensional compuesta de reflectores sísmicos con elementos tales como: amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad de intervalo y que estas características son diferentes de otras unidades o facies sísmicas adyacentes.

El poder de los métodos sísmicos para caracterizar fracturas ha crecido indiscutiblemente. Históricamente, los datos sísmicos se utilizaron para caracterizar fracturas difusas a través de la interpretación indirecta de las observaciones de anisotropía sísmica. Desde mediados de la década de 1980, ha habido una evolución gradual en la adquisición sísmica y la tecnología de procesamiento que permite no solo una medición más precisa de las velocidades anisotrópicas, amplitudes y atenuación, sino también la detección de corredores de fractura. En las últimas décadas, se ha logrado un progreso significativo en la tecnología de adquisición sísmica. Ahora es muy común usar sensores digitales para adquirir datos 3D de amplio acimut y azimut completo con un alto pliegue y un muestreo denso tanto en entornos marinos como terrestres. Todos estos proporcionan excelentes oportunidades para el análisis sísmico cuantitativo y la caracterización de fracturas sísmicas seguramente se está beneficiando de estos avances.

Las fracturas causan que las ondas sísmicas se comporten de manera diferente en diferentes direcciones, de ahí la anisotropía sísmica. Debido a que "todos los depósitos deben considerarse fracturados", la anisotropía sísmica debe considerarse muy común. Las fracturas naturales en los yacimientos de hidrocarburos pueden ser muy complejas ya que la geometría y la distribución de las fracturas y las redes de fractura dependen de manera crítica del estado de estrés (pasado y presente), así como de muchos otros factores geológicos. Debemos hacer algunas suposiciones simples sobre los yacimientos fracturados y, por lo general, suponemos que la mayoría de los reservorios contienen uno o más conjuntos de fracturas casi verticales. Si hay un conjunto de fracturas alineadas verticalmente, el medio resultante mostrará isotropía transversal con un eje horizontal de simetría o HTI. Para un medio con dos conjuntos ortogonales de fracturas verticales, tenemos simetría ortorrómbica.

Las ondas sísmicas se ralentizan y atenúan cuando cruzan fracturas. Las fracturas hacen que la roca sea más compresible y compatible en la dirección normal a las fracturas. El efecto parece ser más pronunciado si las fracturas están llenas de gas o con un fluido compresible. El consenso actual es que las orientaciones y la densidad de la fractura (y, en menor medida, las propiedades del fluido) pueden estimarse de manera confiable a partir de datos sísmicos (Liu & Martinez, 2012)

La metodología para observar e interpretar los rasgos estructurales asociados a fallas geológicas y horizontes sísmicos cuando la imagen ya ha sido procesada es utilizar secciones sísmicas apiladas en dirección preferencial (arbitrarias) y posteriormente, el uso de mallas regulares coincidiendo con la malla del

levantamiento sísmico, en dirección de líneas (In line) y trazas (Cross line) y con ello, obtener mallas regulares en la interpretación para procesos subsecuentes de interpolación con mayor densidad.

Una vez realizada la observación e identificación de fallas principales y límites de deformación, se lleva a cabo un análisis de la geometría de las estructuras, que incluye la forma, la orientación geográfica, tamaño y relación geométrica entre la estructura principal y la de menor escala (Fossen, 2010).

3 CAPITULO III. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

3.1 Marco geológico regional

Tener conocimiento del marco Geológico Regional es fundamental encaminado a la evaluación geológica de una cuenca petrolera; nos permite contextualizar los modelos que serán utilizados para la caracterización estática de yacimientos (Cárdenas Vences, Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap, 2008). Los eventos geológicos, tectónicos-estructurales están íntimamente asociados en la Sonda de Campeche y a la evolución del Golfo de México, y a las cuencas Cenozoicas del sureste mexicano. Estos acontecimientos, en consecuencia, han propiciado fuertes deformaciones que originaron cabalgamientos, sistemas de fracturas, fallamiento normal y plegamiento, que han influido en la arquitectura de las trampas petroleras de los yacimientos de la región.

En el contexto estructural, los esfuerzos transpresivos que plegaron las secuencias sedimentarias ocurrieron en el Oligoceno, evento ocasionado por la acción de la placa del Caribe con la placa de Norteamérica, formándose como resultado de la aplicación de esfuerzos los anticlinales alargados orientados NW-SE en la Región Marina de la Sonda de Campeche, cuyo origen se asocia al denominado Evento Chiapaneco. Como resultado de este evento y por efecto de gravedad producida por la gruesa carga de sedimentos clásticos del Paleoceno, la sal se plegó y se inyectó a niveles superiores donde fue expulsada formando domos, diapiros, canopies y cuencas de desalojo de sal (minicuenas). Los domos arcillosos en la columna Cenozoica tienen un origen muy parecido a lo anterior ya que, debido a su gran espesor, su alto límite elástico y a la abundante presencia de agua, se deformaron e inyectaron en niveles superiores de la misma manera que los domos y diapiros salinos.

El resultado de todos estos acontecimientos geológicos, dieron a la Región Marina del sur del Golfo de México, una paleotopografía muy especial, que permitió dividirla en provincias morfo-estructurales con características estructurales y estratigráficas muy especiales que se describirán brevemente a continuación.

3.1.1 Bloque de Yucatán

Es un paleóelemento que tuvo gran influencia en la apertura del Golfo de México, su dinámica permitió la delimitación de los depósitos salinos (Calloviano-Oxfordiano), después actuó como contrafuente en los procesos de deformación que fueron ocasionados por los esfuerzos que actuaron en eventos de deformación posteriores. Este elemento se distingue porque en el Cretácico Inferior y Superior predominaron ambientes sedimentarios someros con depósitos de carbonatos de aguas someras (Angeles Aquino, 1992).

3.1.2 Plataforma de Yucatán

La Plataforma de Yucatán se localiza en el sureste de México, gran parte de esta provincia tiene secuencias sedimentarias marinas, mientras que en la porción terrestre cubre los estados de Yucatán, Quintana Roo, Campeche y parte de Tabasco (Figura 3.1). La extensa plataforma carbonatada está limitada por un talud continental pronunciado que se extiende del oeste al norte a lo largo de la plataforma (PEMEX, 2013).

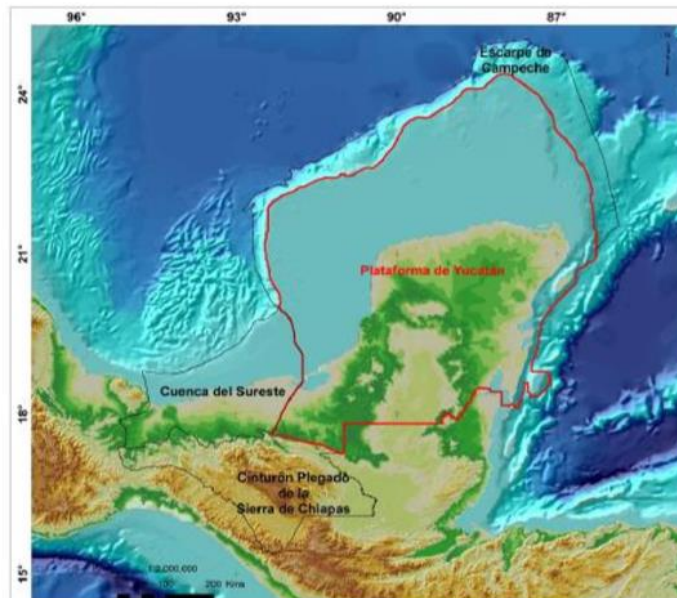


Figura 3.1. Mapa de la ubicación de la provincia "Plataforma de Yucatán". Tomada de (PEMEX, 2013).

Es un banco carbonatado, que inicia su desarrollo desde el Mesozoico Temprano y que se extiende hasta el escarpe de Campeche, donde se tienen cuerpos salinos deformados y plegados en la parte occidental, estos plegaron e intrusieron a las secuencias mesozoicas y cenozoicas (Angeles Aquino, 1992).

3.1.3 Cinturón Plegado de Chiapas

3.1.3.1 *Macizo de Chiapas*

El macizo de Chiapas es una cadena montañosa que se extiende de forma paralela a la planicie costera del Pacífico de Chiapas, el cual ocupa una extensión de aproximadamente 20,000 Km^2 (Meneses-Rocha, 2001).

El Macizo de Chiapas se presenta como un bloque bajo (Footwall) separado hacia el este del Bloque de Yucatán. En la reconstrucción del modelo de Pindell y Kennan (2009), se posiciona el Macizo de Chiapas como una proyección sur del Arco de Tamaulipas antes de la expansión rotacional del fondo marino del Golfo de México, de modo que ambas son de composición granítica con una historia común.

El Macizo de Chiapas se encuentra constituido principalmente por rocas intrusivas de composición heterogénea, que va de granitoides a dioritas y gabros. La mayoría de estas rocas muestran las características desarrolladas de deformación dúctil tal como porfidoblastos de feldespatos, cuarzos recristalizados y planos de foliación (Schaaf, 2002)

3.1.3.2 *Sierra de Chiapas*

La Sierra de Chiapas se extiende desde el Istmo de Tehuantepec, hasta el límite fronterizo entre México-Guatemala; está limitado al sur por el Macizo de Chiapas y al norte por la Plataforma de Yucatán. Las estructuras expuestas están en dirección al Alto Reforma-Akal y a los depocentros neógenos de la costa del Golfo (Meneses-Rocha, 2001).

Está conformado por de rocas sedimentarias del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Es el resultado de la tectónica de movimientos de placas y esfuerzos compresivos, creando un elemento orogénico compuesto a una cadena plegada y cabalgada; los pliegues se formaron por contracción de la terminación meridional de la Placa Norteamérica a través del sistema de fallas Motagua/Polochic. Los fallamientos se formaron por los movimientos de fallas laterales y por la subducción del Bloque de Chortis y la Placa de Cocos. La litología predominante son rocas carbonatadas del Jurásico Tardío-Paleógeno (Angeles Aquino, 1992).

3.1.3.3 *Alto-Reforma-Akal*

La región estructural correspondiente al Alto-Reforma, como se muestra en la figura 3.2 está limitado al oeste por la Cuenca de Comalcalco y al este por la Cuenca de Macuspana, se caracteriza por tener distintos estilos estructurales sobrepuestos, uno de ellos corresponde a bloques rotados y fallados, así como los “*Salt rollers*” de edad Jurásico superior – Cretácico inferior, que se encuentran localizados en el borde oriental marino del Alto-Reforma-Akal; de igual manera se encuentran presentes estructuras relacionadas con movimientos compresivos de la cubierta

sedimentaria que comprende una edad del Mioceno medio a Mioceno superior; finalmente una de las estructuras más importantes que se encuentra en esta región corresponde a los pliegues y cabalgaduras que poseen una orientación NW-SE, cuyo nivel de despegue se encuentra en horizontes arcillosos y evaporíticos del Jurásico superior Oxfordiano y Jurásico medio Calloviano (PEMEX, 2013).

Los límites son fallas laterales con procesos de extensión asociados que constituyen sistemas en flor negativa, por lo que tienen fallas normales de segundo orden.

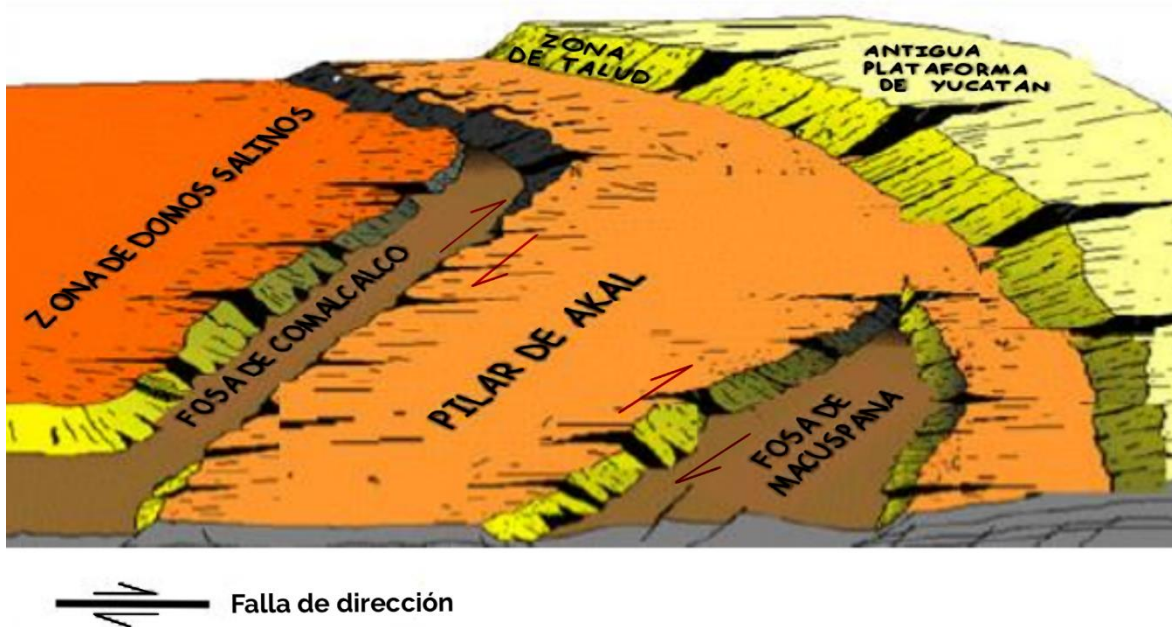


Figura 3.2. Clasificación de provincias morfo-estructurales en que se divide la Sonda de Campeche. Modificada de (Angeles-Aquino F. , 2004).

3.1.4 Cuencas del Sureste

Durante el Pleistoceno, las Cuencas del Sureste, formadas bajo un régimen sujeto a deformación con extensión, fueron sometidas a esfuerzos compresivos, provocando el desarrollo de pliegues correspondientes a una inversión tectónica (Padilla y Sanchez R. , Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, 2007). Es importante tener presente que la provincia geológica “Cuencas del Sureste” dentro de la cual se localiza la zona de estudio, se encuentra conformada por los elementos estructurales tales como la cuenca de Comalcalco y Macuspana, así como la cadena plegada del Alto-Reforma-Akal.

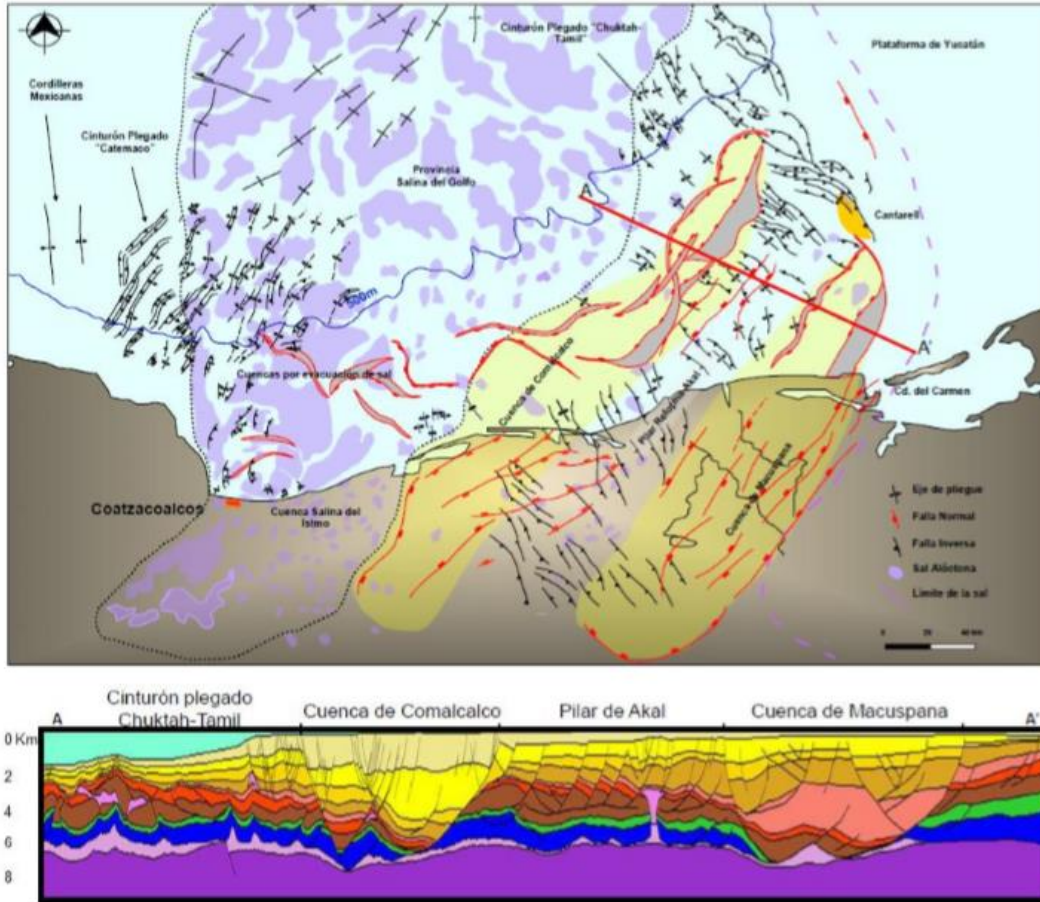


Figura 3.3. Unidades morfo-estructurales de las Cuencas del Sureste y sección transversal a las estructuras geológicas correspondientes a la Cuenca de Comalcalco, Alto-Reforma Akal y Cuenca de Macuspana, en donde se muestra los eventos de deformación principales (Tomada de CNH, 2014). (falta edición).

3.1.4.1 Cuenca Salina del istmo

Alrededor de la cuenca del Golfo de México se tienen depósitos de sal (Salvador A. , 1991), la depositación de este material evaporítico tuvo lugar durante la etapa del Calloviano, aunque el proceso de rifting fue lento, el depósito de sal fue relativamente rápido, dando como resultado la acumulación de una gran masa de sal en la parte central del Golfo de México (Padilla y Sanchez R. , Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, 2007). Las estructuras salinas tales como domos, diapiros y estructuras relacionadas forman trampas petroleras que favorecieron la acumulación de grandes volúmenes de gas y aceite en el sector sur del Golfo de México (Salvador A. , 1991). Esta cuenca corresponde a la extensión hacia el mar del corredor salino conocido en el continente como Sal Somera. Por otra parte, hacia la porción suroriental y norte del Proyecto Coatzacoalcos a nivel del neógeno se reconoce un estilo estructural caracterizado por un sistema de fallas normales y

fallas laterales regionales, que están ligadas con la evolución tectónica de la sal alóctona y al desarrollo de subcuencas dentro de la Cuenca Salina del Istmo.

3.1.4.2 Cuencas de Comalcalco y Macuspana

Las cuencas de Macuspana y Comalcalco son depresiones geológicas que tuvieron origen durante el Plioceno-Pleistoceno debido a la generación de fallas lístricas (Padilla y Sanchez R. , Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, 2007) y fallas laterales de transformación, por lo que las depresiones originadas por un evento transtensivo y fueron rellenadas por grandes paquetes de sedimentos terrígenos Cenozoicos.

La cuenca de Macuspana es una fosa tectónica asociada a transtensión que tuvo una etapa de subsidencia durante el Mioceno, seguido por movimientos de otros eventos de deformación (Meneses, 1980); está se encuentra ubicada en la parte oriental y occidental del elemento morfo-tectónico de Akal; está delimitado por fallas laterales con transtensión por lo que tiene fallas normales asociadas en ambos lados orientadas NE-SW (Vallejo Díaz, 2014).

La cuenca de Comalcalco se encuentra al Oeste de la región, caracterizado de igual manera por una depresión estructural del Cenozoico limitado por sistemas de fallas laterales con componente normal regionales con una dirección NEE-SSW (CNH, 2014), en donde existen campos productores de aceite en sedimentos terrígenos (Meneses, 1980), aunque se tiene mayor presencia de campos productores de gas.

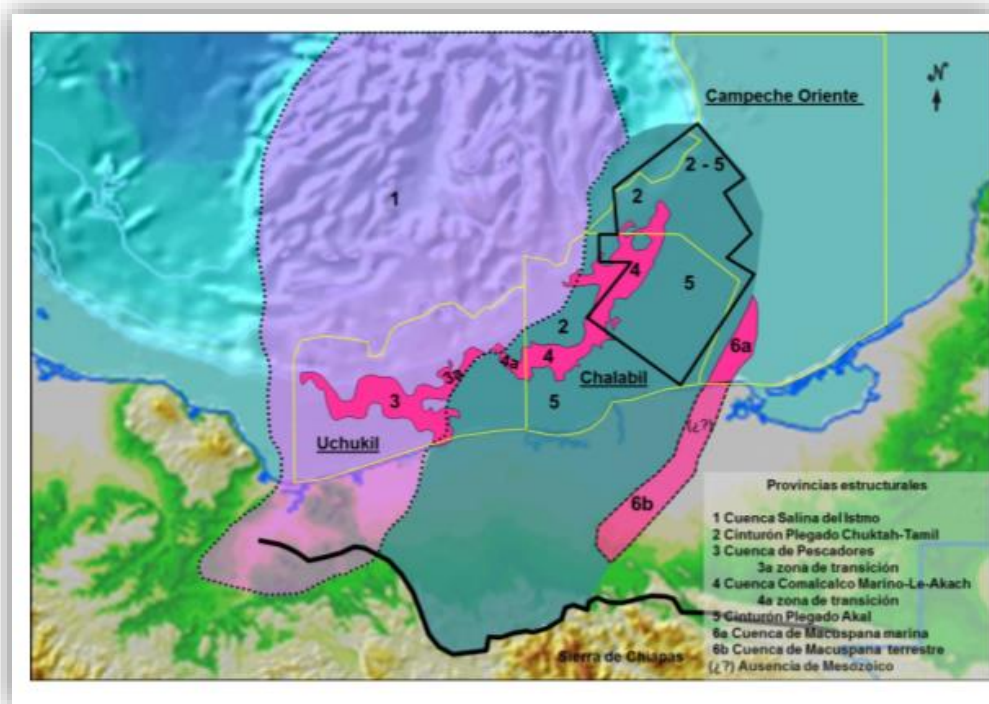


Figura 3.4. Mapa de las provincias geológicas en Cuencas del Sureste marino. Modificado de (PEMEX 2014).

3.2 Estratigrafía regional del área de estudio

La columna estratigráfica del área de estudio se puede dividir en tres componentes principales, tal como se muestra en la Figura 3.5, que son equivalentes con los periodos Jurásico, Cretácico y Cenozoico. El sistema Jurásico está representado principalmente por rocas carbonatadas parcialmente dolomitizadas y para el Cenozoico predominan los terrígenos con algunos niveles de brechas calcáreas y de calcarenitas (Vallejo Díaz, 2014).

Debido a los intereses de PEMEX, la perforación en la Sonda de Campeche solo se tiene hasta las secuencias sedimentarias del Oxfordiano, en la cual se han encontrado sal dentro de la columna Jurásica en forma de intrusiones, de lo que se deduce la evolución del Golfo de México y se infiere las condiciones paleo ambientales del Calloviano (Humpris, 1979).

Durante el Jurásico, los terrígenos fueron transportados hacia las fajas litorales de la Plataforma de Yucatán, mientras que en las plataformas se depositaban calizas-dolomías y en las zonas de cuenca se acumulaban predominantemente sedimentos arcillosos (Meneses, 1980).

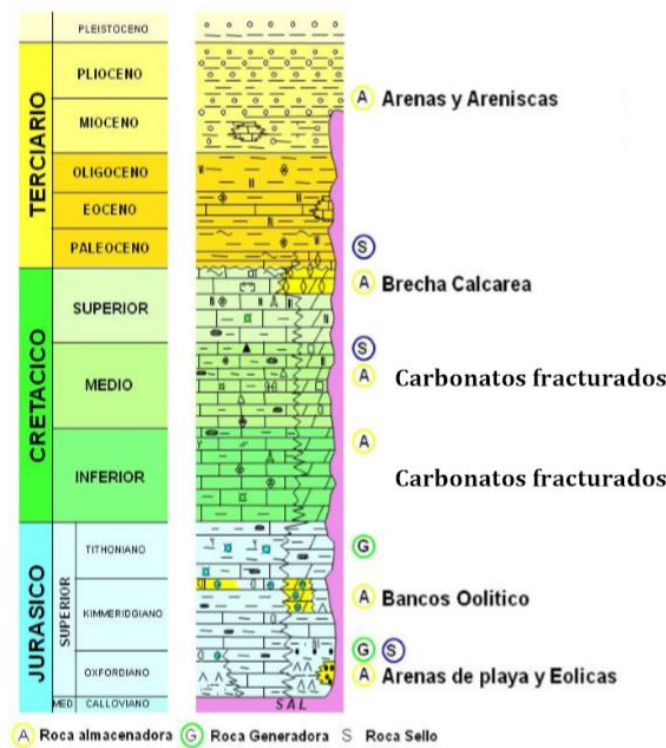


Figura 3.5. Columna estratigráfica de la Sonda de Campeche. Modificada de (PEMEX, 2017).

3.2.1 Jurásico Medio.

3.2.1.1 *Calloviano.*

La secuencia sedimentaria de este periodo se compone de evaporitas, que se constituyen mayormente de halita (NaCl), a la cual se le conoce como Sal Ístmica (Angeles-Aquino F. , 1996), de la que no se sabe la edad exacta de la misma debido a la falta de registro fósil, pero es muy importante porque tiene una amplia distribución en el área marina de Campeche, encontrándose en el subsuelo desde el frente de la Sierra de Chiapas hasta la Cuenca Salina del Golfo y las Cuencas Cenozoicas del Sureste. Su espesor varía conforme a la paleografía, de mayor a menor desde el centro de la cuenca del Golfo de México hasta las márgenes del paleocontinente (Salvador, 1987).

3.2.2 Jurásico Superior

3.2.2.1 *Oxfordiano.*

Las rocas el Oxfordiano son de gran importancia en la región marina, debido a que tienen variación de facies por lo que en las zonas próximas se tienen buenas características de roca almacenadora, roca sello y roca generadora; las primeras se caracterizan por contener gruesos paquetes de areniscas, mudstone bentoníticos y calizas bentoníticas con peloides (Cárdenas Vences, Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap, 2008).

Se encuentra principalmente anhidrita blanca, conglomerado basal con clastos de cuarcita, limolita, fragmentos de roca ígnea que varían de angulares a bien redondeados, graduando a arenas de cuarzo café rojizo a café claro de grano medio, anhidrita crema y blanca, lutita bentonítica calcárea gris claro y gris-verdoso con intercalaciones de lutita arcillosa café claro a crema y mudstone café claro a crema ligeramente arcilloso (Cárdenas Vences, Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap, 2008).

Su espesor es de 230-250 m., su distribución es muy amplia como se ha demostrado a través de la perforación de diversos pozos que las han cortado. Sin embargo, es

notable la variación en espesores y facies de pozo a pozo, debido a la presencia local de altos paleográficos por el movimiento temprano de la sal (Vallejo, 2014).

3.2.2.2 Kimmeridgiano.

Está compuesto de rocas carbonatadas y terrígenas, con variaciones desde packstone oolítico con esporádicas intercalaciones de lutita, así como dolomías mesocristalinas, que originalmente eran packstone y grainstone de ooides y peletoides, tal como se reporta por PEMEX (2015); también contiene horizontes de areniscas y limolitas que cambian lateralmente de facies. Su distribución se presenta bordeando la parte norte del Macizo de Chiapas (Salvador A. , 1991).

La parte inferior está constituida por terrígenos (arcillosos y bentónicos), con intercalaciones aisladas de calizas arcillosas, cretosas y bentónicas (Aquino, 1985). Gradúan lateralmente a cuerpos evaporíticos intercalados con carbonatos y terrígenos o constituyendo parte de ellos. La parte superior está caracterizada por cuerpos potentes de carbonatos con algunas intercalaciones de terrígenos (Aquino 1985). Su espesor varía de 95 m hasta 1260 m (Angeles-Aquino, 1988).

3.2.2.3 Tithoniano.

Se compone de una secuencia que representa una transgresión de los mares jurásicos y consiste esencialmente de rocas arcillosas oscuras con alto contenido de materia orgánica con escasas y delgadas intercalaciones de calizas (Meneses, 1980). Presenta variaciones en su litología, desde mudstone, así como lutitas calcáreas, con intercalaciones de margas y calizas arcillosas; el mudstone contiene abundante materia orgánica (PEMEX, Reporte Inedito , 2015). Esta unidad es de la más importante para el ámbito petrolero ya que se considera la principal roca generadora del área marina de Campeche. Los depósitos del Tithoniano son los más uniformes en el área marina de Campeche con un espesor promedio de 265 m (Vallejo Díaz, 2014).

3.2.3 Cretácico

3.2.3.1 *Berriasiano-Aptiano.*

Se compone por carbonatos dolomitizados con intercalaciones de calizas arcillosas bentoníticas, depositadas en aguas relativamente profundas; contiene mudstone bentonítico de color verde y gris olivo ligeramente dolomitizado, dolomía microcristalina color gros verdoso, gris claro y gris olivo, con intercalaciones de mudstone, wackstone de intraclastos y exoclastos (rudita y arena), así como calizas cretosas color crema. Tiene un espesor de 460 m. y una distribución amplia en toda la zona marina de Campeche (Vallejo Díaz, 2014).

3.2.3.2 *Albiano-Cenomaniano.*

Está constituido hacia la parte superior por mudstone-wackstone y calizas arcillosas de color café oscuro, parcialmente recristalizado con abundante impregnación de aceite en las fracturas y con porosidad intercristalina en la matriz. Presenta abundante contenido de materia orgánica y microfracturas cementadas por calcita y otras con impregnación de aceite ligero. Su contacto inferior y superior es concordante con las secuencias del Tithoniano. Su distribución es amplia en toda la zona marina de Campeche siendo homogénea y agua tranquilas y profundas. Su espesor promedio es de 176 metros.

3.2.3.3 *Turoniano-Maestrichtiano.*

Se constituye por carbonatos tipo mudstone-wackstone de exoclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos. Hacia su base se presentan calizas arcillosas de color oscuro con trazas de nódulos de pedernal negro y bentonitas (Vallejo Díaz, 2014).

3.2.3.4 *Brecha del Cretácico superior.*

Se constituye por dolomías y calizas de exoclastos de tamaño rudita; dolomías microcristalinas color pardo, wackstone de miliólidos color gris crema olivo y wackstone. Todos ellos en una matriz calcáreo-bentonítica total o parcialmente dolomitizada. El proceso diagenético predominante es la dolomitización. Es importante mencionar que en los exoclastos se encuentran generalmente fauna de aguas someras, y en la matriz se tiene, fauna planctónica de cuenca, lo cual indica que la sedimentación de la brecha ocurrió en aguas profundas. Su distribución y su

posición cronoestratigráfica es muy irregular debido a su litología. Una gran parte de ella se encuentra enmarcada en el Cretácico superior de la porción Nororiental de la Sonda de Campeche. Su espesor promedio es de 165 metros.

3.2.4 Paleoceno

Está constituida por lutita gris verdoso y café rojizo en partes bentoníticas, intercalada con delgadas capas de mudstone-wackestone de intraclastos y bioclastos de especto brechoide. Su contacto superior es transicional con la secuencia terrígena del Eoceno. Su distribución en el área marina de Campeche es muy amplia, sin embargo, es notable la distribución y variación de litofacies con respecto a la línea de costa, así como de su espesor, el cual varía del mayor a menor de occidente al oriente respectivamente.

3.2.5 Eoceno

Esta unida se constituye por lutitas y limolitas color gris y gris verdoso que varían a calizas arcillosas que se encuentran alternando con capas delgadas de lutitas bentoníticas de color gris a gris verdoso. Se tiene presencia de calcarenitas, las cuales son provenientes de la plataforma Yucatán, estas tienen variación en su tamaño, esto dependiendo de la cercanía que se encuentran del flujo conductor de las mismas. Su contacto inferior y superior es concordante con las secuencias sedimentarias del Paleoceno y Oligoceno respectivamente. Su distribución regional es homogénea en toda la zona, con algunas variaciones en los espesores, manteniéndose un espesor mayor los depósitos de occidente y menores en el oriente (Angeles-Aquino, 1988). Su espesor varía de 110 a 335 m. con un promedio de 230 m.

3.2.6 Oligoceno

Está constituido por lutitas calcáreas que varían a mudstone y calizas arcillosas de color gris claro y gris verdoso ligeramente arenosas. Su contacto inferior y superior es concordante con una secuencia arcillo-calcárea (Ortiz Pacheco, 2010). Su contacto inferior y superior es concordante con las secuencias terrígenas del Eoceno y Mioceno inferior. Su distribución es regional en el área marina de Campeche, sin embargo, hay zonas donde no se tiene la presencia del Oligoceno

medio o superior, debido a posibles procesos de erosión que eliminaron el registro estratigráfico o por ausencia de depósito. Su espesor promedio es de 100 m.

3.2.7 Mioceno

Se constituye por lutitas calcáreas a ligeramente calcáreas, de color gris claro a gris verdoso y pardo claro, suaves a semiduras, en partes bentoníticas, con algunos estratos de calizas mudstone-wackestone, crema arcilloso, que varían a arenas siliclásticas, de grano fino a medio, color gris claro (Angeles-Aquino, 1988). Su distribución tiene carácter regional, pero sus espesores son variables, por la presencia de palo-altos estructurales que se formaron durante el Oligoceno Mioceno, por el movimiento de la sal y el plegamiento asociado a la deformación compresiva. Su espesor promedio es de 350 m, aunque tiene una variación de 200 m a 680 m.

3.2.8 Plio-Pleistoceno

Se constituye por una alternancia de lutitas gris claro, gris verdoso, plástica y calcáreas con arenisca gris claro de grano fino a medio, mal cementada, con abundantes restos de moluscos. Su contacto inferior es concordante con la secuencia terrígena del Mioceno superior. Su distribución es irregular, debido a la formación de bloques escalonados a manera de fosas y pilares, que ocasiono variaciones en los espesores. Su espesor es muy variable, de 200 m a 1000 m.

3.3 Origen y Evolución de la Sonda de Campeche

La tectónica regional actualmente está definida por las placas de Norte América, Caribe y Cocos. A nivel local, la Sonda de Campeche queda comprendida dentro de la placa de Norte América (Angeles-Aquino F. , 1996).

La Sonda de Campeche se originó a partir cuatro eventos regionales de deformación, el primero de edad Jurásico Superior Oxfordiano-Cretácico Inferior, se caracteriza por una extensión gravitacional, desarrollando anticlinales de extensión y diapirismo lo que originó la apertura del Golfo de México, en donde a partir del Kimmeridgiano la cuenca estuvo sujeta a una subsidencia al NW por la deriva del

bloque de Yucatán hacia el SE, y en el Cretácico Inferior toda esta porción de la cuenca se convirtió en una cuenca de margen pasivo, estableciéndose una tectónica gravitacional, con un basculamiento hacia la cuenca, desarrollando las estructuras del Mesozoico. Durante este evento se depositaron rocas generadoras del Oxfordiano y Tithoniano, siendo la del Tithoniano la principal roca generadora (PEMEX, 2017).

En el segundo evento que se presenta en el área indica un rango de edad Eoceno-Oligoceno, este se caracteriza por ser la primera etapa de acortamiento de las estructuras desarrolladas durante el primer evento, dando lugar a la primera superposición de eventos de deformación, algunas de las estructuras corresponden a anticlinales de sal o rollers extensionales y diapiros del primer evento que fueron plegados en el segundo evento, las estructuras identificadas pudieron desarrollar trampas estructurales de hidrocarburos que corresponden a pliegues por contracción, anticlinales de sal plegados y diapiros plegados, sin llegar a desarrollar soldaduras secundarias. Algunos de los diapiros desarrollados en el primer evento debieron de cambiar de un mecanismo pasivo de movimiento de sal a diapiros activos por la contracción originada en el segundo evento, desarrollando la extrusión de sal. La intensidad de la deformación sugiere ser leve, según lo indican las secuencias sin-cinemáticas identificadas para tal evento (PEMEX, 2017).

El análisis de espesores del Eoceno-Cretácico sugiere la presencia de estructuras orientadas en su mayoría NW-SE. De acuerdo con el análisis realizado para este evento, este evento coincide en edad o pudiera tener relación con el evento de deformación Laramídico, el cual desarrollo el cinturón de pliegues y cabalgaduras en la Sierra Madre Oriental, al sur de las cuencas de Veracruz y Tampico-Misantla durante el Paleógeno, donde el segundo evento es el efecto de deformación registrado más hacia el sureste mexicano asociado al margen de las placas del pacífico (PEMEX, 2009).

El tercer evento en el área de estudio presenta un rango de edad de Mioceno Medio-Mioceno-Tardío. Regionalmente corresponde con el evento conocido como Chiapaneco. Aquí se han identificado estructuras que corresponden a pliegues,

imbricaciones y diapiros plegados que presentan una etapa de contracción durante el Neógeno, considerándose la segunda etapa de re-deformación para las estructuras desarrolladas durante el primer evento y la primera etapa de re-deformación para las estructuras formadas en el segundo evento. El análisis de las secuencias sin-cinemáticas sugiere que la edad de deformación migra diacrónicamente de Occidente a Oriente, observando al Oriente el pulso de deformación más fuerte en el Mioceno Medio, mientras que al Oriente se observa el pulso de deformación más fuerte en el Mioceno-Medio Tardío (PEMEX, 2017). A este evento se le atribuyen la generación de estructuras en el área de estudio.

El cuarto evento en el área de estudio presenta un rango de edad Mioceno Tardío-Holoceno (reciente), identificado por algunas estructuras que presentan evidencias de una deformación durante el Neógeno. La estructura más representativa de este evento corresponde a la cuenca de extensión de Le-Acach o Comalcalco Marino; sin embargo, se ha conocido estructuras de contracción, extensión y transcurrencia.

Se considera la tercera etapa de re-deformación de las estructuras formadas en el primer evento, la segunda etapa de re-deformación de las estructuras desarrolladas en el segundo evento, y la primera etapa de re-deformación de las estructuras desarrolladas en el tercer evento.

El análisis de las secuencias sin-cinemáticas sugiere que entre los lapsos de tiempo entre el tercer y cuarto evento no se interrumpió la deformación, lo cual puede concluir y sugerir que son el mismo evento; sin embargo, el conocimiento regional nos sugiere que el cuarto evento este asociado a todo un sistema gravitacional en dirección NNW y se considera perpendicular al tercer evento. En algunos sectores, durante el Mioceno Medio del tercer y cuarto evento, se están formando y re-deformando estructuras , originándose la más compleja sobre posición de eventos de deformación, combinando al mismo tiempo contracción, extensión, transpresión y transgresión por rampas laterales, asociado a tectónica gravitacional, inducida por la contracción tectónica del tercer evento, asociada al basculamiento de la cuenca

del Golfo de México, lo cual hace difícil el entendimiento estructural del área de estudio (PEMEX, 2017).

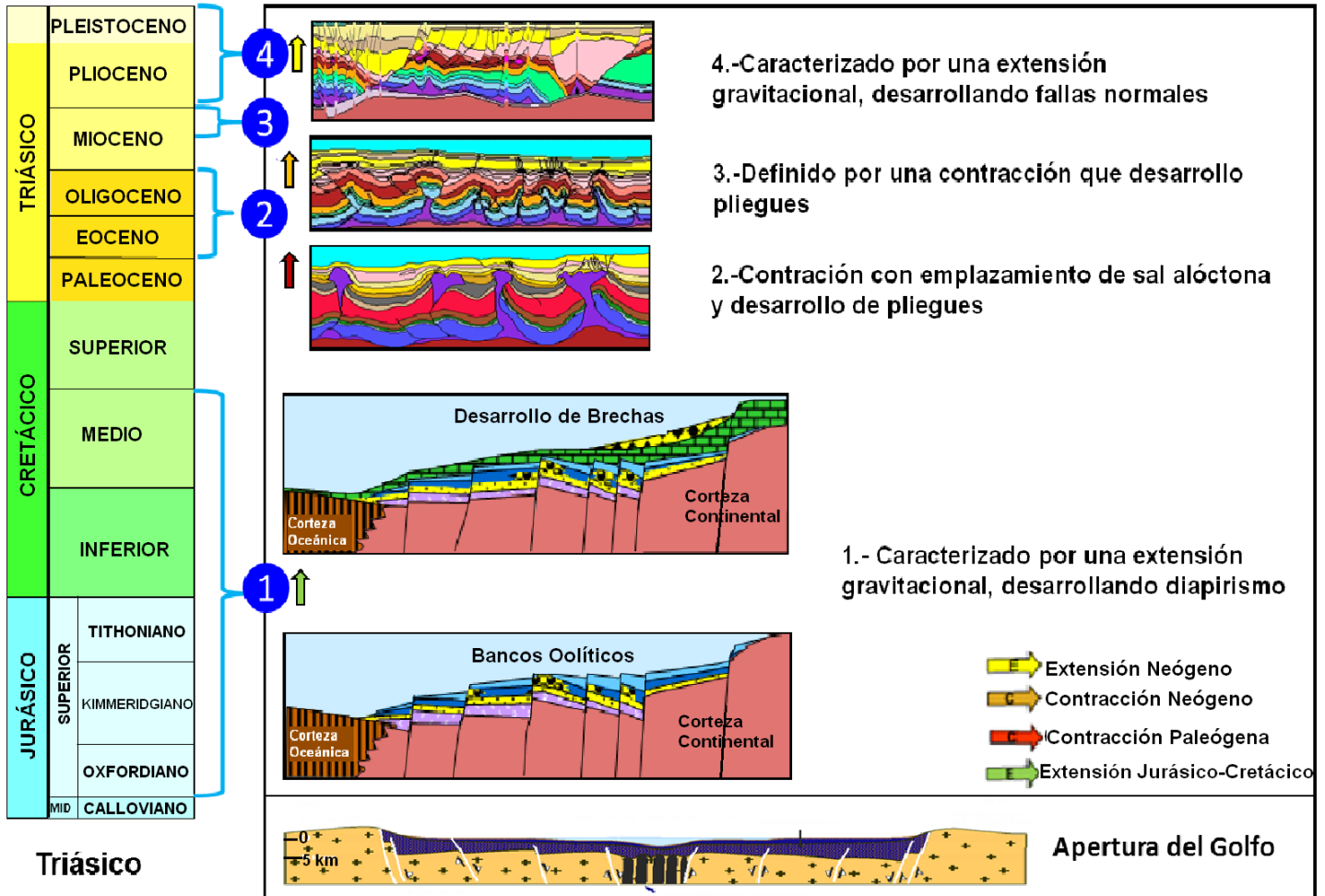


Figura 3.6. Diagrama de eventos de deformación para el campo. Modificada de (PEMEX, 2015).

3.4 Sistema Petrolero

Uno de los principales retos de la exploración petrolera es la detección e incorporación de reservas de hidrocarburos, así como la predicción y cuantificación del riesgo geológico, de tal manera, que el entendimiento y caracterización de las cuencas petroleras dentro de la definición de Sistema Petrolero es de gran beneficio y de fundamental importancia, ya que nos permite concretar programas de investigación y tomar decisiones durante la exploración y explotación de una cuenca productora de hidrocarburos (PEMEX, 2017)

El sistema petrolero, es un método de evaluación petrolera que incluye a los elementos esenciales (roca generadora, roca almacenadora, migración, roca sello y sobrecarga) y procesos (formación de la trampa, generación, migración y acumulación) que intervienen en la acumulación de aceite y/o gas existente en una cuenca sedimentaria (Magoon, 1992).'

Los Sistemas Petroleros varían dependiendo su: forma, geometría, tipo de receptáculo y evolución geológica, columna estratigráfica, condiciones térmicas, etc.

El sistema estudia y evalúa los elementos interdependientes y los procesos que constituyen la unidad funcional que crea las acumulaciones de hidrocarburos. El sistema petrolero incluye la zona de maduración de la roca madre, la red de distribución natural y las acumulaciones de petróleo que están genéticamente relacionados; la presencia de petróleo en uno o más yacimientos es la prueba de que un sistema petrolero existe. La zona de maduración de la roca madre es parte del sistema petrolero por que explica la procedencia del petróleo. La distribución de los yacimientos se asocia con la trayectoria de migración que permite la existencia de acumulaciones de hidrocarburos que puede ser desarrollados.

Los elementos principales que se tratarán en este trabajo son: roca generadora, roca almacenadora, roca sello, migración y sobrecarga; esta última es requerida para incrementar la presión y temperatura necesaria para que ocurra la madurez térmica

3.4.1 Roca Generadora

Las rocas generadoras de hidrocarburos son aquellas que contienen cantidades significativas de Carbono Orgánico Total (COT), en general el porcentaje debe ser mayor al 1% del peso total de la roca para generar volúmenes de hidrocarburos que al migrar puedan formar un yacimiento convencional. En la mayoría de los casos las rocas generadoras están asociadas a rocas carbonatadas o terrígenas de grano fino; las principales rocas generadoras son calizas arcillosas, lutitas calcáreas, limonitas y margas. En el área que ocupan las cuencas del sureste de México, este tipo de rocas son calizas arcillosas y lutitas calcáreas que se encuentran distribuidas en el subsuelo de campos petroleros productores de aceite y/o gas (Cárdenas Vences, Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap, 2008).

Los principales horizontes estratigráficos que contienen rocas generadoras las cuencas petroleras del sureste de México son: Jurásico Superior (Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano), Cretácico Superior (Turoniano) y Paleógeno (Oligoceno), que corresponde con las secuencias estratigráficas donde se generó la mayor parte de la producción de hidrocarburos en México, aunque el mayor volumen se formó en el Jurásico Superior, en lutitas calcáreas y calizas arcillosas;

en menor cantidad se generó aceite y/o gas en las rocas generadoras del Cretácico y del Cenozoico.

Las principales rocas generadoras de la región están representadas por lutitas calcáreas y calizas arcillosas. De acuerdo con los datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos, el depósito ocurrió en una plataforma carbonatada tipo rampa, con intervalos de gran aporte de terrígenos de grano fino. En esta plataforma externa había algunas depresiones profundas que restringían la circulación de las aguas, facilitando la existencia local de un ambiente reductor y anóxico (Santamaría - Orozco, 2006).

La roca generadora de mayor importancia en la Sonda de Campeche corresponde con las calizas arcillosas y lutitas calcáreas del Tithoniano, las cuales fueron formadas en un ambiente anóxico. De acuerdo con estudios estratigráficos, sedimentológicos y geoquímicos realizados en la Sonda de Campeche (Romero et al., 2001), toda la columna del Jurásico tardío compuesta litológicamente de rocas arcillosas y calcáreo arcillosas tiene materia orgánica con posibilidades para generar hidrocarburos. La materia orgánica es principalmente de tipo algácea, herbácea y leñosa, cuya presencia varía de regular a abundante.

3.4.1.1 Oxfordiano

Las rocas de esta edad están representadas por horizontes arcillosos y calcáreos (lutitas calcáreas), bentonitas con algunas intercalaciones de calizas y carpetas de algas. Las rocas del Oxfordiano se conocen solamente en la porción N-NE de la Sonda de Campeche, en la que se calcula se inició la generación de hidrocarburos hace 54 Ma (Eoceno-Inferior) a una profundidad entre 2500 y 4000 m; la expulsión se dio a partir de 11.5 Ma (Mioceno Medio), (García Avendaño, 2010).

Los espesores netos generadores se calcularon de manera indirecta, usando la combinación de registros geofísicos de pozos, valores del contenido de carbono orgánico total (COT) cuyos valores varían de 1% (regular) a 4 % (excelente), así como también valores de potencial generador (S2) de pobres a excelentes; concluyendo que los espesores netos generadores oscilan entre los 24 y los 120 m (Romero et al., 2001).

La calidad y el tipo de materia orgánica son parámetros que se encuentran íntimamente relacionados; se ha interpretado que la materia orgánica de mejor calidad es de origen marino y de tipo algáceo, decreciendo en calidad conforme aumenta la influencia continental y la oxidación, es decir, cuando se tiene materia orgánica tipo herbácea, leñosa y carbonosa. Esta materia orgánica corresponde con kerógeno de tipo I y II (García Avendaño, 2010).

3.4.1.2 *Tithoniano*

De acuerdo con la información obtenida de pirólisis, petrografía orgánica, isotópica y biomarcadores, se han definido a las facies del Tithoniano desde el punto de vista económico, como el principal sistema generador de hidrocarburos en la Sonda de Campeche (García Avendaño, 2010).

El subsistema generador de las rocas del Tithoniano se caracteriza por estar compuesto de calizas y lutitas carbonatadas, con valores de 40% al 98% de carbono mineral. Las litofacies están definidas por la presencia de ambientes carbonatados de grandes profundidades (plataforma externa hasta la cuenca), que de acuerdo con su contenido se clasifican como packstone a mudstone.

En la porción norte del área se desconoce su presencia debido a que muy posiblemente los espesores sean muy delgados. Los espesores totales del Tithoniano se ubican en los depocentros con una orientación preferencial noreste-suroeste, variando de 300 a 450 m y disminuyendo los espesores de manera paulatina hasta llegar a 30 m al este y de 100 m hacia el oeste.

Las variaciones en los espesores son el resultado del relleno sedimentario que niveló la paleotopografía que se caracteriza por barras y bancos oolíticos alineados en franjas paralelas a la costa, restringiendo las áreas bajas a ambientes anóxicos (depocentros). El tipo de kerógeno de las rocas del Tithoniano es I y II, los cuales se caracterizan por ser generadores tanto de aceite como de gas.

3.4.1.3 *Mioceno*

En el área de la Sonda de Campeche no han sido descubiertas acumulaciones de hidrocarburos que se haya probado provengan de las secuencias de grano fino del Mioceno, por lo que este subsistema se considera hipotético; sobresalen como probables rocas generadoras las facies arcillo-calcáreas y de lutitas bentoníticas del Eoceno y Mioceno, como las de mayor capacidad generadora.

Las rocas del Mioceno contienen un kerógeno que fluctúa entre III-II y III con predominio del tipo III propicio para la formación de hidrocarburos gaseosos y condensados principalmente; aunque debido a la influencia del tipo II, también es capaz de generar cantidades importantes de gas debido a un incremento de materia orgánica leñosa (Cárdenas Vences, Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap, 2008).

3.4.2 *Roca Almacenadora*

Este tipo de roca se caracteriza por ser porosa y permeable para que el petróleo fluya libremente, en general cualquier roca que contenga poros interconectados

puede ser una roca almacén siempre que tenga las condiciones volumétricas que permitan una explotación sustentable y que se ubique dentro de una trampa. Las rocas almacenadoras de los campos marinos de la Sonda de Campeche son las calizas dolomitizadas y dolomías del Kimmeridgiano, las calizas, brechas y dolomías del Cretácico, así como las brechas calcáreas dolomitizadas de la base del Paleoceno.

Las rocas almacenadoras se encuentran en la secuencia sedimentaria del Mesozoico y Cenozoico, ubicándose prácticamente en toda el área de la Sonda de Campeche. Se tienen documentadas cinco secuencias potencialmente almacenadoras (Figura 8); las más antiguas son areniscas del Oxfordiano, seguido de los bancos oolíticos del Kimmeridgiano, la brecha calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno, los carbonatos altamente fracturados del Cretácico inferior y finalmente los cuerpos arenosos y un horizonte de calcarenitas del Eoceno (Trejo-Velazquez, 2006).

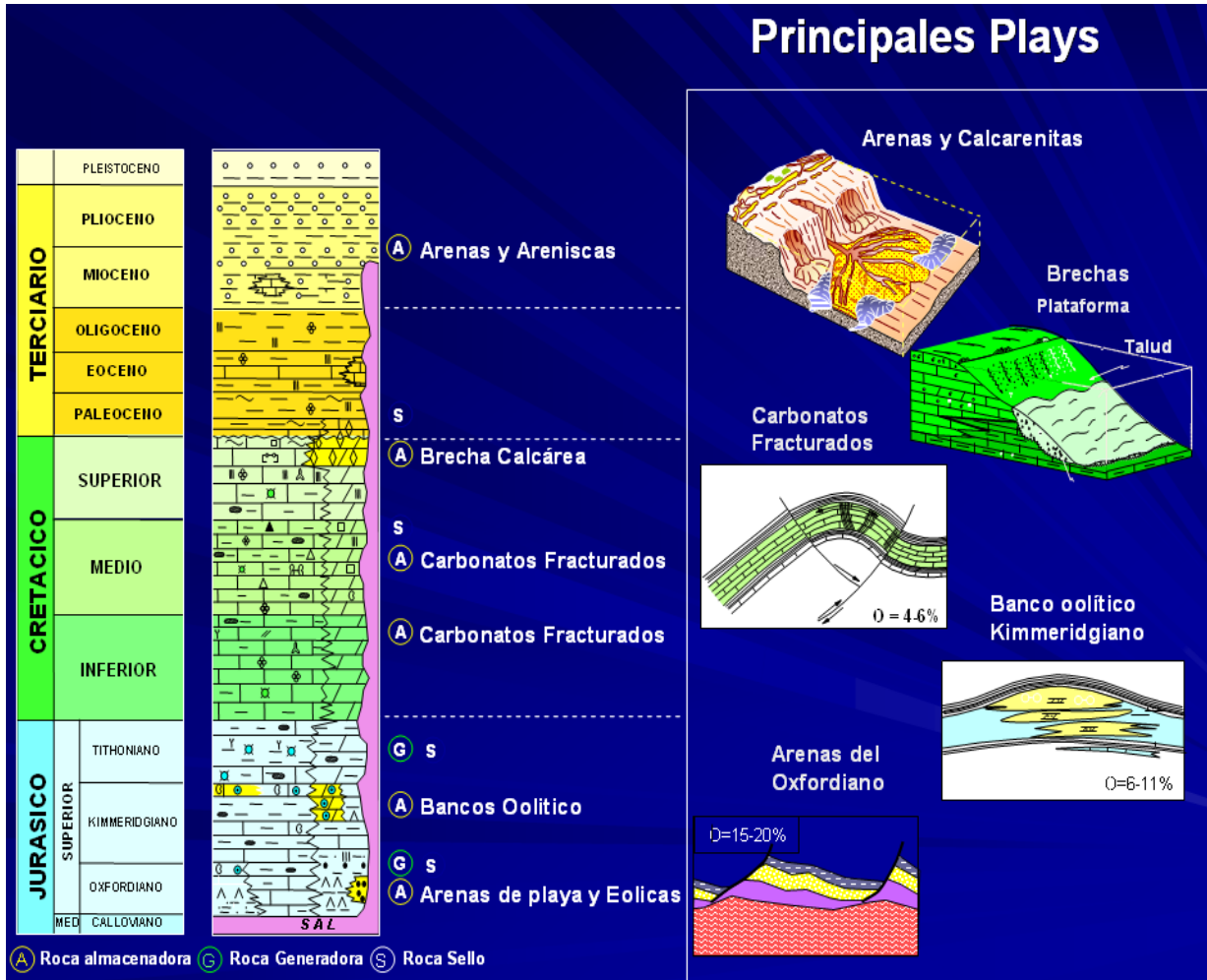


Figura 3.7. Columna geológica de la Sonda de Campeche, en la cual se muestran las rocas que actúan como almacén, generadora y sello (Modificado de Trejo, 2006).

3.4.2.1 Oxfordiano

Las secuencias almacenadoras del Oxfordiano son areniscas de cuarzo y fragmentos líticos, las areniscas presentan partículas que varían de grano medio a grueso, además de contener gravillas pobremente clasificadas con granos subredondeados a redondeados. Como estructuras sedimentarias se tiene gradación normal que se encuentra generalmente en estratos gruesos o masivos (PEMEX, 2017).

Los mejores espesores de rocas potencialmente almacenadoras del Oxfordiano se presentan en la porción oriental, donde varía su espesor de 100 a 140 m y las porosidades están en rangos de 15 a 25%; son cuerpos lenticulares arenosos con orientación NW-SE, mientras que hacia la parte occidental los espesores cambian del orden de 50 m a 100 m acompañados de rangos de porosidad que van de 6 a 15% (García Avendaño, 2010).

3.4.2.2 Kimmeridgiano

Las rocas del Kimmeridgiano corresponden a facies de wackestone, packstone y grainstone de ooides, así como secuencias dolomitizadas con intercalaciones de lutitas, limos y areniscas; también se tiene una franja de bancos oolíticos ubicados en la porción occidental de la Sonda de Campeche.

El espesor de los bancos oolíticos del Kimmeridgiano, se estimó por la interpretación de secciones sísmicas y registros geofísicos (principalmente rayos gamma), estos bancos tienen una longitud aproximada de 10 km con una orientación NE-SW, con espesores de entre 10 y 375 m (Cárdenas Vences, 2008).

Se tienen identificadas rocas con capacidad adecuada para almacenar hidrocarburos, principalmente en secuencias formadas en bancos oolíticos dolomitizados que se encuentran en la porción occidental de la Sonda de Campeche, las que cuentan con buenos valores de porosidad y espesores amplios. En la parte oriental se tiene bancos oolíticos de menor extensión y espesor, sin embargo, siguen siendo yacimientos económicamente explotables (PEMEX, 2006). Los bancos de ooides ubicados en los altos estructurales muestran cársticidad, lo que indica que estuvieron expuestos, lo que a su vez generó porosidad secundaria (vugular) con valores de 6 y 11%. Las facies de packstone-grainstone de ooides, las zonas dolomitizadas y las secuencias sedimentarias acumuladas en la parte de la rampa interna representan las secuencias con mejor capacidad almacenadora en el Kimmeridgiano (PEMEX, 2017).

3.4.2.3 Brecha Calcárea del Cretácico Superior-Paleoceno (K-T)

La Brecha Calcárea (K-T) está constituido por flujos de detritos carbonatados provenientes de distintas partes de la plataforma; los constituyentes clásticos y bioclásticos de la brecha son muy variables, tanto en composición como en tamaño, teniéndose fragmentos de mudstone, wackestone, packstone, grainstone y de dolomías de grano muy fino hasta grano grueso (cripto, micro, meso y escasas macro dolomías); presentan un color crema claro al fresco pero debido a la

impregnación de hidrocarburos y por la dolomitización adquieren una coloración en distintos tonos, que van desde el ocre hasta el negro (Cárdenas Vences, 2008).

Las Brechas K-T están localizadas en la porción nororiental de la Sonda de Campeche, siendo esta secuencia la más productora en los yacimientos del campo. Los espesores son de un rango de 20 a 300 m, con excelentes porosidades, que en promedio del 12% (Cárdenas Vences, 2008). La brecha está constituida en su mayor parte por exoclastos que cayeron al talud que bordeaba a la plataforma, estos clastos se depositaron por medio de flujos de detritos cubiertos por sedimentos finos que constituyeron posteriormente el sello (PEMEX, 2007).

Dentro del Cretácico Inferior se cuentan con secuencias sedimentarias de calizas fracturadas con gran capacidad de almacenamiento. Estas secuencias contienen mudstone bentónico de color gris olivo a verde y dolomitizado; se encuentra, también, la presencia de dolomías microcristalinas de color gris verdoso-gris olivo. Finalmente se cuentan con calizas cretosas de color crema que muestran estilolitas y micritización; el espesor de estas unidades es de 500 m aproximadamente (PEMEX, 2007). En cuanto a las porosidades, la porosidad primaria se clasifica como pobre-regular. Mientras que la porosidad secundaria (fracturas y vugulos) es mucho mayor.

3.4.2.4 Cretácico

Las calizas fracturadas del Cretácico Inferior (Berriasiano-Aptiano) y del (Albiano Cenomaniano), están compuestas por mudstones bentoníticos de color verde y gris olivo ligeramente dolomitizados; también en menor proporción contiene dolomías microcristalinas de color gris verdoso, de colores gris blancuzco a gris olivo, así como horizontes de calizas de color crema; estas secuencias son de buena calidad como rocas almacenadoras (Cárdenas Vences, 2008). Esta secuencia presenta espesores promedio de 500 m, con una porosidad primaria de pobre a regular; la secundaria mejora la calidad de roca almacenadora cuando presenta fracturas y cavidades; ya que se tienen porosidades efectivas en algunas zonas del orden del 12%.

3.4.2.5 Cenozoico

Las calcarenitas del Eoceno Medio, presentan cementante calcáreo así como lodos calcáreos bentoníticos (mudstone bentonítico) y horizontes de algas estromatolíticas; las calcarenitas se encuentran en la porción NW de la Sonda de Campeche, las cuales están constituidas por flujos turbidíticos distales con excelente porosidad primaria y secundaria (alrededor del 20%); para el Neógeno los depósitos terrígenos de lutitas y areniscas del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno contienen porosidades que varían del 20 al 35% (Cárdenas Vences, 2008).

3.4.3 Rocas Sello de la Sonda de Campeche

Las rocas sello son aquellas secuencias sedimentarias de muy pobre permeabilidad o bien impermeables, adicional a esta condición, no deben poseer fracturas ni vugulos interconectados. El diámetro de garganta de poro en una roca sello debe ser menor a 4 Angstrom, condición suficiente para evitar el paso del petróleo más ligero o del gas natural. De acuerdo con Landes (1975), las rocas sello más comunes son las lutitas y calizas arcillosas, sin embargo, las de mejor calidad son el yeso, la sal de roca y la anhidrita.

El sello común de los yacimientos de la Sonda de Campeche lo constituyen las rocas del Cenozoico; existen además secuencias arcillosas notables como el de la base del Cretácico tardío y como del Cenozoico, que podrían funcionar como sello y separar yacimientos.

Una forma para estimar de manera cualitativa la efectividad del sello, es utilizando datos de presión inicial de los yacimientos, presión de poro y pruebas de goteo; estos datos son utilizados para realizar gráficas de presión contra profundidad, junto con el gradiente hidrostático regional y el gradiente litostático. Los gráficos de presión contra profundidad son de utilidad en la estimación del esfuerzo efectivo, el cual se define por la diferencia entre la presión del yacimiento (presión inicial y/o presión de poro) y el gradiente litostático (presión de sobrecarga). El esfuerzo efectivo se utiliza para definir la capacidad del sello superior, de tal forma que donde tengamos esfuerzos efectivos grandes tendremos mayores posibilidades de que el sello soporte columnas de hidrocarburos mayores que en zonas donde el esfuerzo efectivo es pequeño. Otro elemento de evaluación en la roca sello es el espesor, que es calculado con la ayuda de registros geofísicos, datos de perforación y paleontológicos.

Las rocas sello de edad Oxfordiano, están representados por una secuencia de anhidrita de color crema, aspecto masivo, plástica e impermeable que se encuentran tanto en la parte inferior como superior de la roca almacén. Ya que las anhidritas son impermeables funcionan como un sello excelente, así mismo evitan la migración lateral de hidrocarburos.

Las rocas del Tithoniano tienen un espesor que varía de los 10 a los 313 m, estas funcionan como un relleno que nivela las depresiones dejadas por la paleografía existente durante el depósito de los sedimentos del Kimmeridgiano, consta básicamente de lutitas, las cuales pese a su alta porosidad muestra una escasa permeabilidad; predominan dos litofacies principales, las cuales se distribuyen en dos sectores, la porción oriental (mudstone, calizas arcillosas y dolomías) y la parte oeste (lutitas calcáreas con materia orgánica).

Otro parámetro importante en la evaluación de la roca sello es la porosidad efectiva que a diferencia de la roca almacén esta debe ser nula o pobre.

La roca sello del Cretácico inferior, está compuesta por sedimentos finos calcáreo-arcillosos; por su parte la roca sello para el Cretácico Superior está constituido por una intercalación de lutitas de baja permeabilidad, además de calizas criptocristalinas que en condiciones naturales son prácticamente impermeables.

Para el Paleoceno, los sedimentos se componen principalmente por terrígenos con bentonita, los cuales se encuentran distribuidos en la parte occidental de la Sonda de Campeche, en menor proporción se tienen parches de magas y dolomías principalmente en las porciones sur y este del área respectivamente (Cárdenas Vences, 2008).

3.4.4 Migración de hidrocarburos

Posterior a la generación de los hidrocarburos, estos viajan de forma paralela (migración lateral) y/o transversalmente a la estratificación (migración vertical) para llegar a las rocas donde serán almacenados. En la migración lateral, los hidrocarburos se desplazan en el interior de una formación de la misma edad, mientras que la migración vertical los hidrocarburos avanzan de una forma perpendicular a los límites cronoestratigráficos; lo que conlleva a que fluidos de una formación determinada circulen a otra formación de edad diferente.

La migración puede ser de forma ascendente o descendente a la roca generadora, siendo favorecida por fuertes pendientes en los estratos, debido a las discordancias angulares y al fracturamiento. La migración se presenta por cambios de presión y fluye desde zonas de alta presión hacia zonas de menor presión; el hidrocarburo por tener un efecto de flotabilidad con respecto al agua, debido a su menor densidad, se mueve hacia la superficie mientras que el agua lo hace de la superficie hacia las partes profundas del subsuelo.

En la Sonda de Campeche se ha reconocido la existencia de migración en diferentes niveles estratigráficos, lo cual permitió el movimiento de gas y aceite hacia los yacimientos del Jurásico, Cretácico y Cenozoico. En los yacimientos, las estructuras almacenadoras de hidrocarburos que se agrupan en las tres mencionadas edades geológicas se encuentran infrayacentes o suprayacentes a los focos de generación y expulsión, donde el estilo de drenaje a la migración es controlado por los eventos tectónicos que afectaron a la región; es decir, las rutas de migración de los hidrocarburos fueron principalmente fallas, fracturas interconectadas y capas permeables, siendo predominantemente vertical el movimiento para cuando se da la migración hacia las rocas de edad Cretácico y Eoceno, mientras que en el caso de las rocas de edad Jurásico, la migración predominante es a través de fracturas y en dirección casi horizontal.

En general, se considera que la migración para la Sonda de Campeche se lleva a cabo en forma vertical y a través de las áreas de debilidad en las proximidades de las fallas y fracturas, o por el contacto entre la roca generadora con los intervalos almacenadores más permeables y con menores presiones.

Los datos de campo fueron recolectados mediante una malla de adquisición de tipo ortogonal que se realizó a una distancia de 300 m entre líneas receptoras y líneas fuente, considerando un acimut de 42° (PEMEX, 2018), tal cómo se puede ver en el esquema de la figura 4.2. Los datos fueron medidos en tiempo, es decir, el tiempo de tránsito que la onda tarda en propagarse por el medio y regresar a la superficie para ser detectados por los receptores.

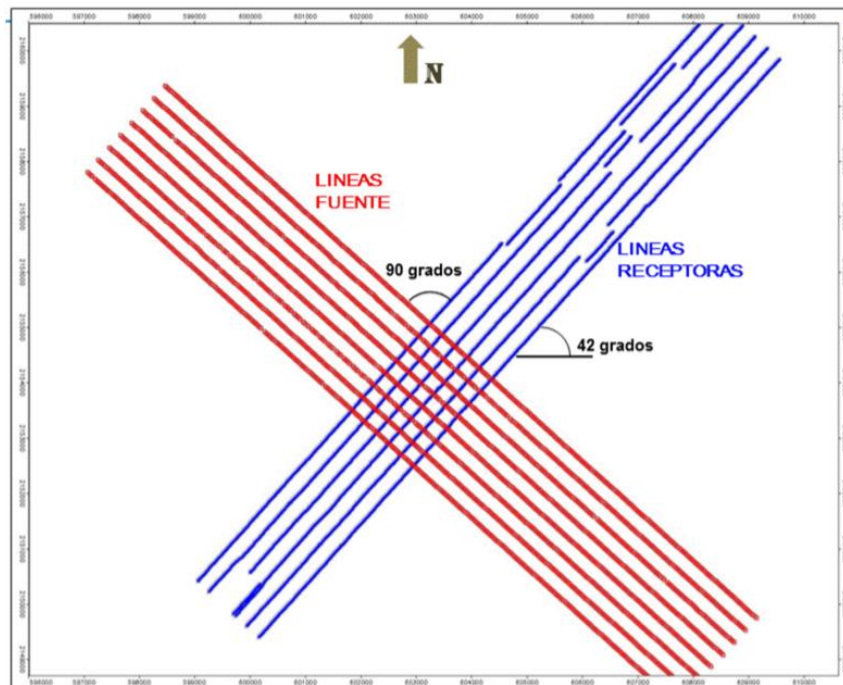


Figura 4.2 Orientación de líneas y cables. Tomada de (PEMEX, 2018)

El procesamiento sísmico involucro tecnologías avanzadas de procesamiento en tiempo, algoritmos robustos para la obtención de imágenes en profundidad, interpretación geológica y datos de pozo (no incluidos en este trabajo), mismos que fueron debidamente considerados para la interpretación del modelo. Particularmente, los datos sísmicos fueron utilizados para el análisis e interpretación de fallas geológicas y horizontes sísmicos. En general, los rasgos y estilos estructurales se interpretaron a partir de las secciones sísmicas derivadas de procesos de migración en profundidad.

Luego de haber generado el modelo final de velocidades, se procedió a aplicar la migración final Kirchhoff pre apilado. La fortaleza de una migración en profundidad es que se pueden utilizar campos de velocidad, que son lateral y verticalmente variables. Es importante señalar que la migración en tiempo no puede producir una imagen correcta del subsuelo en un campo de velocidad variable, por lo tanto, el propósito de la migración pre apilado en profundidad se realizó para evitar las distorsiones causadas por los reflectores y para ubicar en la posición correcta las estructuras considerando los fuertes contrastes laterales de velocidad.

El modelo final de velocidades en conjunto con las tomografías obtenidas permitió asegurar que la onda convertida se ajustara en profundidad con los datos obtenidos de la migración en profundidad (CMP, 2019).

Este modelo fue utilizado para realizar la migración RTM, con la que se reconstruye de manera eficiente la imagen sísmica de estructuras con fuertes echados y grandes constantes de velocidad, para lo cual se propagó un pulso de 45 Hz y fue extraída en una malla que consta de un espaciamiento de 25x 25 metros (PEMEX, 2018).

La diferencia entre los algoritmos para realizar la migración RTM y Kirchhoff visualmente, es que con Kirchhoff los rasgos estratigráficos se muestran con más nitidez, lo que es de gran utilidad para interpretar horizontes, mientras que con la RTM se pueden definir con mayor facilidad las estructuras geológicas como planos de falla y pliegues, lográndose una mejor imagen en zonas de alta complejidad (CMP, 2019), un ejemplo de cómo se observan las estructuras se muestra en la figura 4.3.

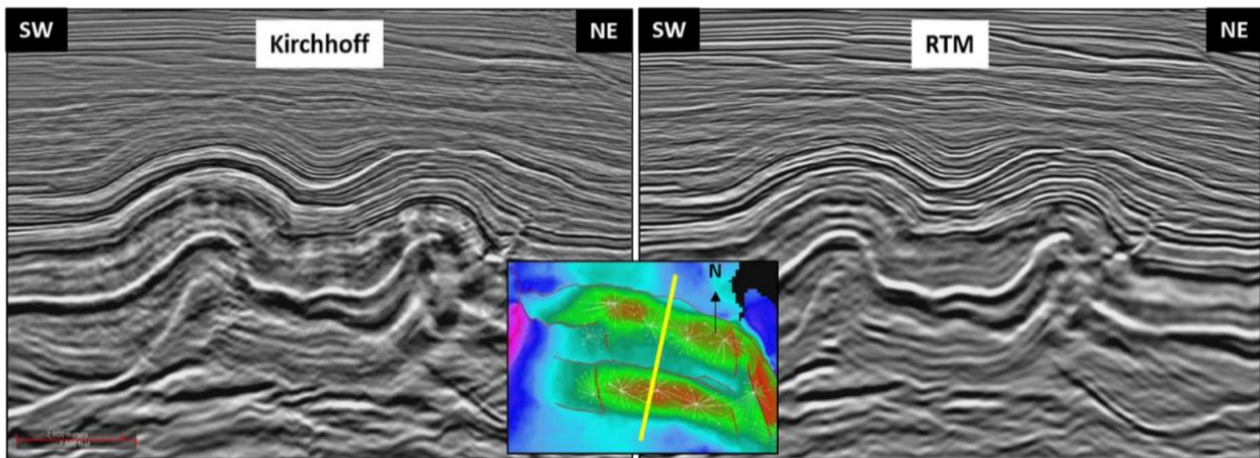


Figura 4.3 Sección sísmica con migración Kirchhoff en onda PP (izq.) y migrada en PS (der.) en el campo. Tomada de (CMP, 2019).

La conversión de datos sísmicos a profundidad es necesaria para crear un perfil geológico estructural, simulando las condiciones reales del subsuelo. Las líneas sísmicas regionales son conocidas como datos sísmicos de dos dimensiones (2D), aunque en realidad fueron recolectados y acondicionados en un volumen sísmico tridimensional.

Las superficies tridimensionales creadas son aproximaciones del subsuelo debido a los esfuerzos sufridos por el campo, por este motivo es muy común encontrar anomalías cuando se siguen los reflectores, las cuales en algunos casos no permiten preservar la continuidad de algunos reflectores, por este motivo no fue posible elaborar el modelado de algunos horizontes.

4.2 Interpretación

Los criterios para la interpretación del modelo se basaron en el uso de herramientas del software Midland Valley Move 2017.2, la que se integró con la metodología de interpretación para la caracterización estática de yacimientos productores de aceite.

El proceso de la interpretación de horizontes y de las fallas geológicas mediante el uso de secciones sísmicas apiladas se inició con la interpretación de secciones tomadas de un cubo sísmico en profundidad, donde se realizó en primer lugar, la búsqueda de la posición de la rampa y los flats que dieron origen al anticlinal del campo. El picado y seguimiento de horizontes y fallas se realizó considerando la forma de la ondícula en los datos sísmicos y dirección del echado interpretando línea tras línea cada 400 metros, con lo que fue posible ubicar los principales rasgos estructurales (figura 4.4).

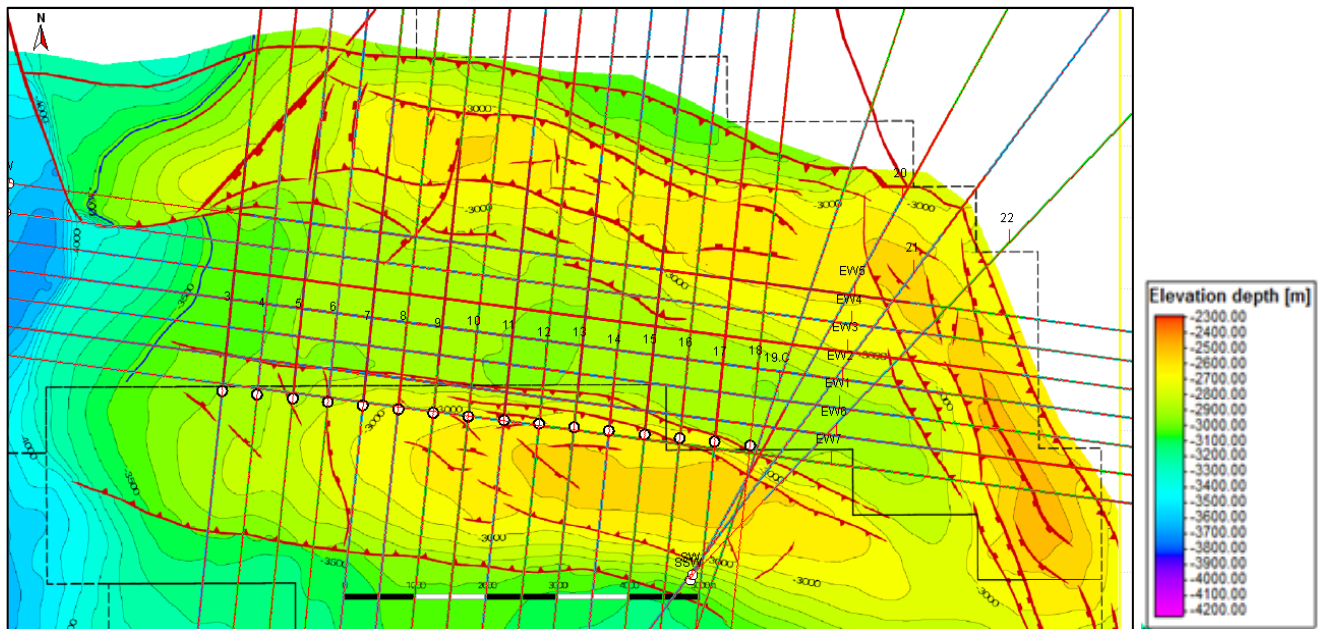


Figura 4.4 Mapa del campo ubicando 16 líneas en dirección SSW-NNE, 4 líneas en dirección SW-NE para delimitar la zona curva del campo y 7 líneas transversales orientadas WSW-ESE utilizadas en conjunto para su interpretación. Del lado derecho se muestra la profundidad en metros.

Mediante el uso de las secciones sísmicas apiladas se realizó la interpretación correspondiente siguiendo el carácter sísmico de los horizontes estratigráficos y tomando en consideración la correlación de la información de contactos geológicos obtenidos de pozos cercanos al área, se tomó como referencia principal a los niveles estratigráficos del Cretácico superior (KS), Jurásico Superior Tithoniano (JST) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK). Al crear los horizontes se tomaron en consideración los elementos estructurales que dan forma a estos; por ejemplo, se

tomó en cuenta el salto o desplazamiento horizontal que sufren los horizontes modelados por las fallas, así mismo se identificaron posibles cuerpos de sal que pudieran estar asociados a los adelgazamientos o engrosamientos, en las secuencias sedimentarias del Kimmeridgiano y posiblemente en el Cretácico.

Es importante señalar que la interpretación inicial de todas las secciones no suele adaptarse al primer intento para crear las superficies, ya que normalmente se presentan irregularidades que probablemente no representan una realidad geológica para el área, por lo que realizan distintos métodos de interpolación y reinterpretación para eliminar dichas anomalías en el modelado.

4.3 Interpretación de horizonte Cretácico superior.

Para la interpretación la secuencia sedimentaria del Cretácico superior se utilizó como dato de referencia la información de pozos cercanos al área de estudio, donde se realizó una correlación para realizar la interpretación. Así mismo se tomó en consideración la respuesta y carácter sísmico de la forma de la ondícula y la polaridad definida en un máximo positivo dominante. La elección preferencial para la interpretación de la cima KS, fueron en secciones definidas en dirección SSW-NNE (figura 4.5) y en dirección WSW-ENE con un espaciamiento de 400 m entre ellas.

Como se observa en la figura 4.5 orientada SW-NE, al seguir el reflejo característico de un máximo positivo y respetando los saltos de fallas, se puede interpretar con facilidad la cima del Cretácico, que esta se conformada por rocas carbonatadas deformadas que presentan una plegamiento anticlinal con una geometría del tipo detachment asimétrico, con una vergencia del plano axial hacia el **suroeste** y disarmónico por la presencia de materiales dúctiles por debajo de este, lo que provoca una pequeña variación en el espesor. El flanco delantero tiene un echado de 39°, mientras que el flanco trasero presenta un echado de 26°, por lo que corresponde con un pliegue abierto con un ángulo Inter flancos de 115° aproximadamente. Así mismo se observa una discontinuidad estructural, que corresponde con la falla principal que tiene influencia en este nivel estratigráfico, esta es una falla inversa con el bloque de techo levantado sobre el bloque de piso, presentando un echado de 35° y un salto de falla de aproximadamente 250 m.

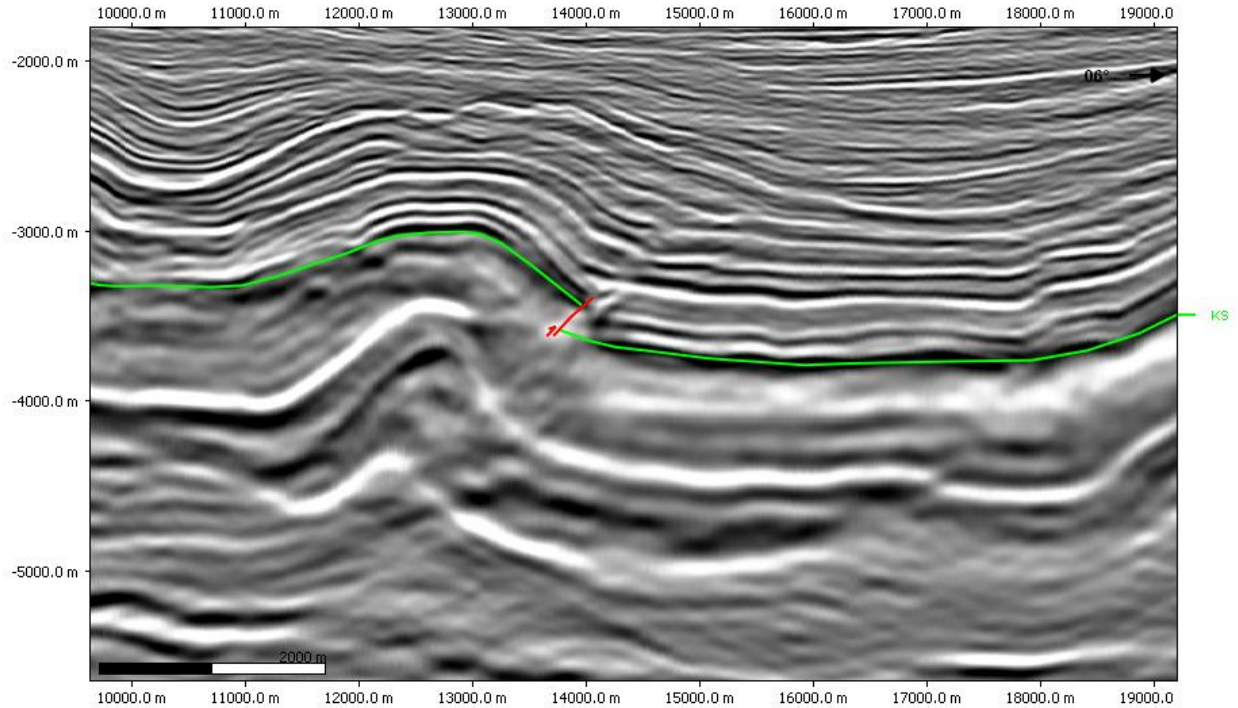


Figura 4.5 Sección sísmica SS_13 dirección SW-NE que muestra la cima del KS y con una línea roja se muestra la falla de tipo inversa presente en el horizonte.

Después de que se realizó la interpretación de la cima del KS se realizó una malla inicial con el propósito de identificar las anomalías provocadas por dicha interpretación. Para la generación de la superficie de la cima del Cretácico superior, se tomó en consideración la información de los pozos cercanos y a su correlación con las secciones en dirección SSW- NNE y WSW-ESE (figura 4.4), esto dio como resultado una malla que presentaba inconsistencias debido a que en algunos nodos no había conexión entre los segmentos, por lo que se procedió a rectificar la interpretación y se ajustó la posición de algunos nodos en ambas direcciones para que de esta manera pudieran coincidir con un modelo más cercano al contexto geológico propio del área, como se muestra en la figura 4.6.

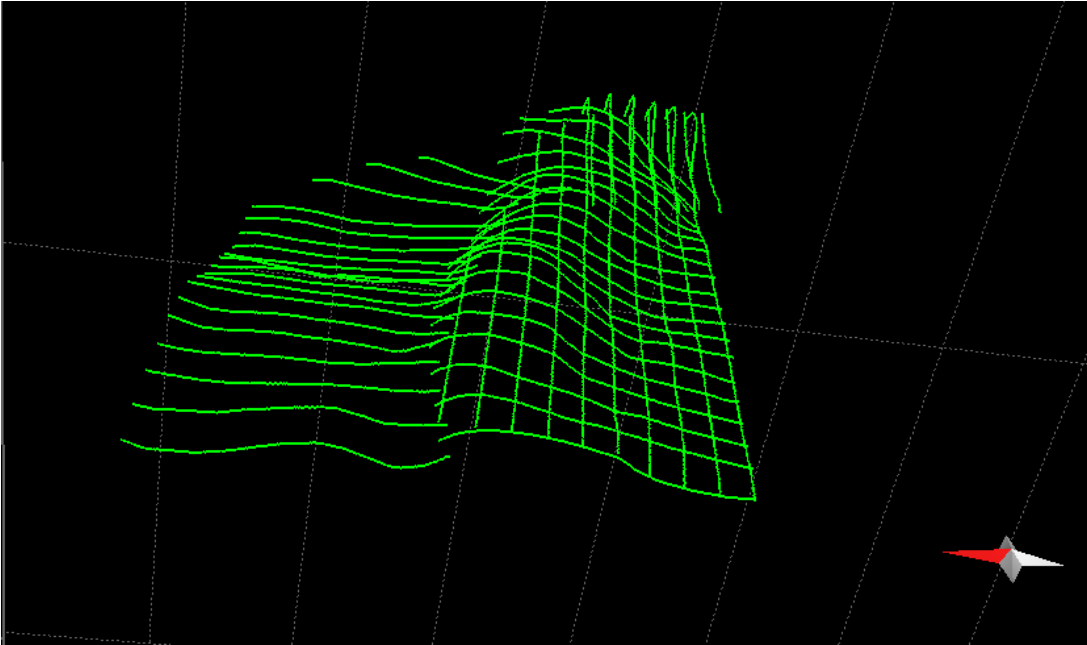


Figura 4.6 Visualización 3D de la malla resultante de la interpretación de la cima del Cretácico superior, mostrando el salto de falla existente.

Finalmente, para la generación de la superficie de la cima del Cretácico superior, se realizó una interpolación de la malla anterior, cuya función fue poblar de datos las celdas de la malla creada, posteriormente se le aplicó un proceso de suavizado con el objeto de que el modelo tridimensional fuera lo más continuo posible y así lograr una mejor visualización del conjunto de estructuras (altos y bajos estructurales).

Como resultado, se lograron construir varios perfiles con el correspondiente modelo tridimensional creado del horizonte del KS, que se muestra en la figura 4.7, donde se observa una estructura plegada abierta, de forma asimétrica con una vergencia hacia el suroeste pero conservando una geometría detachment a lo largo de la estructura, posee una orientación SSW-NNE del lado poniente, que cambia gradualmente a WSW-ESE conforme se acerca al lado oriente del campo, para el flanco delantero de la estructura se presenta un echado de aproximadamente 31° , mientras que para el flanco trasero se tiene un echado de 20° , la estructura se encuentra a una profundidad promedio de 3000 metros. Así mismo se puede observar una importante discontinuidad estructural que corresponde con una falla inversa donde se puede interpretar como el bloque de techo se cabalga sobre el bloque de piso. El salto de falla varía a lo largo de la estructura de entre 300 a 400 metros aproximadamente y posee un echado de 39° . Las estructuras son resultado de la acción de dos tipos de fases de deformación principales, uno a causa de un fallamiento regional lateral derecho que afectó a toda la región y el segundo a causa de esfuerzos tectónicos de deformación sin basamento involucrado.

De acuerdo con el análisis del horizonte del KS, se caracteriza por su composición litológica, con predominancia de rocas carbonatadas, las que corresponden con las principales rocas almacenadoras de hidrocarburos, por esta razón, son de especial interés para la industria petrolera.

Cima del Cretácico superior

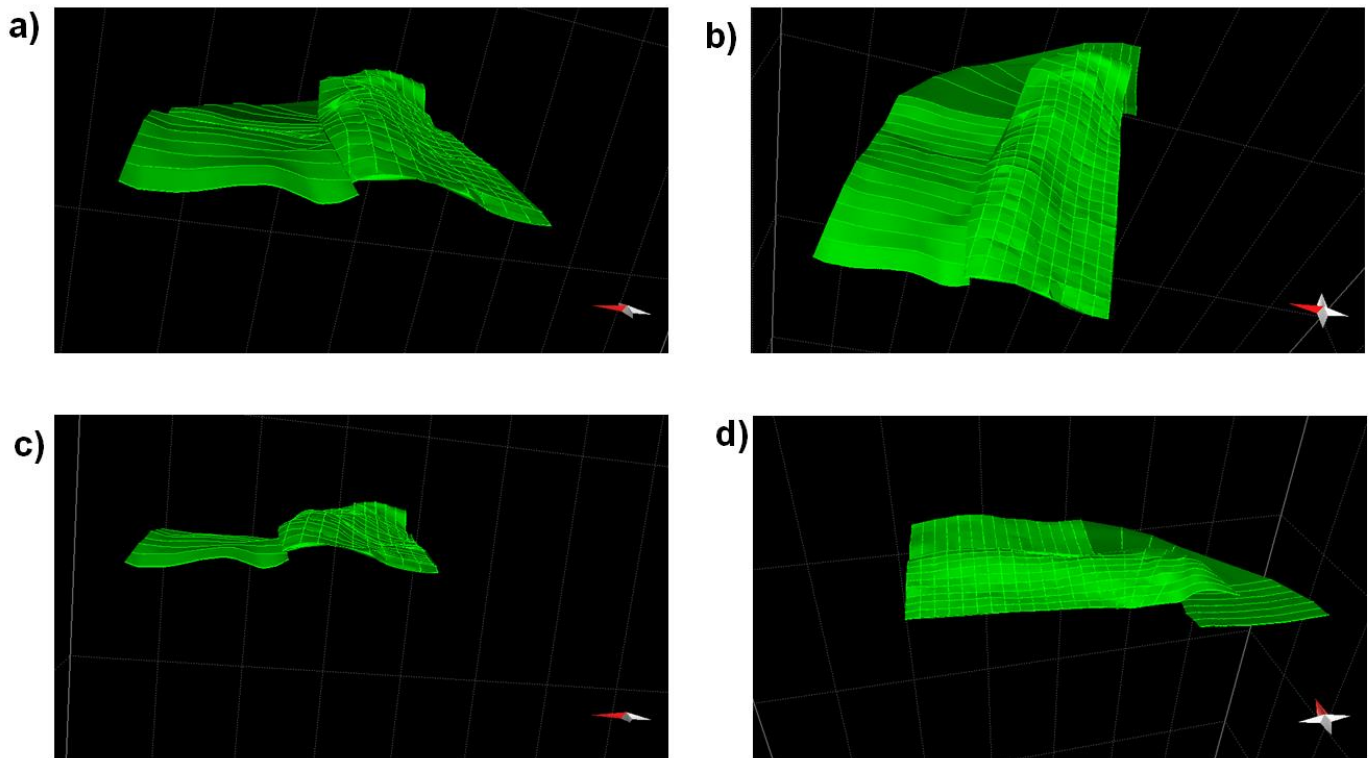


Figura 4.7 Visualización 3D del horizonte del Cretácico. En a) Se observa un pliegue anticlinal con una vista lateral donde se puede apreciar el salto de falla de igual manera que en la c), en la b) la vista es de manera aérea y se observa el cambio de dirección del pliegue y en la d) se observa la estructura vista de forma frontal.

4.4 Interpretación de horizonte Jurásico superior Tithoniano

Para la interpretación del Tithoniano se utilizó la misma metodología de trabajo que en el horizonte del KS, pro en este caso, se tomó como criterio de interpretación la respuesta de un reflector asociado a un máximo con polaridad negativa, cuya diferencia principal del KS, es que el JST presenta mayor continuidad lateral con un bajo contraste acústico de baja amplitud, comparado con los horizontes que se encuentran por arriba y por abajo del nivel estratigráfico, esto es debido a que se tiene presencia de material arcilloso en este horizonte; mismo que ha sido corroborados por datos petrofísicos de pozos cercanos al área. La presencia de este

material indica que existió un ambiente de baja energía, relacionado a un ambiente de cuenca, en donde predominó la sedimentación de sedimentos de grano fino, de esta manera las secuencias sedimentarias del Tithoniano se distinguen por haberse acumulado cuando las condiciones tectónicas eran estables, por lo que estas rocas no se deformaron hasta cientos de años más tarde.

Como se observa en la figura 4.8, siguiendo el mencionado reflejo máximo negativo, se puede identificar con claridad la cima del Tithoniano a una profundidad promedio de 3700 metros en una estructura con orientación SSW-NNE; corresponde con una estructura plegada con una geometría detachment asimétrica con una vergencia del plano axial hacia el suroeste, siendo disarmónico con respecto al horizonte del KS, la que se explica debido a la presencia de material dúctil en la parte inferior que provoca diferencias en el estilo de plegamiento. El flanco delantero presenta un echado de 42° , mientras que el flanco trasero tiene un echado de 30° , por lo que decimos que se trata de un pliegue abierto con un ángulo interflancos de 108° aproximadamente. De igual manera se puede observar una discontinuidad estructural que corresponde con un fallamiento de tipo inverso, donde se puede apreciar con claridad como el bloque de techo se levanta y sobrepone al bloque de piso; el salto es de aproximadamente 280 metros y presenta un echado promedio de 35° .

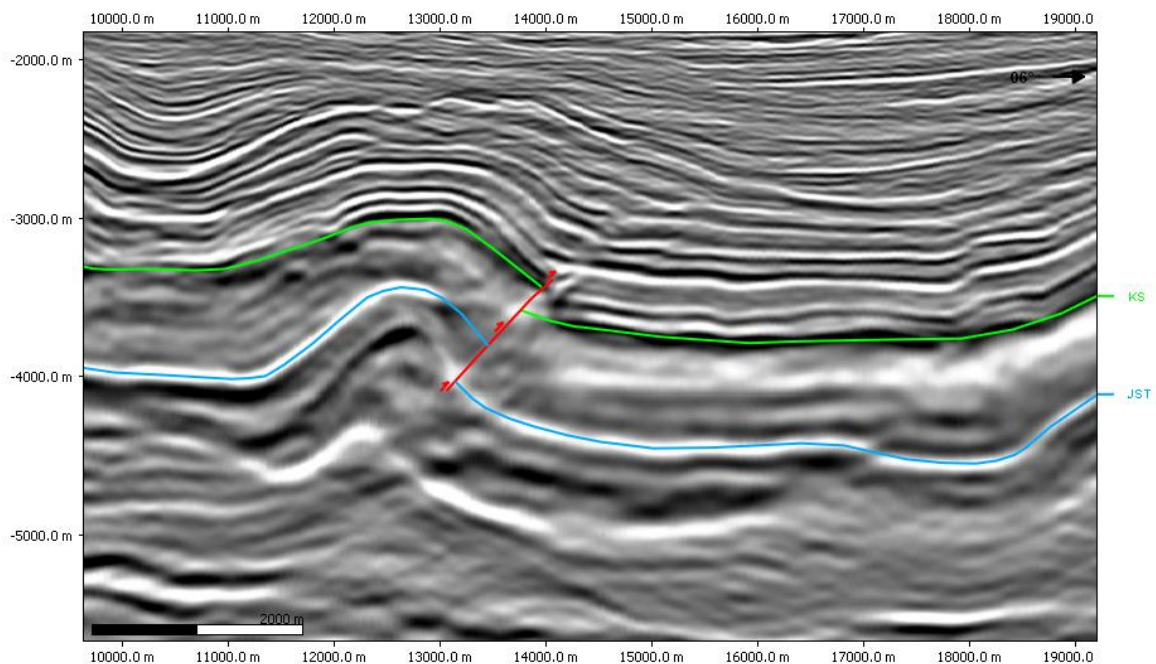


Figura 4.8 Sección sísmica con la cima del Jurásico superior Tithoniano (indicado en color azul celeste).

Utilizando la metodología antes descrita para el KS se generó una malla inicial considerando los pozos cercanos y la interpretación inicial de las secciones en dirección SSW-NNE, de igual forma se encontraron inconsistencias por lo que se reinterpretó y se ajustaron los nodos necesarios para obtener una superficie lo más continua posible.

Finalmente, para la creación de la superficie se utilizó una metodología similar empleada para la interpretación del horizonte del KS, por lo que se realizó un interpolado para poblar de datos las celdas de la malla creada y un suavizado para lograr una superficie lo más continua y apegada al contexto geológico del área.

Como resultado del procesamiento de datos, se obtuvieron las estructuras de las figuras 4.9 y 4.10, en donde se observa la superficie creada para la secuencia del Tithoniano, con su distribución espacial y sus características frontales. En ambas figuras podemos observar una estructura plegada orientada SSW-NNE que se encuentra a una profundidad promedio de 3700 metros, con una geometría de tipo detachment asimétrico con una vergencia de su plano axial hacia el suroeste que se mantiene a lo largo de la estructura, presenta un echado que varía de los 42° a los 19° para su flanco delantero, mientras que para su flanco trasero el echado es de aproximadamente en 33°, esto probablemente debido al material dúctil que se encuentra por debajo del horizonte, que se caracteriza por estar constituido de calizas arcillosas ricas en materia orgánica. También se observa una discontinuidad estructural que corresponde a una falla inversa, la que tiene un salto de falla de aproximadamente 280 metros, se puede apreciar con claridad el cabalgamiento del bloque de techo hacia el bloque de piso.

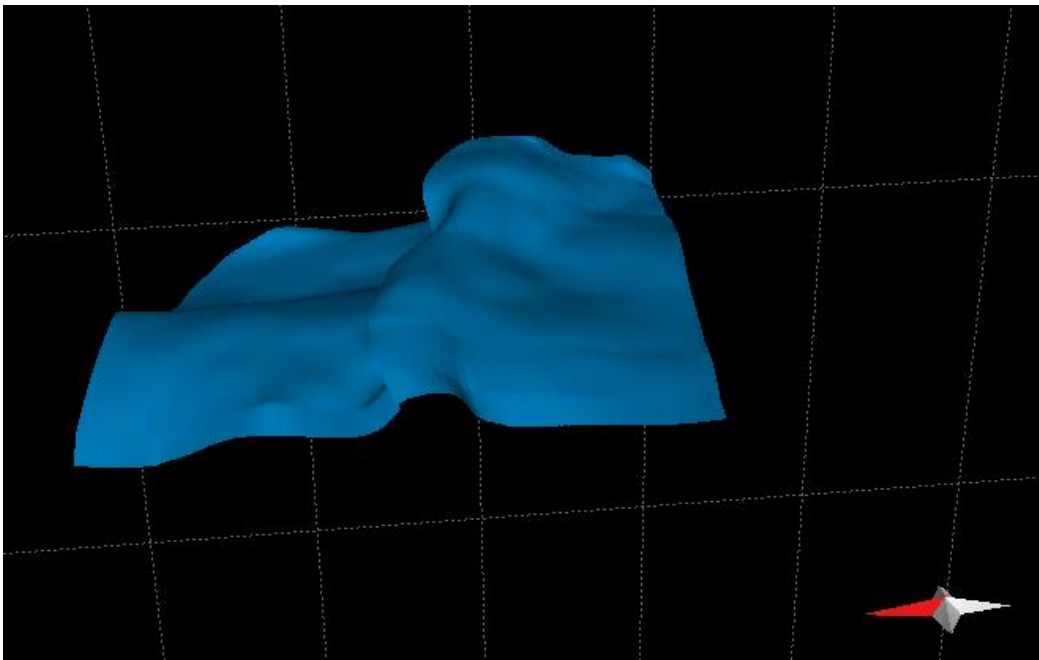


Figura 4.9 Visualización 3D en vista lateral del horizonte estratigráfico del Tithoniano.

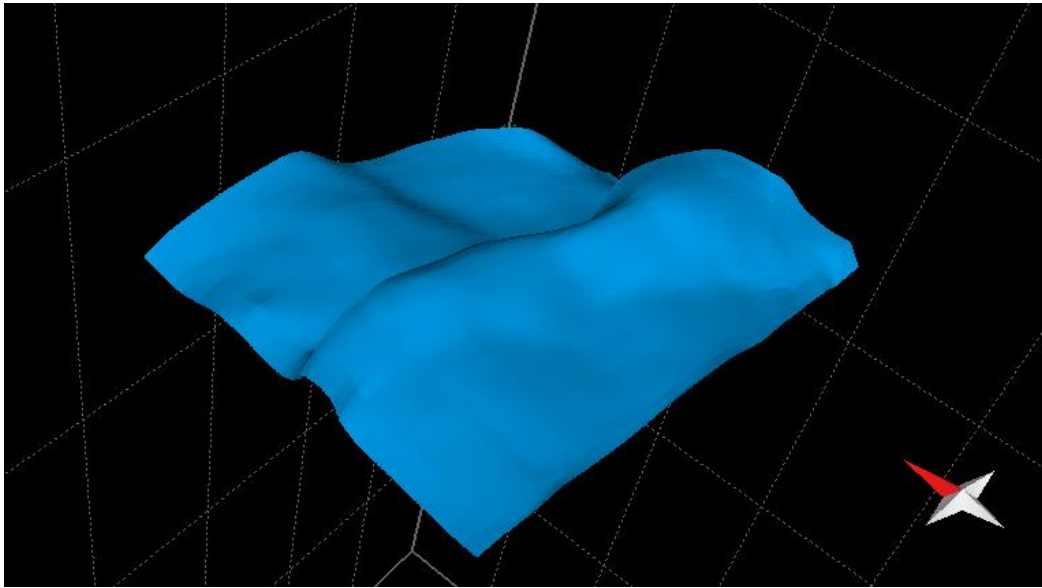


Figura 4.10 Visualización frontal de la superficie del horizonte estratigráfico del Tithoniano

La estructura geológica es de gran importancia en el ámbito petrolero como trampa petrolera, y la secuencia sedimentaria es importante por su litología como roca generadora de hidrocarburos, a que las secuencias sedimentarias del Tithoniano constituyen el principal elemento generador de hidrocarburos de las Cuencas del Sureste. Su espesor varía de los 100 a los 400 metros, con una riqueza orgánica del 4%, por lo que es considerada como responsable de la generación de aceite ligero y mediano en la zona. La componente estructural es importante para la caracterización de la trampa, además de que algunas estructuras favorecen la migración de hidrocarburos, como ocurre a través de fallas, fracturas y discordancias.

4.5 Interpretación de horizonte Jurásico superior Kimmeridgiano

Para la interpretación de la secuencia sedimentaria del Kimmeridgiano al igual que para la secuencias anteriores se tomaron como referencia la información proporcionada de pozos cercanos para realizar la correlación correspondiente. De igual manera que en los casos anteriores, se tomó en consideración que se trata de una secuencia caracterizada por presentar amplitudes altas y polaridad positiva, lo que corresponde a un alto contraste acústico, que se explica por la presencia de una secuencia sedimentaria compuesta de intercalaciones de horizontes carbonatados y con horizontes arcillosos. La interpretación fue realizada con las secciones sísmicas de dirección SSW-NNE con un espaciamiento de 400 m entre ellas, pero debido a la presencia de sal alóctona no fue posible la creación de la malla y de la superficie, ya que no fue posible mantener su continuidad.

En la figura 4.11 se puede observar la secuencia sedimentaria del Kimmeridgiano en color azul celeste por debajo del horizonte del Tithoniano en una estructura de orientación SSW-NNE que se encuentra a una profundidad aproximada de 3800 metros. De igual forma que en los casos anteriores, se trata de un plegamiento con una geometría de tipo detachment, de forma asimétrica que tiene una vergencia del plano axial hacia el suroeste. Es importante señalar que el horizonte mantiene una forma paralela con respecto a los horizontes subyacentes pero el espesor de este horizonte puede llegar a variar considerablemente a lo largo del campo, debido a que este se encuentra más próximo al nivel de la sal alóctona la cual está asociada a los movimientos que causaron el basculamiento asociado al primer evento de deformación ocurrido en la zona. Así mismo, presenta una discontinuidad estructural correspondiente a un fallamiento inverso, donde claramente se observa como el bloque de techo se sobrepone al bloque de piso. La falla tiene un echado de 35° y con un salto de aproximadamente 300 metros, que a diferencia de los horizontes anteriores esto llega a variar en grandes proporciones a lo largo de la estructura en gran medida a causa del basculamiento provocado por el movimiento de la sal.

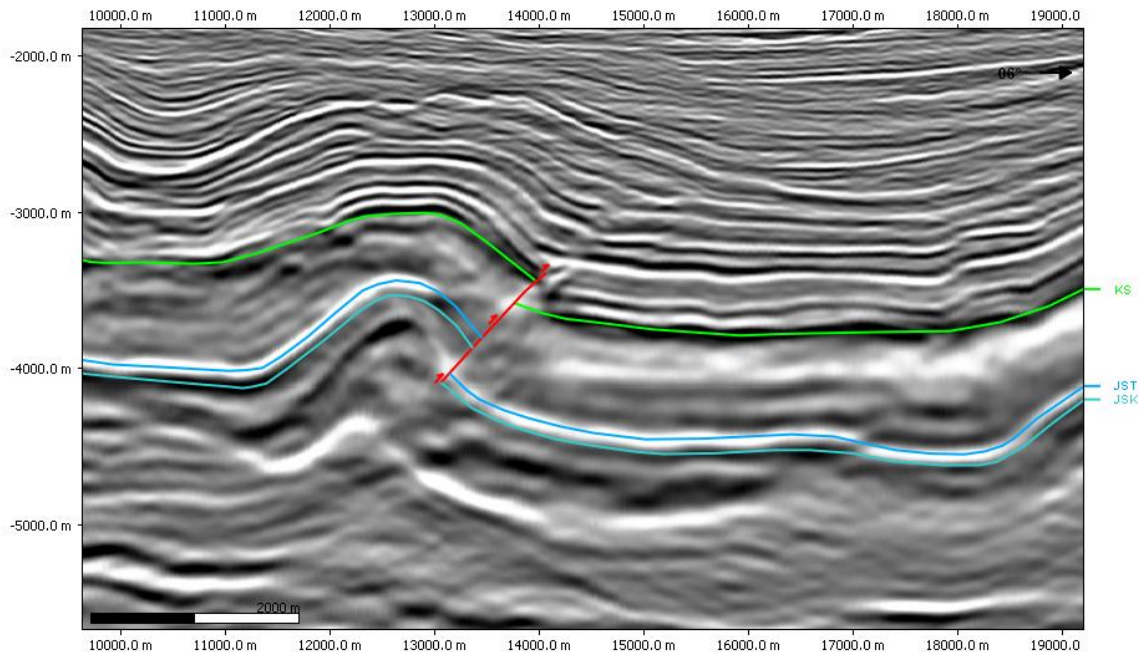


Figura 4.11 Sección sísmica dirección SW-NE donde se aprecia la cima del Jurásico superior Kimmeridgiano (indicado en azul cian).

Como resultado de la interpretación de los componente estructurales anteriores, se puede afirmar que se trata de un pliegue abierto de tipo detachment nucleado por sal alóctona en el segmento donde se encuentra la secuencia sedimentaria con comportamiento dúctil; también se tiene una falla inversa, donde el bloque de techo se ve claramente por arriba del bloque de piso.

4.6 Interpretación de fallas

Como parte de la interpretación de las secciones sísmicas, se realizó el mapeo de las fallas principales que se encuentran en el área estudiada. Una vez realizada la identificación de las fallas principales y sus límites, se llevó a cabo un análisis de la geometría de las estructuras, que incluye la forma, la orientación y el tamaño de la estructura principal. Es importante tener en consideración la presencia de la secuencia sedimentaria salina, la que al moverse contribuyó a la formación de las estructuras, pero sobre todo se debe considerar lo que corresponde al principal nivel de despegue, que es la superficie por la cual los materiales sedimentarios se deslizan. Debajo de esta superficie se tienen depósitos de sal denominados “salt rollers”, que en algunos casos están asociados a diapiros.

En la figura 4.12 podemos observar las secuencias estratigráficas del Cretácico, del Tithoniano y Kimmeridgiano en una sección tomada en dirección SW-NE de la parte poniente del campo, cuya localización se muestra en la parte inferior derecha de la figura. Las secuencias presentan un plegamiento con una geometría detachment de manera asimétrica con una vergencia de su plano axial hacia el suroeste, se puede apreciar que mantienen cierto paralelismo entre sí, sin embargo, existe un cambio de espesores a causa del movimiento del material dúctil que subyace a las secuencias de mayor complejidad mecánica. El pliegue tiene en promedio un echado para el flanco delantero de 35° y de 25° para el flanco trasero, que está afectado por una falla inversa de aproximadamente 300 metros de desplazamiento neto, que está asociada a una geometría de pliegue por flexión de falla donde la superficie de despegue o “*decollement*” se caracteriza por estar compuesta de rocas evaporíticas, lo que favoreció el mayor desplazamiento del bloque de techo sobre el bloque de piso, lo que se puede visualizar mejor en la figura 4.12, siendo el flat inferior la superficie de despegue que debido a las fases de deformación producto de los diferentes sistemas de esfuerzos, ocasionaron el desplazamiento de los materiales sobre el plano de falla, lo que favoreció el desarrollo de la rampa y la geometría de la cabalgadura.

Finalmente, cuando los esfuerzos dejaron de actuar, terminó el movimiento de la falla, dejando a las secuencias con un flat superior, tal como se muestra en la figura 4.12. Para el área poniente del campo, el flat inferior se ubica en las secuencias del Calloviano, a una profundidad aproximada de 5300 metros, mientras que el flat superior se interpretó en las secuencias del Oligoceno medio, a una profundidad de 3000 metros, mientras que para la parte oriente, el flat inferior se ubicó de igual forma en el Calloviano a una profundidad de 5400 metros, mientras que el flat superior se ubicó en el Eoceno superior, a una profundidad de 3000 metros, este gran salto se debe a la falla regional que afecta directamente al campo, además de la influencia de un sistema de fallas de tipo lateral derecho.

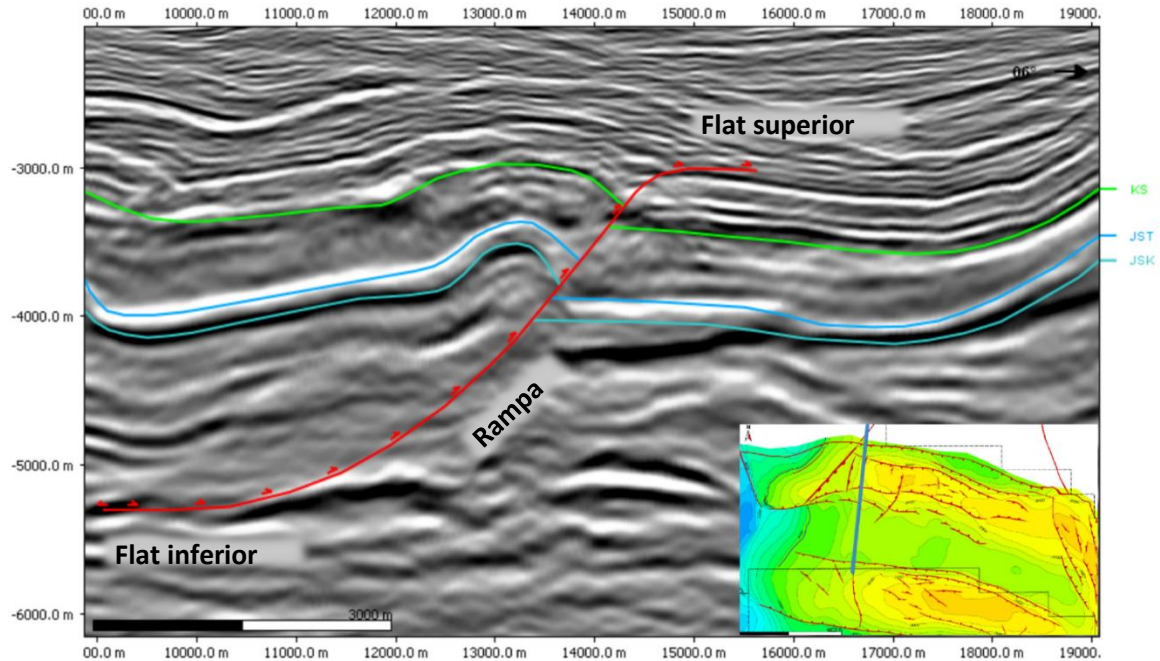


Figura 4.12. Sección sísmica con la interpretación sísmica en profundidad, donde se observa la rampa y flat en el campo. La localización de la sección estudiada se muestra en color azul.

Una vez que se interpretaron los principales rasgos estructurales, como la rampa y los flats de todas las secciones sísmicas, se generó de igual una malla que pudiera modelar a las fallas a lo largo del campo, procurando seguir lo más posible la tendencia de la estructura, pero realizando una correlación entre las secciones S-N y E-W, por lo que se hicieron coincidir los nodos para una mejor la visualización como se muestra en la figura 4.13 y 4.14.

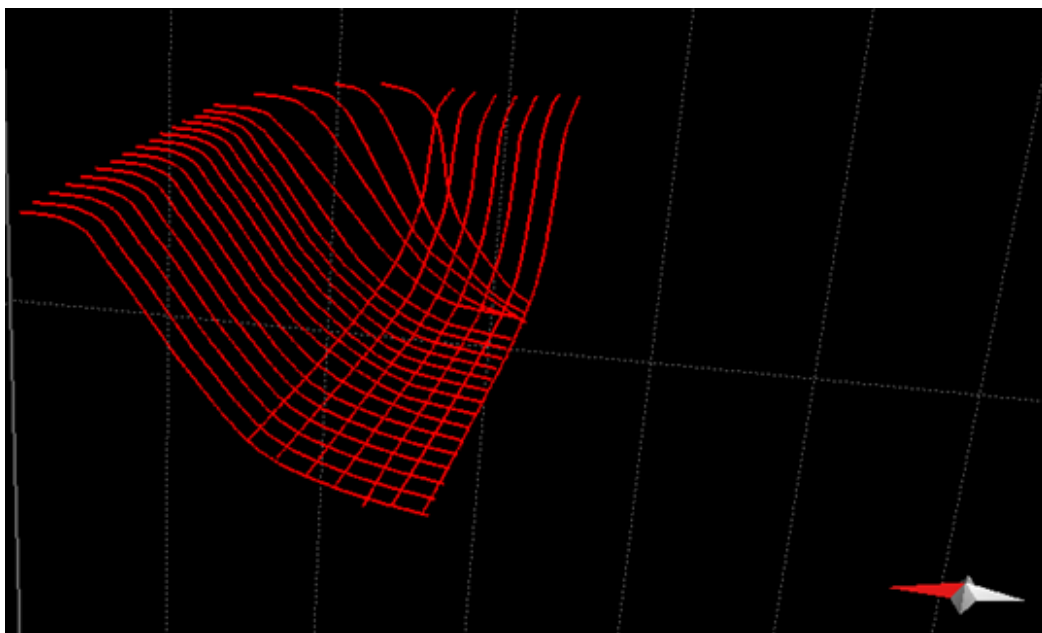


Figura 4.13 Visualización de la malla realizada para la estructura de manera frontal.

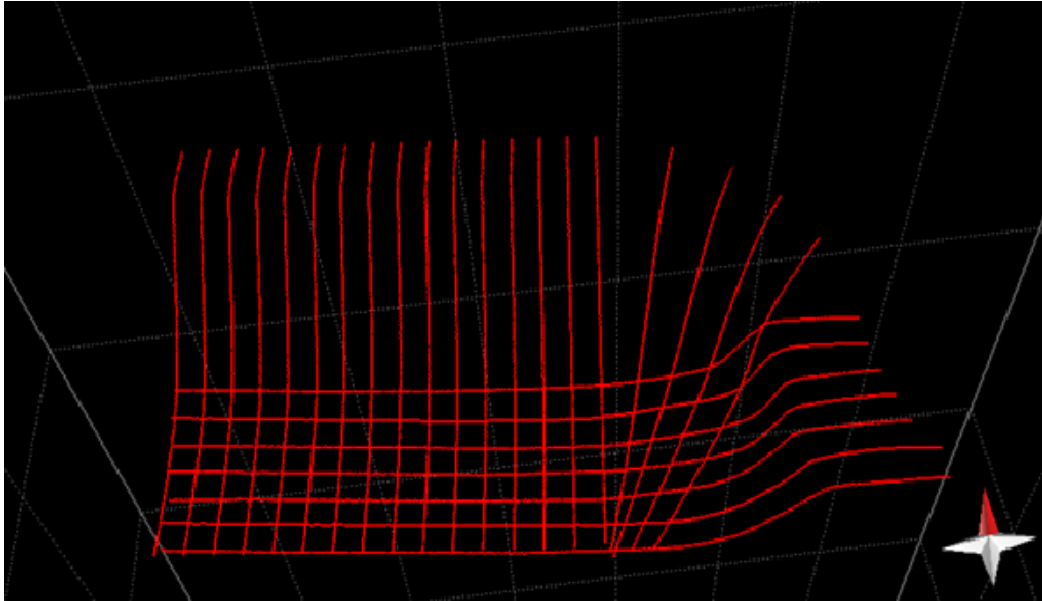


Figura 4.14. visualización de la malla realizada de la estructura de manera lateral

Posterior a la creación de la malla, se realizó un interpolado de datos y se generó una superficie tridimensional que permitiera visualizar la estructura, de igual forma se aplicó un suavizado para lograr una superficie lo más continua posible como se observa en la figura 4.15, esto fue de gran utilidad ya que permitió apreciar el estilo del fallamiento que predomina en la zona de estudio, donde la falla representada en color rojo corresponde a una geometría de pliegue por flexión de falla.

En la figura 4.15 podemos observar el resultado de la superficie creada, se trata de una falla inversa que presenta una geometría en curva, la que tiene una orientación SSW-NNE en la parte poniente del campo, la cual va cambiando de manera gradual conforme se acerca al lado oriente del campo donde su orientación es WSW-ENE. Tiene una longitud aproximada de 14 kilómetros, con un echado de 39° ; para los flats, estos se encuentran a una profundidad de 5400 metros (flat inferior) y de 3000 metros para su flat superior. Es importante señalar que el estilo estructural se mantiene constante a lo largo del campo, que se caracteriza por tener un gran pliegue con un nivel de despegue principal, que corresponde con flat inferior, el que se caracteriza por su desarrollo en material dúctil en su mayoría, ya que se compone de rocas evaporíticas, las cuales, a causa de los esfuerzos sufridos en el área favorecieron el mayor transporte de los distintos niveles estratigráficos ocasionados por la falla y al mismo tiempo el mayor desarrollo del pliegue.

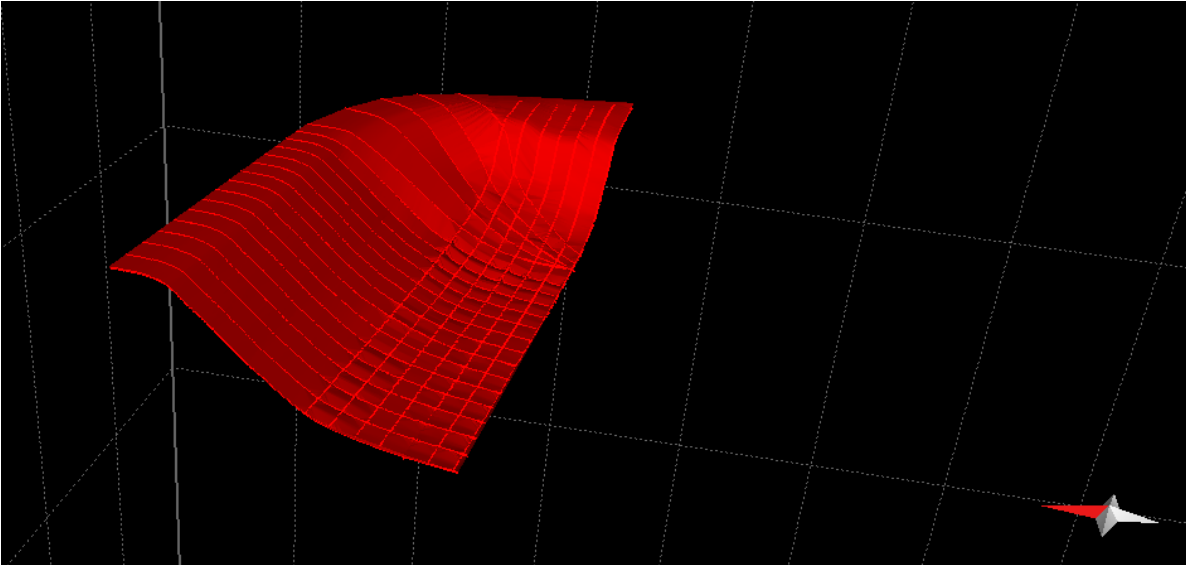


Figura 4.15 Visualización tridimensional de la superficie de la falla, que muestra el estilo estructural de la estructura.

Las estructuras geológicas son de gran importancia para la industria petrolera debido a que la geometría de pliegue por flexión de falla conforma pliegues cabalgados lo que constituyen trampas estructurales de hidrocarburos, que se caracterizan por constituir receptáculos cerrados donde las rocas almacenadoras están rodeadas hasta cierto nivel por rocas impermeables, lo cual impide la migración de los hidrocarburos. De igual manera gracias a su geometría, se pueden interpretar donde se ubican las zonas de mayor o menor deformación (fracturas), las cuales están relacionadas con la permeabilidad y a su vez la productividad.

4.7 Interpretación de secciones

La interpretación de los horizontes permitió conocer las características estructurales generales de la zona y definir la posición-dirección de seis secciones sísmicas representativas para realizar el análisis estructural, por tal razón se decidió trabajar en el análisis dos direcciones preferenciales; una dirección perpendicular a la estructura y otra paralela a la estructura (figura 4.16). Las primeras tres tienen dirección SSW-NNE, debido a que estas son de gran utilidad para delimitar la geometría y así obtener una mejor definición de la estructura y de los eventos de deformación que sufrió el campo, mientras que las otras tres son en dirección WSW-ESE, que permiten completar el análisis.

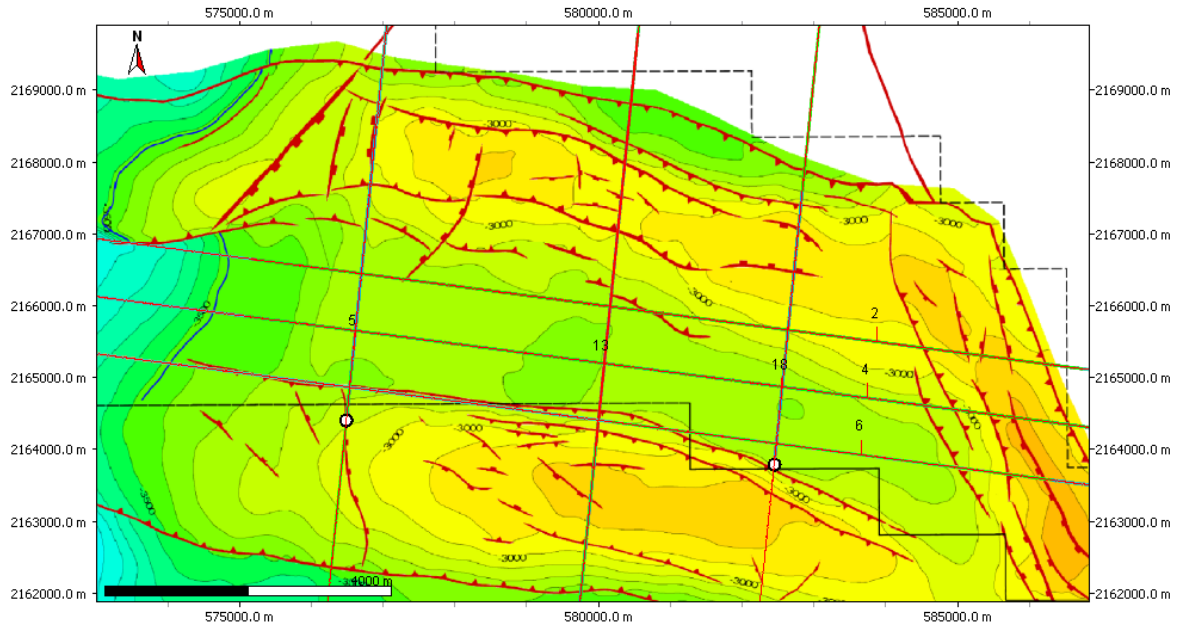


Figura 4.16 Secciones seleccionadas en las dos direcciones preferenciales de la estructura, donde las secciones 5, 13 y 18 se encuentran en dirección SSW-NNE y las secciones 2,4,6 se encuentran en dirección WSW-ESE

4.7.1 Secciones sísmica de dirección SSW-NNE (5, 13 y 18)

Durante la interpretación de horizontes, se identificaron fallas y pliegues correspondientes específicamente a la parte poniente de la zona de estudio, donde se aprecia de mejor manera la geometría y disposición de la estructura.

En las secciones correspondientes a las figuras 4.17, 4.18 y 4.19, se pueden observar como las secuencias del Cretácico, Tithoniano y Kimmeridgiano orientadas en dirección SSW-NNE presentan un plegamiento con geometría buzante de tipo detachment asimétricos, con una vergencia del plano axial hacia el suroeste. En la figura 4.18 los horizontes se mantienen paralelos entre sí, mientras que en las figuras 4.17 y 4.19 podemos ver de mejor manera que los pliegues son disarmónicos debido a un notorio cambio de espesores, esto a causa del ascenso de materiales dúctiles, correspondientes con rocas evaporíticas que extruyen alterando la disposición original de los estratos. El echado promedio del sector frontal del pliegue es de 38° , mismo que se puede apreciar en las figuras 4.17 y 4.18, mientras que para la figura 4.18 el echado frontal es de 30° . Por otro lado, para el echado trasero del pliegue, que se puede apreciar en las figuras 4.17 y 4.18 se mantiene de igual forma en 24° promedio, mientras que para la figura 4.19 es de 20° .

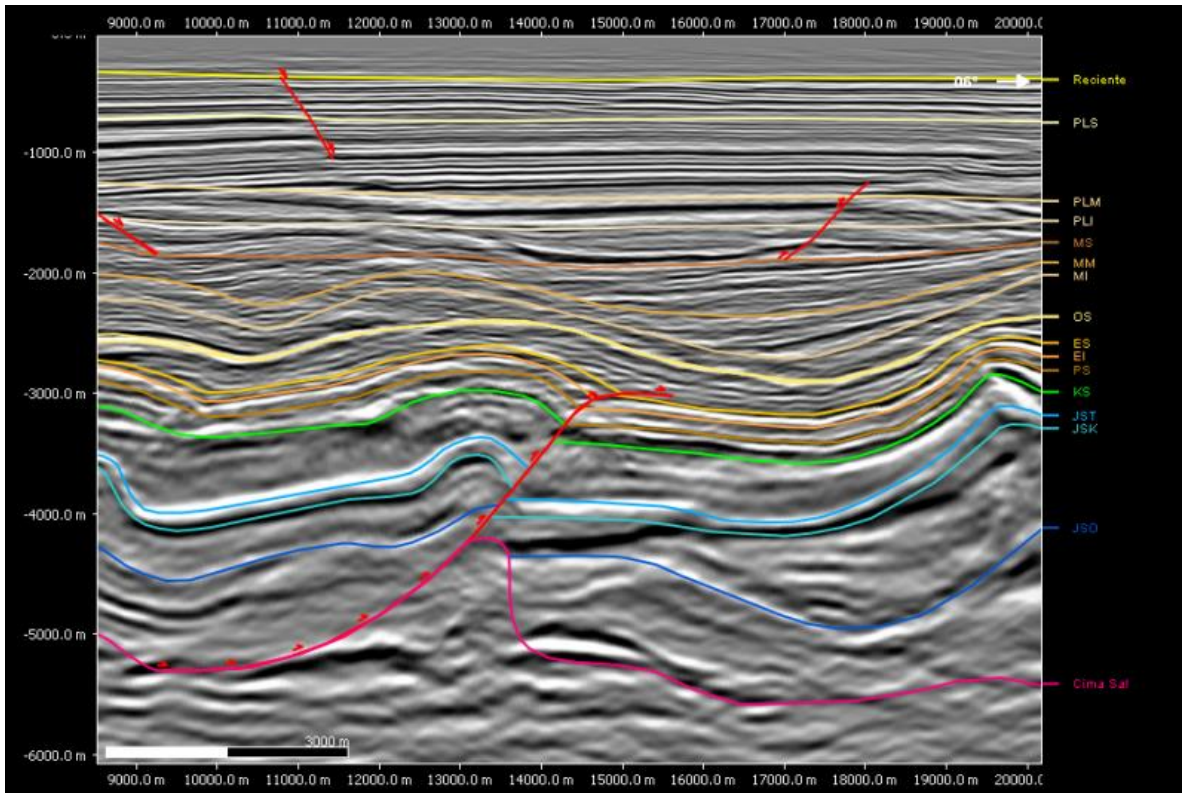


Figura 4.17 Ubicado en la parte Poniente del campo con dirección SSW-NNE, donde se aprecia el cambio de espesores a nivel UI correspondiente al Jurásico.

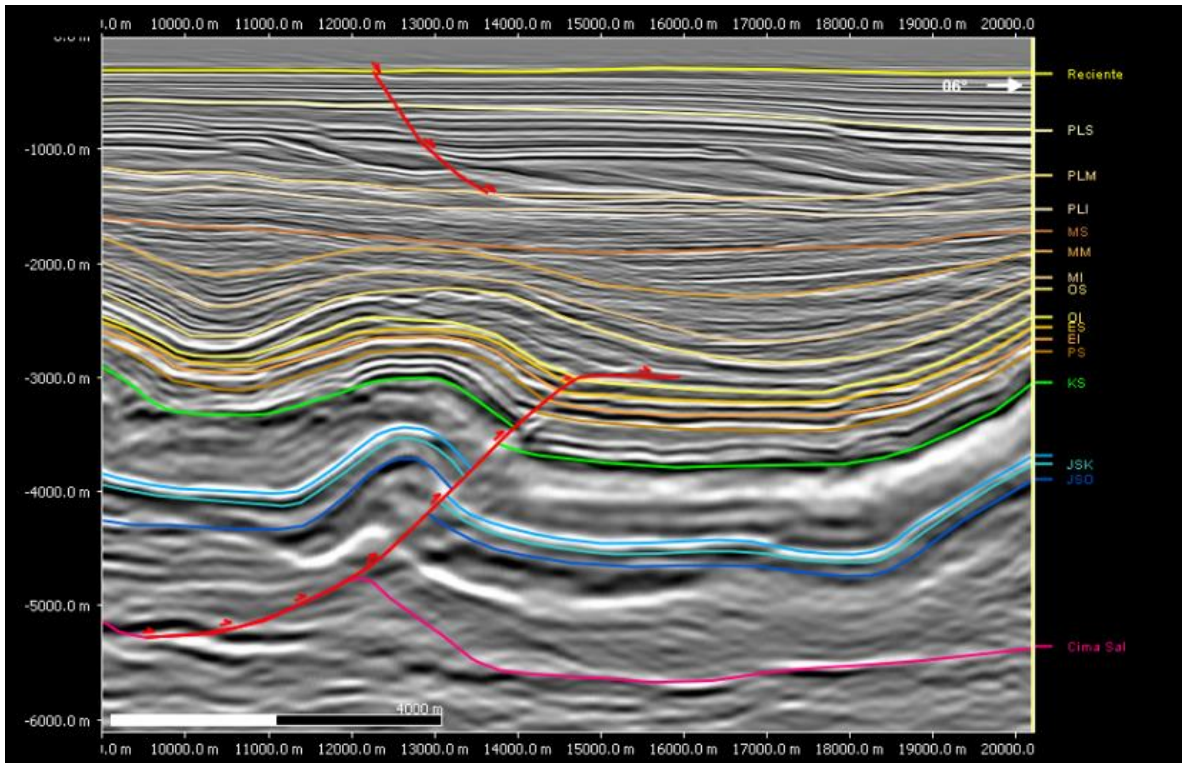


Figura 4.18 Parte central del pliegue, en una sección con dirección SSW-NNE

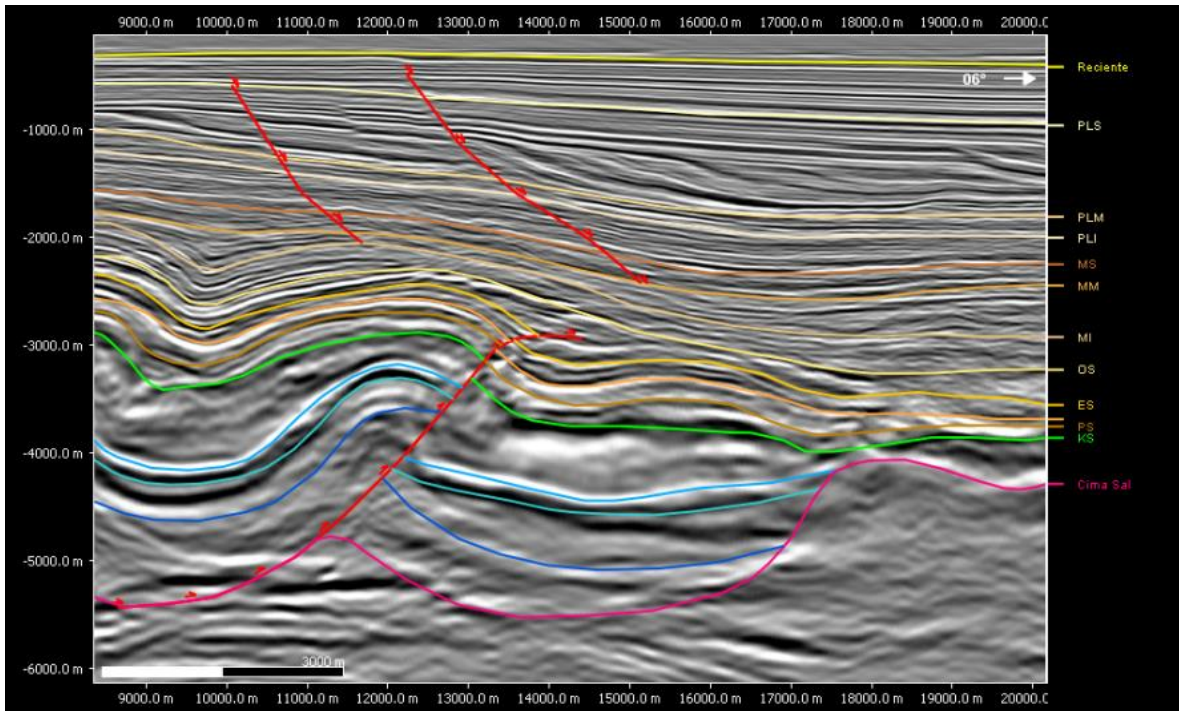


Figura 4.19 Sección ubicada en la parte Oriente del campo con dirección SW-NE, donde se observa un cuerpo posiblemente salino del lado derecho el cual coincide con la geometría curva de la estructura.

Para el análisis de la estructura en las figuras 4.17, 4.18 y 4.19, se encontró la presencia de una discontinuidad asociada a un fallamiento inverso, con un salto de falla que de acuerdo al sector analizado, varía de 250 a 330 metros. El pliegue tiene una geometría que corresponde a un pliegue por flexión de falla que permanece constante a lo largo del campo, cuyo nivel de despegue (flat inferior) se encuentra en la cima del horizonte de la sal Calloviana a una profundidad de 5300 metros aproximadamente, que se caracteriza por presentar una respuesta sísmica caótica y polaridad alternada, así mismo, como parte de la estructura, se tiene la parte correspondiente a la rampa, la cual se encuentra sobre por materiales dúctiles, lo que facilitó el movimiento, en este caso de las unidades del Jurásico superior, que están conformadas por limolitas y lutitas; así como calizas arcillosas. De igual manera, en las figuras 4.17, 4.18 y 4.19, podemos observar las estructuras tipo "roller" que se desarrollaron en las secuencias salinas que se encuentran por debajo de la estructura de la rampa y sirven como principal fuente de material dúctil que favoreció que el bloque de techo se desplazara hasta el flat superior localizado a una profundidad de 3000 metros, apreciable en el horizonte del Oligoceno.

Se puede interpretar que el inicio de la deformación comenzó con la formación de los pliegues, la que ocurrió durante el Oligoceno, concordando con el evento de deformación compresivo Laramídico, que probablemente terminó en el Mioceno medio. El otro evento de deformación corresponde al evento compresivo

Chiapaneco (Orogenia Chiapaneca), la que influyó en gran medida en establecer la geometría y configuración final de las estructuras geológicas del campo.

Por otro lado, en la parte superior de las secciones, es posible interpretar la presencia de fallas normales, las cuales se asocian al último evento de deformación que ocasionó extensión.

4.7.2 Secciones sísmicas de dirección W-E (2, 4 y 6)

Para la interpretación de la parte oriente del campo, al igual que en el caso anterior, se estudiaron tres secciones paralelas al eje del pliegue, en este caso orientadas en dirección WSW-ENE, las que se interpretaron como complemento, ya que en esta dirección no es tan visible visualizar la estructura principal de manera óptima.

En las secciones sísmicas correspondientes a las figuras 4.20, 4.21 y 4.22, podemos apreciar la geometría de un pliegue anticlinal asimétrico con una ligera vergencia hacia el sureste y disarmónicos, que presenta cambios de espesores notables ocasionados por la presencia de rocas salinas poco densas que ascienden a la superficie empujando a los estratos que están encima; tiene un echado para su flanco que cambia de 36° , como se aprecian en las figuras 4.20 y 4.21, así mismo, se observa una discontinuidad principal que corresponde con la falla principal. la que tiene influencia en esta dirección. Se trata de un fallamiento inverso donde el bloque de techo se desplaza considerablemente debido a la presencia de diapirismo en la zona del fallamiento.

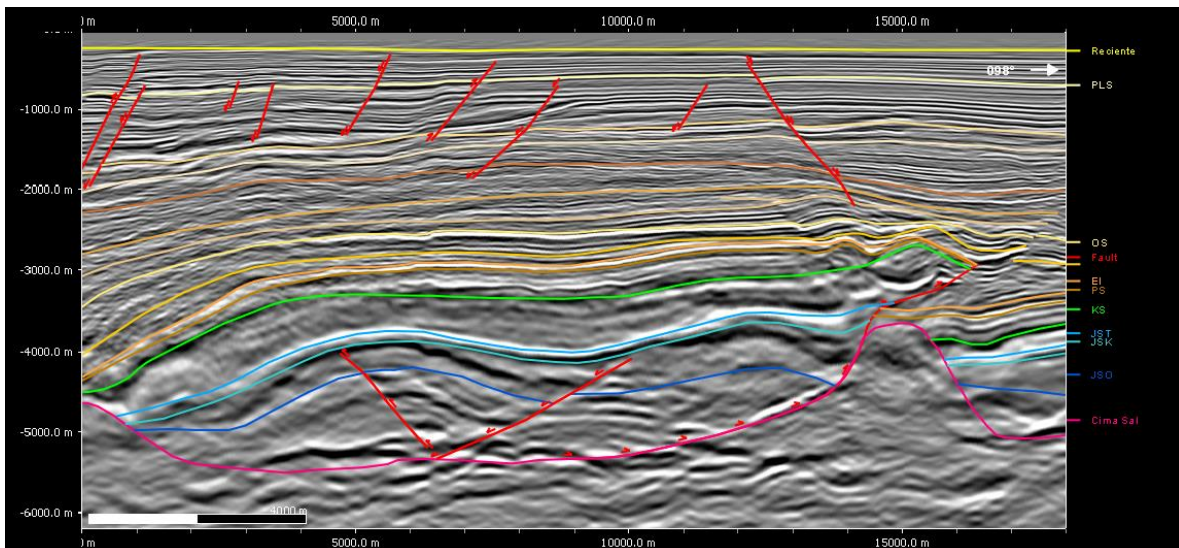


Figura 4.20 Sección sísmica estructural 2, de dirección W-E. Posible cuerpo de sal indicado de color rosa y estructura de tortuga visible.

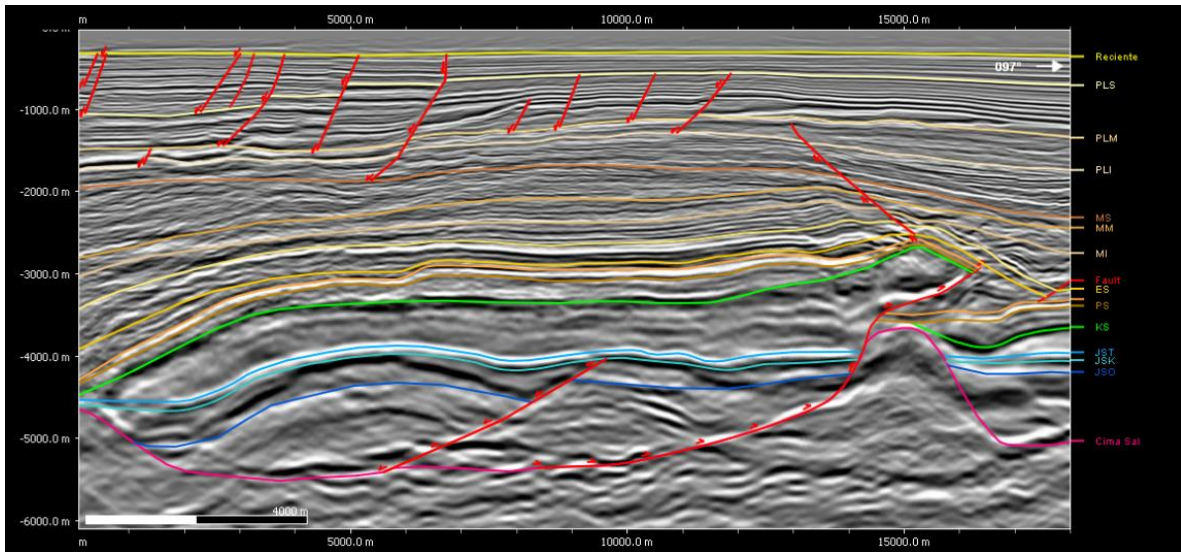


Figura 4.21 Sección sísmica estructural 4 dirección W-E.

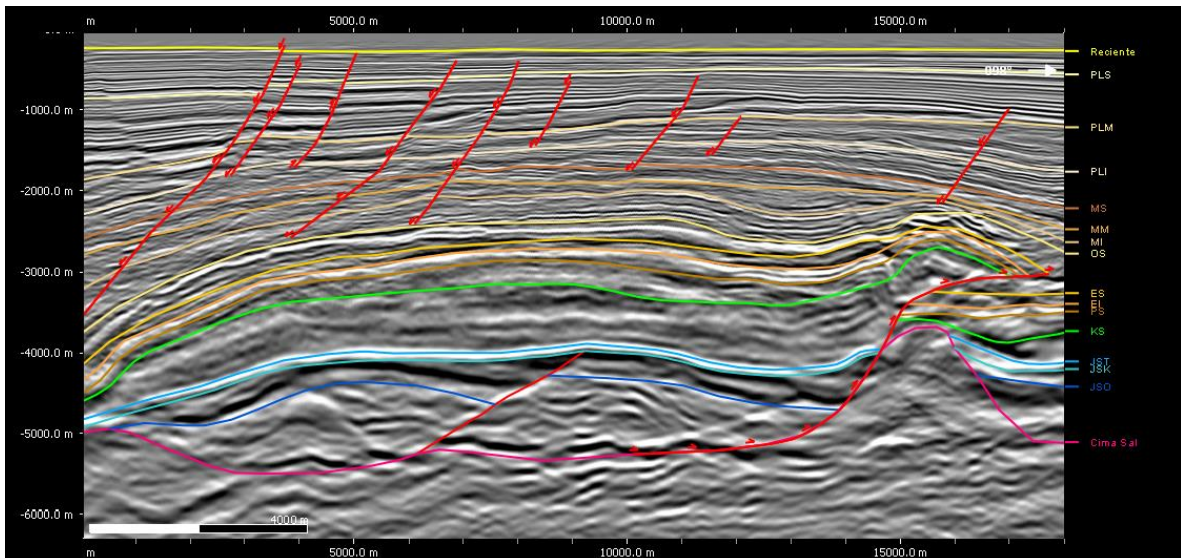


Figura 4.22 Sección sísmica estructural 6 dirección W-E.

Tomando en cuenta lo anterior, se puede afirmar que el área de estudio se encuentra entre dos límites estructurales, al oeste por una falla regional con la cuenca de Comalcalco y al este por otra falla con la cuenca de Macuspana; este tipo de límites estructurales favorecieron el desarrollo de la estructura caparazón de tortuga o "Turtle back structure". El anticlinal principal se desarrolló a medida que se expulsó la sal durante el depósito de las secuencias sedimentarias terrígenas. Se caracterizan por el adelgazamiento hacia los extremos y un marcado engrosamiento en su parte central, tal como lo podemos ver en las figuras 4.20, 4.21 y 4.22.

En las secciones 2, 4 y 6 (figuras 4.20, 4.21 y 4.22), se puede observar la estructura correspondiente a un pliegue por flexión de falla; en el lado este de la sección se aprecia que el flat inferior tiene una profundidad aproximada de 5300 metros y su nivel de despegue se encuentra ubicado en el horizonte correspondiente la sal Calloviana; la presencia de material evaporítico favoreció el desarrollo del pliegue. Se debe de tomar en consideración que la secuencia salina constituye el nivel de despegue relacionado con el movimiento de las secuencias previamente depositadas, por otro lado, el flat superior se localiza en el horizonte del Eoceno medio, a una profundidad promedio de 2900 metros, que corresponde a un sistema cabalgado hacia el lado oriente del campo, donde además está afectado directamente por un diapiro de sal emergente.

Para la interpretación del sector oriental del campo, se tomaron en cuenta los eventos de deformación principales, uno que originó estructuras plegadas con orientación SSW-NNE, que se modificaron por el movimiento de la sal; el segundo evento propició el desarrollo de una serie de fallamientos laterales derechos orientados NNW-SSE, que causaron un cambio en la orientación y geometría de las estructuras. Otro evento relevante que contribuyó a la deformación corresponde con tectónica salina, que debido al movimiento de gruesos horizontes de sal y al depósito de una gruesa cubierta sedimentaria acumulada durante el Mioceno, se movilizó la sal y contribuyó significativamente en el desarrollo de las estructuras, y, en consecuencia, con la configuración final de las estructuras.

4.8 Modelo estructural 3D

La integración de los horizontes y las discontinuidades estructurales estudiadas permitió definir el marco estructural y la elaboración de una imagen tridimensional representativa con las principales estructuras, distinguiéndose un pliegue y a una falla inversa (figura 4.23). La superficie de referencia del Tithoniano marcada en color azul y la del Cretácico superior en color verde, representan la topografía de la superficie de cada horizonte geológico y su nivel de deformación. Para el horizonte del Kimmeridgiano, no fue posible realizar su integración en el modelo tridimensional debido a que no se tiene continuidad a causa de su proximidad a secuencias con alto contenido de material dúctil y sal. Además, se debe de tomar en consideración un evento extensional caracterizado por propiciar el desarrollo de fallas normales durante Jurásico, el cual está asociado a la apertura del Golfo de México.

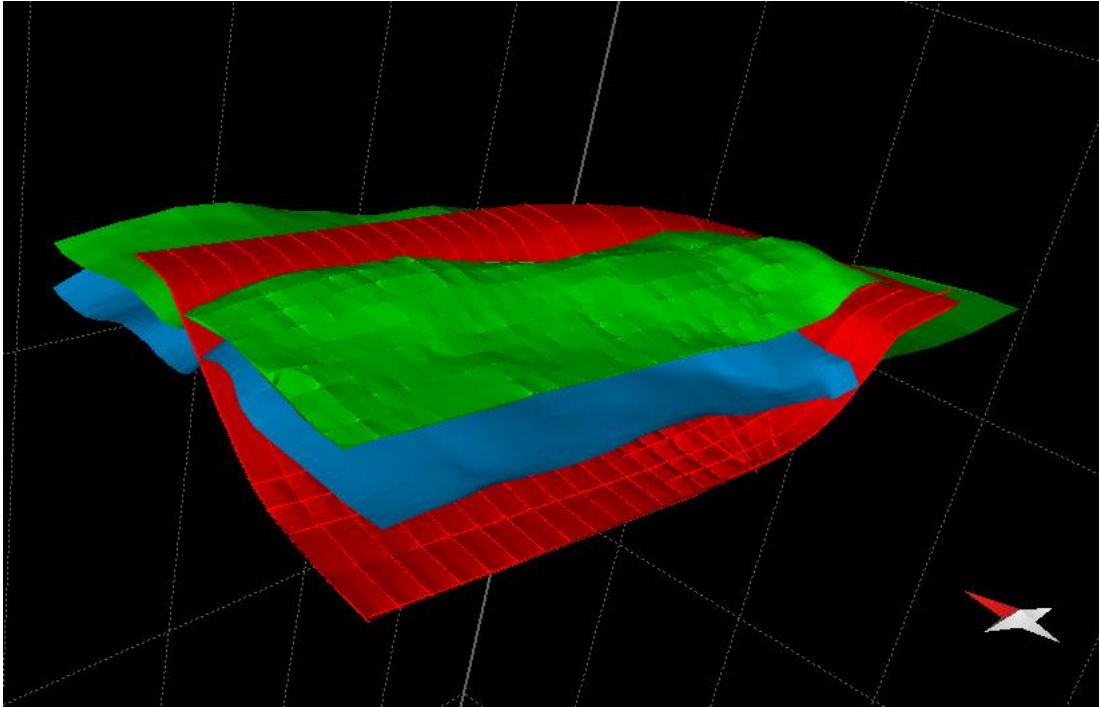


Figura 4.23 Visualización tridimensional de la integración de los horizontes con la falla principal, en una vista frontal, donde se aprecia la cima del Cretácico en la sección oriente y poniente del campo, mientras que la cima del Tithoniano solo se aprecia en la sección poniente y central del campo.

En las figuras 4.24 y 4.25, se puede observar que las estructuras corresponden con un anticlinal buzante, asimétrico con dirección SSW-NNE, que presenta una vergencia hacia el suroeste (en la parte poniente del campo); tiene un echado promedio de 35° en su flanco frontal y de 20° aproximadamente en su flanco trasero (parte poniente), así mismo, las imágenes exhiben la deformación final. Las fallas principales que se muestran en color rojo son inversas asociadas a pliegues por flexión de falla; que se caracteriza por presentar el plano de falla flexionado por donde sube un bloque cabalgante, formando un segundo plano de falla en su segmento superior. Los horizontes muestran interrupción en la zona de mayor deformación, la que se encuentra en la parte frontal, que se caracteriza por desarrollar un intenso sistema de fracturas.

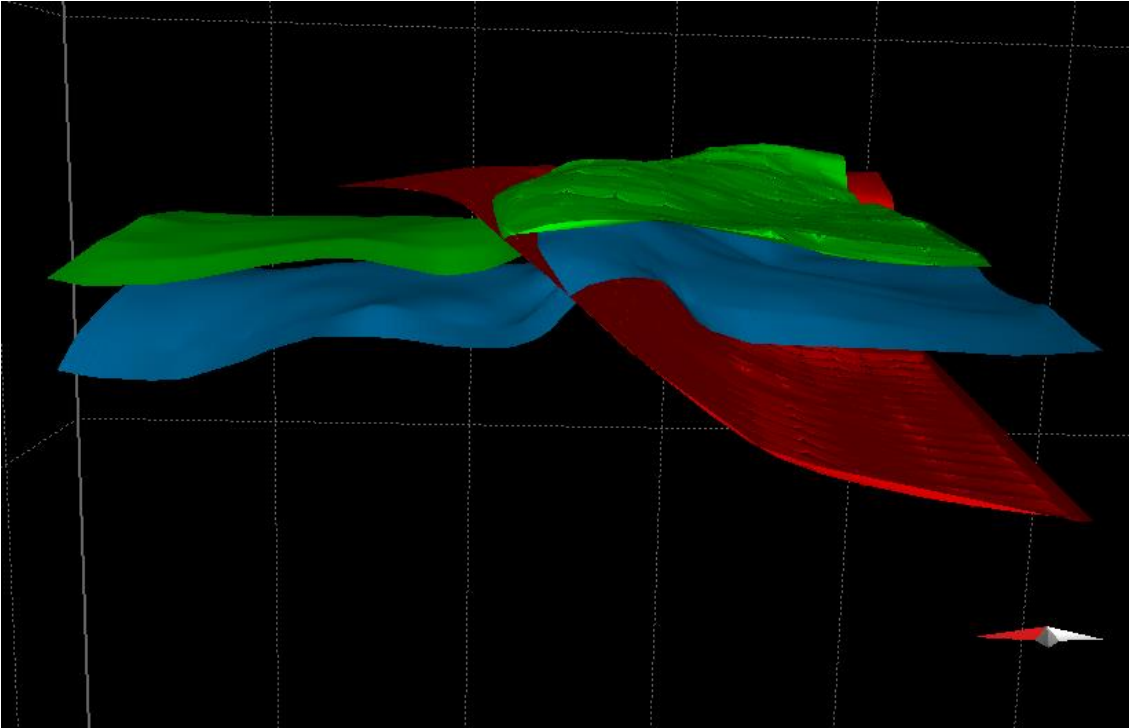


Figura 4.24 Visualización tridimensional donde se puede apreciar el plegamiento de los horizontes Cretácico en color verde y Tithoniano en color azul. La falla se encuentra representada en color rojo.

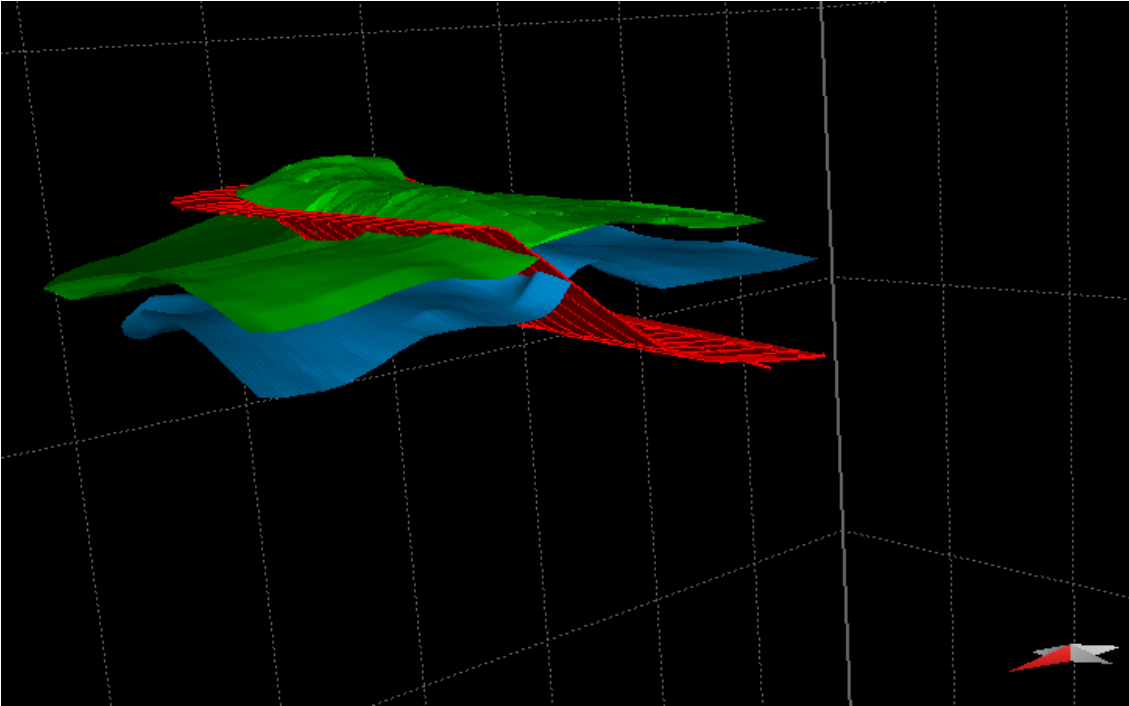


Figura 4.25 Visualización del modelo en la parte delantera de la falla, donde se puede apreciar que los boques del Cretácico en color verde y el Tithoniano en color azul, los no se aprecian completamente. La falla se encuentra representada en color rojo.

La superficie de despegue o “*decollement*” se aprecia mejor donde la falla inversa presenta segmentos horizontales a subhorizontales, a lo largo de la cual el bloque de techo se movió de forma relativa a un sustrato subyacente; en este caso, el nivel de despegue corresponde a rocas evaporíticas, que es comúnmente litología mecánicamente dúctil. Así mismo podemos observar la falla en color rojo, la que está asociada a un pliegue por flexión de falla con un echado aproximado de 39° y una longitud total de 14 kilómetros, su flat inferior de encuentra en la secuencia estratigráfica del Calloviano con una profundidad máxima de 5400 metros y con la posición del flat superior localizado en el Oligoceno en la parte poniente y en Eoceno en la parte oriente del campo, ambos a una profundidad promedio de 2900 metros.

4.9 Procesos de deformación y edad de la deformación

El área de estudio se caracteriza por tener diferentes fases de deformación relacionadas con eventos tectónicos compresivos y por la tectónica salina, que en conjunto plegaron a la secuencia sedimentaria con pliegues de dirección SSW-NNE y dislocaron las secuencias sedimentarias primero con fallas inversas, después con fallas laterales y por último con fallas normales. El estilo estructural refleja una gran influencia de las intrusiones salinas, las que favorecieron el desarrollo de anticlinales abiertos nucleados por sal.

Tomando en consideración los eventos de deformación asociados a eventos tectónicos, tenemos en el periodo jurásico ocurrió un evento extensional asociado a la apertura del Golfo de México, por lo que se formaron conjuntos de fallas de tipo normal, posteriormente, debido a la Orogenia Laramide se formaron pliegues y fallas inversas; posteriormente se movilizó la sal Jurásica (procesos halocinéticos). Se interpreta que ocurrió estabilidad tectónica durante el Jurásico superior (Tithoniano) y durante el Cretácico inferior, debido a la presencia de secuencias carbonatadas con espesores relativamente constantes. Durante el Mioceno medio ocurrió un evento de contracción tectónica lo que provocó otra fase de deformación durante la denominada Orogenia Chiapaneca (evento Chiapaneco), con el que se desarrollaron anticlinales nucleados por sal, además de que se inició la intrusión de cuerpos salinos. Con la ayuda de los indicadores syn- cinemáticos y por la presencia de depósitos más uniformes en espesor, podemos interpretar, que el segundo evento de deformación fue el que propició el desarrollo de fallamiento inverso y de pliegues por flexión de falla, que terminó en el Mioceno superior. Durante el Mioceno superior y el Plioceno, se formaron conjuntos de fallas normales a causa del incremento de la actividad tectónica salina y gravitacional causada en gran medida por la carga litostática.

Es importante resaltar que la parte oriente del campo, se distingue por presentar deformación relacionada al movimiento de una falla lateral derecha, que de manera regional desplaza 6 kilómetros un cuerpo de roca dirección SSE-NNW, lo que contribuyó a la expulsión de cuerpos salinos ubicados en la curvatura de la estructura y en su sector oriente.

Al generar el modelo de deformación se pueden identificar los límites de cada uno de los estilos de deformación, que en conjunto constituyen importantes componentes del sistema petrolero.

5 Conclusiones y recomendaciones

5.1 Conclusiones

La interpretación sísmica, la evolución geológica y la correlación de pozos entre otros aspectos fundamentales, son de gran relevancia para realizar la caracterización de las estructuras geológicas de interés en el sistema petrolero, particularmente lo que corresponde con las trampas petroleras y a las rutas de migración.

El análisis de la información se efectuó a partir de imágenes sísmicas obtenidas del del procesado multicomponente en profundidad, tomando en consideración las migraciones en profundidad con los algoritmos Kirchhoff, el que brindó mayor nitidez para interpretar horizontes y estructuras plegadas; por otro lado, se realizó migración reversa en tiempo (RTM), que fue de utilidad para definir los planos de falla.

Las estructuras del área estudiada corresponden con pliegues detachment fallados, con variaciones en el tipo de geometría, particularmente son pliegues por flexión de falla y de caparazón de tortuga (Turtle back structure).

El anticlinal de caparazón de tortuga (Turtle back structure) corresponde con un pliegue doblemente buzante, asimétrico, con una orientación WSW-ENE y una vergencia hacia el sureste; tiene un echado promedio de 36° en su flanco noreste, y de 25° para su flanco suroeste. Se distingue por presentar cambios de espesores en sus unidades estratigráficas, lo que se explica por el sistema de depósito sedimentario y por la deformación causada debido a la expulsión de sal durante el Mioceno-Plioceno, lo que propició un adelgazamiento hacia los extremos y engrosamiento en su parte central.

El pliegue por flexión de falla corresponde con un anticlinal buzante, asimétrico con una orientación NNE-SSW y una vergencia hacia el suroeste en la parte poniente del campo, con un echado promedio en su flanco noreste es de 35° y de 20° aproximadamente para su flanco suroeste. Se distingue por presentar un plano de falla flexionado por donde sube un bloque cabalgante que se asocia con un segundo plano en la parte superior.

Con base en las características de los pliegues y fallas inversas, se propone que los principales factores que controlan la forma, geometría y tamaño de las estructuras son:

- Las propiedades geomecánicas de las secuencias sedimentarias de terrígenos y evaporitas del Jurásico (JSO, JSK, JST, Sal alóctona) actuaron como horizontes detachment y sub-detachment, que al contener en su

mayoría materiales dúctiles fueron los principales agentes para el desarrollo de las estructuras, lo cual define el estilo estructural de la zona de estudio.

- Los graben y medios graben evolucionaron a estructuras de “raft” tectónico, los que dieron lugar al desarrollo de pliegues extensionales que afectaron a las secuencias del Jurásico. El paleorelieve influyó en las variaciones de espesor de las secuencias sedimentarias del Cretácico.
- La dirección del vector principal de esfuerzo compresivo es en dirección SW-NE y el redireccionamiento del esfuerzo local en dirección NE-SW durante los eventos compresivos en la etapa del Mioceno.
- La dirección del fallamiento regional lateral en dirección NNW-SSE, afecta a la porción oriente del área de estudio, provocando fracturamiento y favoreciendo la expulsión de sal y el desarrollo de un domo salino.

Los rasgos estructurales más importantes del área de estudio se visualizan claramente en el modelo donde la superficie y el tamaño de la falla influyen en la geometría del pliegue que se formó por flexión de falla. El pliegue por flexión de falla tiene una longitud de 14 kilómetros, el que se desarrolló principalmente sobre la rampa cuyo ángulo de inclinación se relaciona con el ángulo del flanco suroeste del pliegue, el cual es de 39° aproximadamente. La orientación de la estructura por flexión de falla en la parte poniente es SW-NE la cual va cambiando de manera gradual conforme se acerca a la parte oriente del campo, donde su orientación es W-E. La estructura se encuentra a una profundidad aproximada de 5400 metros ubicado en su flat inferior en la cima del Jurásico Medio Calloviano y de 3000 metros para su flat superior ubicado en el Oligoceno inferior.

La dirección del eje del pliegue por flexión de falla coincide con la dirección de otros ejes de pliegues del resto del campo, debido a que la orientación del esfuerzo principal es en dirección SSW-NNE, lo que dio lugar a eventos compresivos dando como resultado un sistema de fallamiento inverso.

Los pliegues y cabalgaduras propiciaron el desarrollo de trampas estructurales de hidrocarburos, que constituyen receptáculos cerrados donde las rocas almacenadoras están cubiertas por rocas sello; todo el paquete de rocas del Cretácico está cubierta por terrígenos de grano fino del Paleógeno, que son las rocas sello.

Debido a que en el núcleo de la estructura y en el flanco noreste (frontal) se tiene mayor desarrollo de fracturas naturales a causa de la deformación, estas zonas representan un mayor índice de producción de hidrocarburos, ya que, al presentar diferentes intensidades en su fracturamiento presenta mayores índices de porosidad y permeabilidad, lo que es favorable para perforar pozos con mejores características para la producción de hidrocarburos.

Mediante el análisis de las imágenes sísmicas en profundidad, se infiere que el primer evento tectónico se tiene en el Triásico-Jurásico Medio, donde ocurrió fallamiento de tipo normal asociado a la apertura y desarrollo del Golfo de México.

El segundo evento de deformación fue un evento compresivo ocurrido en el Eoceno-Oligoceno, que dio lugar a pliegues y fallas inversas y propició la primera superposición de las estructuras; lo anterior se deduce del análisis detallado de los depósitos sin-cinemáticos que permiten interpretar la cronología relativa. Esta segunda etapa de deformación coincide con el denominado “Evento Laramídico”, que propició una intensidad de deformación mínima.

El tercer evento de deformación ocurrió en el Mioceno medio-Mioceno superior, el cual se asocia al “Evento Chiapaneco” que dio origen al desarrollo de fallas laterales y al fallamiento inverso del tipo pliegue por flexión de falla, que influyó sustancialmente en la configuración estructural actual; este evento también se asocia la expulsión de sal, dando como resultado el desarrollo de diapiros, rollers y almohadillas de sal.

5.2 Recomendaciones

Con base en el trabajo realizado se recomienda lo siguiente:

Se debe de considerar el marco tectónico y la evolución geológica para explicar los principales eventos que dieron origen a las estructuras geológicas, esto ayudará a mejorar la caracterización de estructuras geológicas, sobre todo, lo referente a la geometría, tamaño y orientación. Es muy importante utilizar datos de pozos para lograr una correlación entre la sísmica y los marcadores geológicos, y así facilitar la interpretación y modelado estructural.

Para el caso de la interpretación de rasgos estructurales, se recomienda utilizar volúmenes de datos sísmicos migrados en profundidad, para lograr una mejor visualización de los elementos estructurales en el área y posicionar de manera correcta las estructuras en el área, ya que cuando se tiene los datos procesados en tiempo, es muy probable que las estructuras no se encuentren bien posicionadas.

Se recomienda que el espaciamiento entre secciones sea entre 50 y 400 m, tomando en cuenta que entre más grande sea el espacio, menos detallado será el resultado, sobre todo cuando se tienen cuerpos de sal que afecten la interpretación.

Utilizar el algoritmo de Migración reversa en tiempo (RTM) para la migración en profundidad, con lo cual se incrementa la resolución espacial de la imagen sísmica del subsuelo, permitiendo definir con mayor precisión los rasgos estructurales para la identificación de trampas de hidrocarburos.

Utilizar el algoritmo de Kirchhoff para la migración en profundidad, con lo cual se mejora la resolución lateral por el colapso de las difracciones en zonas falladas o plegadas, por lo cual se pueden interpretar horizontes con mayor precisión.

Se recomienda realizar el análisis estructural con la técnica de balanceo de secciones, con la finalidad de interpretar como evolucionó la deformación y comprender mejor la geometría de las estructuras.

Se recomienda iniciar la interpretación y el modelado siguiendo en primer lugar el carácter sísmico de los horizontes estratigráficos de mayor interés y continuar con los principales rasgos estructurales, donde se sugiere que el primer elemento sea identificar el nivel de despegue de la estructura, prosiguiendo la interpretación con la identificación de planos de falla y flat superior de la estructura de ser posible, posteriormente se recomienda seguir con la delimitación de las unidades estratigráficas más antiguas a las más recientes, respetando discontinuidades, saltos de falla o desplazamientos horizontales que se presenten; así mismo, procurar delimitar de manera correcta los cuerpos salinos, teniendo en cuenta su naturaleza caótica en la imagen sísmica para obtener una mejor interpretación.

Bibliografía

- Aerden, D. (2010). *Mecanismos de plegamiento*. Granada, España .
- Álvarez, J. C. (2014). *Nuevas Áreas de Oportunidad en el Jurásico Superior Oxfordiano para el Campo Ek-Balam*. México, DF.
- Angeles Aquino, F. R.-M. (1992). *Evolución tectónica de la Sonda de Campeche, estilos estructurales resultantes y su implicación en la generación y acumulación de hidrocarburos*. México, D.F.: II Simposio de Exploración Petrolera, Instituto Mexicano del Petróleo,.
- Angeles-Aquino, F. (1996). *Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la Sonda de Campeche (Golfo de Mexico)*. Mexico, D.F.
- Angeles-Aquino, F. (2004). Bosquejo Geológico de la Sonda de Campeche. *Ingeniería Petrolera*, 44 (11), 1-19.
- Angeles-Aquino, F. (2004). *Bosquejo Geológico de la Sonda de Campeche*. Ingeniería Petrolera, 44 (11), 1-19. .
- Angeles-Aquino. (1988). *Estudio estratigráfico sedimentológico del jurásico Superior en la Sonda de Campeche*. México: Revista de Ingeniería Petrolera. v.XXVII no.1.
- Arellano Gil, J. (2002). *Ejercicios de Geología Estructural*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería.
- Barnes, e. a. (2001). *Seismic Attributes in your facies*. CSEG Recorder.
- Belousov, V. (1979). *Geología Estructural* . Moscú: Editorial MIR.
- Brown , A. (1999). *Interpretation of Tree-Dimensional Seismic Data*. AAPG Memoir 42, SEG Investigations in Geophysics, No.9.
- Brown, A. (2004). *Interpretation of three-dimensional seismic data*. Canada: AAPG Memoir.
- Brown, A. R. (2003). *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.: The American Association of Petroleum Geologist and the Society of Exploration Geophysicist.
- Burgos, C. R. (2019). *Construcción del Marco Estructural a partir del Modelo de Deformación de un Campo Petrolero del Golfo de México*. Ciudad del Carmen, Campeche.
- Cárdenas Vences, G. (2008). *Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo KU_MALOO_ZAAP*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.

- Cárdenas Vences, G. (2008). *Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en el Complejo Ku-Maloob-Zaap*. Ciudad de México.
- Cervantes, M. C. (2012). *Atributos sísmicos aplicados a la identificación de sistemas turbidíticos en un campo en el Sureste de México*. Mexico, D.F.
- Cervantes, M. C. (2012). *Atributos sísmicos aplicados en la identificación de sistemas turbidíticos en un campo del Sureste de México*. México, D.F.: Ciudad Universitaria.
- Chamberlin, R. T. (1910). *The Appalachian folds of central Pennsylvania*. Geol., 18:228-251.
- Chen, Q., & Sidney, S. (1997). *Seismic attribute technology for reservoir forecasting and monitoring*. The Leader Edge.
- CMP. (2019). *Aplicación de datos sísmicos con procesamiento multicomponente PP-PS para la reinterpretación del modelo de deformación*. León, Guanajuato.
- CNH. (2014). *Cuencas del Sureste Aguas Someras: Síntesis Geológico Petrolera*. Recuperado de <https://www.rondasmexico.gob.mx/media/1418/atlas.pdf> .
- CNH. (13 de Septiembre de 2019). *Informe de perforación de pozos* . Obtenido de <https://www.gob.mx/cnh/documentos/informe-de-perforacion-de-pozos>
- CNH. (Diciembre de 2019). *Producción de hidrocarburos*. Obtenido de https://hidrocarburos.gob.mx/media/3224/produccion_hidrocarburos1.pdf
- Cristallini, E. (1998). *Estructuras Comunes en Cuencas Sedimentarias Deformadas*. Buenos Aires-Argentina: Liniers 615.
- Cserna, Z. d. (1989). *An outline of the geology of Mexico: The Geology of North America – An overview: Vol. A*. The Geological Society of America, p. 233-264 .
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology* . New York: Cambridge, University Press.
- García Avendaño, A. (2010). *Estudio de núcleos de roca del activo integral Cantarell de la Sonda de Campeche*. Mexico, D.F.: UNAM, FI.
- Goldhammer, R. (1999). *Mesozoic sequence stratigraphy and paleographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L: Wilson, and T.F. Lawton*. Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America.
- Gutierrez Vazquez, G., Castellanos Calvo, R., & Villaseñor Rojas, P. (2019). *Aplicación de datos sísmicos con procesamiento multicomponente PP-PS para la reinterpretación del modelo de deformación de los campos Zaap y Maloob*. . Leon, Guanajuato.

- Hills, E. (1972). *Elements of Structural Geology*. London : CHAPMAN AND HALL LTD & SCIENCE PAPERBACKS .
- Hobbs, B., Means, W., & Williams , P. (1981). *Geología Estructural* . Barcelona: Omega Ediciones.
- Humphris, J. (1979). *Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologist Bull., v.66.
- Jaswal, T. M. (2006). *Applied concepts of structural geology in hydrocarbon exploration*.
- Liu, E., & Martinez, A. (2012). *Seismic Fracture Characterization: Concepts and practical Applications*. Netherlands: EAGE Publications.
- Magoon, L. (1992). *Petroleum Systems* . Tulsa, Oklahoma: Search and Discovery Article #40068.
- McClay. (1997). *Structural Interpretation in Sedimentary Basins*. London: Royal Holloway.
- Meneses, J. (1980). *Geología de la Sonda de Campeche*. Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 33 (1), 1-26. .
- Meneses-Rocha, J. (2001). *Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike slip basin in southeastern Mexico, Implications for regional petroleum systems* , in C. Bartolini, R.T. Buffler, & A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin*. AAPG Memoir 75, p. 183216. .
- Mukhopadhyay, D. K. (2006). *Structural Geology for Petroleum Geoscientists* . Mumbai, India: Association of petroleum Geologists.
- Opensha. (2010). *Hanging Wall & Footwall*. Obtenido de www.opensha.org/glossary-hangingFootWall
- Ortiz Pacheco, C. A. (2010). *Secuencias estratigráficas en la Sonda de Campeche*. Ciudad de México.
- Oyarzun, R., & Doblaz, M. (5 de 2 de 2020). *Fallas y Zonas de Cizalla (parte I): Aspectos Generales*. Obtenido de medellin.unal.edu.co: <https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/yacimientos-higueras/FALLAS,%20ZONAS%20DE%20FALLA%20Y%20ZONAS%20DE%20CIZALLA%20DEFINIENDO.htm>
- Padilla Sanchez, R. (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, 59 (1), 19-42. .

- Padilla y Sanchez, R. (1982). *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico*. The University of Texas at Austin, Ph.D. Dissertation, 217 P. .
- Padilla y Sánchez, R. (1986). *Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico*. Geofísica Internacional, V.25, No.1, P.157-206.
- Padilla y Sanchez, R. (2007). *Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México*. Ciudad de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59 (1), 19-42.
- Padilla y Sanchez, R. (2013). *Elementos de geología estructural*. Ciudad de Mexico: Facultad de Ingenieria.
- PEMEX. (2006). *Las reservas de hidrocarburos de México*.
- PEMEX. (2007). *Las reservas de hidrocarburos de México*.
- PEMEX. (2013). *Provincia Petrolera Plataforma de Yucatán*. Obtenido de https://www.academia.edu/10681573/Provincias_Petroleras_de_México?auto=do
- PEMEX. (2013). *Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana)*. Ciudad de Mexico: Recuperado de <https://docplayer.es/12714590-Provinciapetrolera-sureste-salina-del-istmo-reforma-akal-y-macuspana.html>.
- PEMEX. (2015). *Reporte Inedito* .
- PEMEX. (2017). *Informe inedito de Construcción del modelo de deformación*. Ciudad del Carmen, Campeche.: Caracterización de Yacimientos, PEMEX.
- PEMEX. (2017). *Modelo de deformación*. Ciudad del Carmen: PEMEX.
- PEMEX. (2017). *Sistema Petrolero* . Ciudad del Carmen, Campeche: Inedito.
- PEMEX. (2018). *Informe Final del Procesamiento en Barco*. Ciudad del Carmen, Campeche.
- PEMEX. (2018). *Modelo sismico-estructural de deformacion* . Ciudad del Carmen .
- PEMEX. (1 de Enero de 2019). <https://www.pemex.com/ri/Publicaciones/Paginas/evaluaciones-reservas.aspx>.
- Pindell, J., & Dewey, J. F. (1985). *Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region*. Albany, New York: Department of Geological Sciences.

- Pindell, J., & Kennan, L. (2001). *Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean*. England: GCSSEPM Foundation 21st.
- Pindell, J., & Kennan, L. (2009). *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update*. En K.H. James, M.A. Lorete y J.L Pindell. Londres, Inglaterra: The Geological Society of London.
- Poblet, J. (2004). *Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos*. Jesus Arias de Velasco, Oviedo s/n, 33005 Oviedo: Universidad de Oviedo.
- Reyes, M. C. (s.f.). *Geología Estructural*. Salto del Laja, Chile.
- Rich, J. L. (1934). *Mechanics of low angle overthrusting faulting as illustrated by the Cumberland thrust block*. Virginia, Kentucky, Tennessee: Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.
- Salazar, L. d. (2018). *Apuntes de Geología Estructural con ejercicios*. Ciudad de México.
- Salvador, A. (1991). *Origin and development of the Gulf of Mexico*. Austin, Texas: The Geological Society of America. .
- Salvador, A. (1991). *Origin and development of the Gulf of Mexico*. En A. Salvador (Ed.) *The Gulf of Mexico Basin*, 389-344. Austin, Texas: The Geological Society of America.
- Sanchez, R. J. (1996). *Elementos de geología estructural* . Ciudad de México.
- Santamaría - Orozco, D. (2006). *Estimaciones de volúmenes de hidrocarburos en la Sonda de Campeche usando un enfoque integral, Primer congreso y exposición internacional del petróleo en México*. Cancún, Quintana Roo.
- Schaaf, P. W.-G. (2002). *The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotropic data and basement characteristics*. Nuevo Anuario de Geología y Paleontología - Ensayos, 225 (1) , 123.
- Schlumberger. (2019). *Oilfield Glossary*. Obtenido de <https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/a/attribute.aspx>
- Schlumberger. (21 de 07 de 2020). *Glossary Oilfield*. Obtenido de https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/c/complex_trace_analysis.aspx?p=1
- Schlumberger. (11 de 02 de 2020). *glossary.oilfield.slb.com*. Obtenido de URL: https://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/t/thrust_fault.aspx
- Sheriff, R. (2002). *Encyclopaedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Tulsa, Oklahoma: SEG Books.

- Simm, R., & Bacon, M. (2014). *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Suppe, J. (1983). *Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding*. New Jersey: American Journal of Science.
- Tarbuck, E., & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra, Una introducción a la geología física*. Madrid: Prentice Hall.
- Thomsen, L. (2002). *Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation*. SEG/EAGE Disc Lecture Series.
- Trejo-Velazquez. (2006). *Presentacion de los campos de la Región Marina*.
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. (2007). *Structural Geology*. New York: W. H. FREEMAN AND COMPANY.
- Vallejo Díaz, J. (2014). *Metodología Aplicada a la Caracterización Geológica de las Calcarenitas de un Campo en la Sonda de Campeche*. Ciudad de México: ESIA, Ciencias de la Tierra, IPN.
- Van der Pluijm, B., & Marshak, S. (2003). *Earth Structure, an introduction to structure geology and tectonics*. New York: W. W. Norton & Company.
- Vazquez, G. (2011). *Fracturas y Fallas*. Obtenido de usuarios.geofisica.unam.mx: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/gvazquez/yacimientosELIA/zonadesplegar/Clases/Clase%2011%20Fallas%20y%20fracturas.pdf>
- Vazquez, G. G. (2019). *Aplicación de datos sísmicos con procesamiento multicomponente PP-PS para la reinterpretación del modelo de deformación de los campos Zaap y Maloob*. Leon, Guanajuato.
- Velázquez, J. E. (2012). *Modelo Estratigráfico Sedimentario de la Unidad Brecha del Cretácico Superior de la Sonda de Campeche*. México, DF.
- Woodcock, N. H., & Fischer, M. (1986). *Strike-slip duplexes*. Great Britain: Pergamon Journals.