



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA  
MAESTRÍA EN INGENIERÍA EN EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE  
RECURSOS NATURALES  
EXPLORACIÓN

**MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL BALANCEADO DEL CAMPO ZAAP**

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

PRESENTA:  
MARLEN MEDINA MACEDO

TUTOR: DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ  
FACULTAD DE INGENIERÍA

COMITÉ:	
DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO	FACULTAD DE INGENIERÍA
DR. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ	FACULTAD DE INGENIERÍA
M. EN I. ISABEL DOMÍNGUEZ TREJO	FACULTAD DE INGENIERÍA
M. EN C. NOÉ SANTILLÁN PIÑA	FACULTAD DE INGENIERÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, ENERO 2021



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

## **JURADO ASIGNADO:**

Presidente: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo  
Secretario: Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz  
Vocal 1: Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez  
Vocal 2: M. en I. Isabel Domínguez Trejo  
Vocal 3: M. en C. Noé Santillán Piña

Lugar donde se realizó la tesis: Ciudad Universitaria, CDMX.

Tutor de tesis

Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez



---

CRÉDITOS DE LA INFORMACIÓN PETROLERA PROPORCIONADA POR EL CNIH A LA UNAM.

**“Esta tesis utilizó información petrolera proporcionada por la Comisión Nacional de Hidrocarburos, de acuerdo al anexo C de la licencia de uso de la información a favor de la UNAM, de fecha 11 de diciembre de 2017, bajo la nomenclatura CNIH-C-00417. Dicha información es propiedad de la Nación y su acopio, resguardo, uso administración y actualización, así como de publicación de la misma corresponde a la Comisión Nacional de Hidrocarburos.”**

## **Dedicatoria**

A mis padres Ángeles y Jaime:

Con todo mi corazón por su infinito amor y su invaluable apoyo.

Cada día soy bendecida con la hermosa oportunidad  
de disfrutar de las personas que más amo.

Ustedes son mi inspiración.

## **Agradecimientos**

Gracias a la UNAM por brindarme un espacio en sus aulas y a profesores que han contribuido a mi formación académica, al CONACYT y SENER por la beca concedida en el desarrollo de la maestría y a la CNH por el otorgamiento de información y datos utilizados en este proyecto.

A mi tutor, Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez por sus conocimientos, su valiosa guía, su paciencia, profesionalismo y su gran calidad humana, gracias por compartir su experiencia.

A mis sinodales, Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz, M. en I. Isabel Domínguez Trejo y M. en C. Noé Santillán Piña, por sus valiosas contribuciones y su apoyo en la revisión de esta tesis.

A mi familia, por alegrarme los días con su amor y soporte. En especial a Andy, que siendo pequeñita, me brinda las mejores porras.

A mis amigos, colegas y finalmente, Edgar, gracias por tu cariño.



## RESUMEN

Este trabajo desarrolla la construcción de un modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap, validado mediante la metodología de secciones balanceadas. Este campo petrolero se ubica en la Sonda de Campeche y además del interés geológico, tiene una importancia económica para el país debido a la acumulación de hidrocarburos en los yacimientos convencionales de las formaciones Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), brechas del Cretácico Superior (BKS) y calcarenitas del Eoceno Medio (CCb).

Inicialmente, se realizó la interpretación sísmica 3D en tiempo de 8 unidades estratigráficas y 10 fallas, continuando con el desarrollo de un modelo de velocidades y la posterior conversión a profundidad del modelo estructural interpretado. Dado que la información sísmica comprendía también a las estructuras de dos campos circundantes al campo Zaap (Maloob y Ku), se decidió extender la interpretación para incluir a estas estructuras.

Se continuó con la restauración secuencial de 3 secciones, desde el estado de deformación actual a lo más antiguo, mediante el uso del Software Move, cuyo resultado estableció que las secciones están balanceadas, se comprobó que éstas son viables y admisibles y se acepta que el modelo tiene una explicación geoméricamente válida.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se establece que las estructuras en el área de estudio se formaron dentro del marco de diferentes episodios tectónicos. Los eventos claves que controlaron el desarrollo de las estructuras son 1) un período de extensión durante el Jurásico hasta el Cretácico, resultando en el depósito de secuencias carbonatadas de ambiente de plataforma; 2) acortamiento durante el Eoceno Superior, lo que resultó en el desarrollo de trampas estructurales a partir de pliegues relacionados a fallas que se formaron por el notorio contraste entre un horizonte basal de rocas evaporíticas y las unidades sedimentarias con mayor competencia que lo sobreyacen; y 3) eventos extensivos durante el Plioceno hasta el Holoceno, resultando en la generación de fallas lítricas. Finalmente, el resultado del balanceo de secciones determinó el acortamiento en el área de estudio tiene un valor promedio de 8.2%.



## ABSTRACT

This work develops a balanced structural geological model of the Zaap field, this model was validated using the balanced sections methodology. This oil field is located in the Sonda de Campeche and in addition to geological interest, it has an economic importance due to the accumulation of hydrocarbons in the conventional reservoirs of the Upper Jurassic Kimmeridgian formations (JSK), breccias of the Upper Cretaceous (BKS) and the Middle Eocene formation (CCb).

3D time seismic interpretation of 8 stratigraphic units and 10 geologic faults was realized, and it continues with the development of a velocity model and the subsequent conversion to depth of the interpreted structural model. Seismic information also includes the structures of two fields surrounding the Zaap field (Maloob and Ku), therefore, it was decided to extend the area to include these structures.

The sequential restoration of 3 sections continued, from the current deformation state to the oldest, through the use of the Software Move. Through this analysis it was determined that the sections are balanced, because they are viables and admissible, and it is accepted that the model has a geometrically valid explanation.

According to the results obtained, it is established that the structures in the study area were formed within the framework of different tectonic episodes. The key events that controlled the development of the structures are 1) a tensional period during the Jurassic to the Cretaceous, which resulted in the deposition of large sequences of platform environment carbonates; 2) shortening during the Upper Eocene, which resulted in the development of structural traps of fault related folds that were formed by the notorious contrast between a baseline horizon of evaporitic rocks and the sedimentary units that overlay it; and 3) tensional events during the Pliocene to the Holocene, resulting in the generation of lystric faults. Finally, the result of the balancing of sections determined the shortening in the study area with an average value of 8.2%.





## ÍNDICE GENERAL

<b>RESUMEN</b> .....	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>II</b>
<b>ÍNDICE GENERAL</b> .....	<b>III</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>IV</b>
<b>CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES</b> .....	<b>1</b>
1.1 Introducción.....	2
1.2 Justificación.....	5
1.3 Localización.....	5
1.4 Objetivo.....	6
1.5 Metodología.....	6
<b>CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO - TECTÓNICO REGIONAL</b> .....	<b>8</b>
2.1 Marco geológico del Golfo de México.....	9
2.1.1 Sonda de Campeche.....	10
2.2 Unidades estratigráficas.....	13
2.2.1 Basamento.....	14
2.2.2 Jurásico.....	15
2.2.2.1 Calloviano.....	15
2.2.2.2 Jurásico Superior.....	15
2.2.2.2.1 Oxfordiano.....	15
2.2.2.2.2 Kimmeridgiano.....	16

---

2.2.2.2.3 Tithoniano.....	18
2.2.3 Cretácico.....	20
2.2.3.1 Cretácico Inferior.....	20
2.2.3.2 Cretácico Superior.....	23
2.2.4 Cenozoico.....	23
2.2.4.1 Paleoceno.....	24
2.2.4.2 Eoceno.....	25
2.2.4.3 Oligoceno.....	25
2.2.4.4 Mioceno.....	25
2.2.4.5 Plioceno.....	26
2.2.4.6 Pleistoceno.....	26
2.3 Unidades productoras en la Sonda de Campeche.....	26
2.3.1 Oxfordiano.....	28
2.3.2 Kimmeridgiano.....	28
2.3.3 Brecha Calcárea del Cretácico Superior–Paleoceno (K-T).....	29
2.3.4 Calcarenitas del Eoceno Medio.....	30
2.4 Unidades productoras en el Campo Zaap.....	30
<b>CAPÍTULO 3. INTERPRETACIÓN SÍSMICO ESTRUCTURAL.....</b>	<b>31</b>
3.1 Antecedentes del uso de datos.....	32
3.2 Análisis de la información sísmica.....	32
3.3 Interpretación sísmica en tiempo.....	36
3.4 Análisis de atributos sísmicos.....	37
3.5 Modelo estructural.....	41
3.6 Modelo de velocidades.....	48
3.7 Conversión tiempo-profundidad.....	55
<b>CAPÍTULO 4. BALANCEO DE SECCIONES DEL CAMPO ZAAP.....</b>	<b>61</b>
4.1 Antecedentes teóricos.....	62
4.1.1 Nivel y estilo estructural.....	62
4.2 Mecanismos de plegamiento.....	65

---

---

4.2.1 Pliegues relacionados a fallas.....	66
4.2.1.1 Pliegues por flexión de falla (fault bend folds).....	67
4.2.1.2 Pliegues por propagación de falla (fault propagation folds).....	70
4.2.1.3 Pliegues por trishear o triángulo de cizalla.....	72
4.3 Fundamentos del método de balanceo de secciones.....	77
4.3.1 Condiciones para construir una sección geológica balanceada.....	79
4.3.2 Técnicas de restauración mediante modelos cinemáticos.....	79
4.3.3 Tipos de restauración.....	80
4.3.3.1 Restauración palinspástica.....	80
4.3.3.2 Restauración por longitud constante de línea.....	81
4.3.3.3 Restauración por longitud variable de línea.....	82
4.3.3.4 Restauración por áreas.....	82
4.3.3.5 Restauración secuencial.....	83
4.4 Algoritmos del software.....	83
4.5 Balanceo de secciones del Campo Zaap.....	86
4.6 Análisis y validación del balanceo de secciones del Campo Zaap.....	115
<b>CAPITULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>123</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>127</b>



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Provincias petroleras de México.....	2
Figura 2. Subprovincias del Sureste.....	3
Figura 3. Localización del campo Zaap.....	6
Figura 4. Metodología de trabajo para el desarrollo del modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap.....	7
Figura 5. Localización de la Sonda de Campeche, Sur del Golfo de México.....	11
Figura 6. Estratigrafía regional. (Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2014).....	13
Figura 7. Columna geológica de la Sonda de Campeche, en la que se muestran los principales plays productores.....	27
Figura 8. Metodología usada en la interpretación sísmica del Campo Zaap.....	33
Figura 9. Cubo sísmico en tiempo correspondiente al Campo Zaap.....	34
Figura 10. Ubicación de los 5 pozos dentro del cubo sísmico, utilizados en este estudio.....	34
Figura 11. Correlación estratigráfica de los pozos Zaap-8, Zaap-4, Zaap-3D y Zaap 27.....	35
Figura 12. Interpretación sísmica del horizonte de la Brecha BKS.....	37
Figura 13. Sección sísmica en tiempo (time-slice) a -2552 ms, con el atributo sísmico de 'varianza'.....	38

Figura 14. (a) Sección XLine 833 con la sísmica original; (b) Sección XLine 833 con el atributo de 'varianza' y la interpretación de fallas.....	39
Figura 15. Sección sísmica en tiempo (time-slice) -2268 ms con el atributo RMS Amplitude, perteneciente al horizonte productor CCb (Calcarenitas del Eoceno).....	40
Figura 16. (a) XLine 693 con la sísmica original; (b) XLine 693 con el atributo 'structural smoothing'.....	41
Figura 17. Fallas interpretadas en tiempo, (a) vista en planta, (b) vista 3D.....	42
Figura 18. Superficies derivadas de la interpretación sísmica 3D (en tiempo) correspondientes a: (a) Piso Marino, (b) Plioceno superior, (c) Mioceno superior, (d) Mioceno inferior.....	44
Figura 19. Superficies derivadas de la interpretación sísmica 3D (en tiempo) correspondientes a: (a) Eoceno superior, (b) Eoceno Medio (CCb), (c) Brecha Cretácico-Terciario, (d) Jurásico Superior Kimmeridgiano.....	45
Figura 20. (a) Time-slice en el nivel BKS a -2552 ms, (b) Superficie de BKS en tiempo.....	46
Figura 21. Sección sísmica compuesta (en tiempo) mostrando las trayectorias de los pozos utilizados en el proyecto, los horizontes interpretados en tiempo y las cimas geológicas.....	47
Figura 22. Vista 3D de las superficies interpretadas en tiempo.....	47
Figura 23. Relaciones tiempo-profundidad (tz) de los pozos del proyecto. (a) Zaap-3D, (b) Zaap-4, (c) Zaap-8, (d) Zaap-27 y (e) Zaap-90.....	49
Figura 24. Tz y cimas de los pozos.....	50
Figura 25. Calibración del registro sísmico del pozo Zaap-4 y las velocidades promedio e interválicas del mismo.....	51
Figura 26. Correlación de los pozos con la superficie Eoceno medio CCb y las fallas interpretadas, (a) vista 3D, (b) vista en planta.....	52

Figura 27. Correlación de los pozos con la superficie BKS y las fallas interpretadas, (a) vista 3D, (b) vista en planta.....	52
Figura 28. Correlación de los pozos con la superficie BKS y las fallas interpretadas, (a) vista 3D, (b) vista en planta.....	53
Figura 29. Metodología simple para la construcción de un modelo de Velocidades.....	53
Figura 30. Módulo de Petrel ‘Advanced velocity model’, que muestra la información necesaria que se utilizó para la construcción del modelo de velocidades del proyecto.....	54
Figura 31. Módulo de Petrel ‘volume attributes’ utilizado para generar el cubo sísmico en profundidad.....	56
Figura 32. Cubo sísmico convertido a profundidad.....	56
Figura 33. Sección sísmica compuesta (en profundidad) mostrando las trayectorias de los pozos utilizados en el proyecto (en azul), las superficies interpretadas y las cimas geológicas.....	57
Figura 34. Superficies en profundidad correspondientes a: (a) Piso Marino, (b) Plioceno superior, (c) Mioceno superior, (d) Mioceno inferior.....	58
Figura 35. Superficies en profundidad correspondientes a: (a) Eoceno superior, (b) Eoceno Medio (CCb), (c) Brecha Cretácico-Terciario, (d) Jurásico Superior Kimmeridgiano.....	59
Figura 36. Conjunto de fallas en profundidad, ajustadas y validadas en el proyecto.....	60
Figura 37. Niveles estructurales.....	63
Figura 38. Sección transversal de los Alpes, mostrando la deformación asociada a tectónica de piel delgada desarrollada en las áreas antepaís (foreland) y la tectónica de piel gruesa en las zonas de traspaís (hinterland).....	64

Figura 39. Pliegue por desprendimiento formado por deslizamiento flexural.....	65
Figura 40. Pliegue similar formado por flujo pasivo derivado de cizalleo simple perpendicular y oblicuo a la estratificación.....	66
Figura 41. Pliegue por flexión de falla. Las capas adquieren una forma derivada de la trayectoria que han seguido en dirección paralela a la falla inversa escalonada.....	68
Figura 42. Desarrollo de un pliegue por flexión de falla.....	70
Figura 43. Evolución progresiva de un pliegue por propagación de falla.....	71
Figura 44. Geometría y elementos del plegamiento por triángulo de cizalla.....	73
Figura 45. Comparación entre cizalla simple y cizalla triangular.....	74
Figura 46. Diagrama esquemático ilustrando el modelo de propagación de falla por trishear.....	75
Figura 47. Deformación dentro de la zona de triángulo de cizalla definiendo círculos que se deforman a pseudo-elipses.....	76
Figura 48. Modelos cinemáticos básicos: (a) Desplazamiento de cuerpo rígido, (b) deslizamiento flexural, (c) cizalla simple, (d) cizalla pura.....	80
Figura 49. Restauración por longitud constante de línea.....	81
Figura 50. Restauración por longitud variable de línea.....	82
Figura 51. Principales flujos de trabajo y algoritmos dentro del software Move.....	84
Figura 52. Superficies, fallas geológicas y pozos utilizados en este estudio, vistos desde distintas perspectivas en una ventana 3D.....	87
Figura 53. Vista 3D, (a) fallas geológicas interpretadas, (b) superficies pertenecientes al Eoceno Medio (ccb), Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano, cortadas por las fallas.....	88

---

Figura 54. Vista en planta de la superficie del Eoceno Medio (Ccb) mostrando el trazo de las 3 secciones perpendiculares al campo Zaap.....	89
Figura 55. Secciones 2D creadas mostrando la colecta de superficies y fallas.....	90
Figura 56. Cuadro de herramientas del proceso de ‘descompactación’ dentro del software Move (2D Decompaction), mostrando los parámetros utilizados.....	92
Figura 57. Cuadro de herramientas del proceso de ‘desplegamiento’ dentro del software Move (2D Unfolding), mostrando los parámetros utilizados.....	93
Figura 58. Cuadro de herramientas del proceso de ‘movimiento de falla’ dentro del software Move (2D Move on Fault), mostrando los parámetros utilizados.....	94
Figura 59. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-4’ del estado de deformación actual, la descompactación del Reciente y la descompactación del Plioceno Superior.....	99
Figura 60. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-4’ del despliegamiento del Mioceno Superior, la descompactación del Mioceno Superior y el despliegamiento del Mioceno Inferior.....	100
Figura 61. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-4’ de la descompactación del Mioceno Inferior, la retrodeformación de la Falla 5 y la retrodeformación de la Falla 3.....	101
Figura 62. ‘Sección Zaap-4’ restaurada que muestra finalmente el despliegamiento de las unidades Eoceno Superior, CCb, Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), del pliegue Zaap.....	102
Figura 63. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-3D’ del estado de deformación actual, la descompactación del Reciente y la descompactación del Plioceno Superior.....	103
Figura 64. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-3D’ del despliegamiento del Mioceno Superior, la descompactación del Mioceno Superior y el despliegamiento del Mioceno Inferior.....	104

---



Figura 65. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-3D’ de la descompactación del Mioceno Inferior, la retrodeformación de la Falla 7 y la retrodeformación de la Falla 6.....	105
Figura 66. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-3D’ del desplegamiento de Maloob, la retrodeformación de la Falla 5 y la retrodeformación de la Falla 4....	106
Figura 67. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-3D’ de la retrodeformación de la Falla 3, del desplegamiento de Zaap, y la retrodeformación de la Falla 2.....	107
Figura 68. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-3D’ de la retrodeformación de la Falla 1 y sección restaurada que muestra finalmente el desplegamiento de las unidades Eoceno Superior, CCb, Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), del pliegue Ku.....	108
Figura 69. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-27’ del estado de deformación actual, la descompactación del Reciente y la descompactación del Plioceno Superior.....	109
Figura 70. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-27’ del desplegamiento del Mioceno Superior, la descompactación del Mioceno Superior y el desplegamiento del Mioceno Inferior.....	110
Figura 71. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-27’ de la descompactación del Mioceno Inferior, la retrodeformación de la Falla 8 y la retrodeformación de la Falla 7.....	111
Figura 72. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-27’ de la retrodeformación de la Falla 6, el desplegamiento de Maloob y la retrodeformación de la Falla 5.....	112
Figura 73. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-27’ de la retrodeformación de la Falla 4, la retrodeformación de la Falla 3, y el desplegamiento de Zaap.....	113
Figura 74. Restauración secuencial de la ‘sección Zaap-27’ de la retrodeformación de la Falla 2, la retrodeformación de la Falla 1, y la sección restaurada que muestra finalmente el desplegamiento de las unidades Eoceno Superior, CCb, Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), del pliegue Ku.....	114

---

Figura 75. Estado de deformación actual de la sección Zaap-4 y el análisis de los espesores y las longitudes de líneas.....	116
Figura 76. Sección balanceada Zaap-4 y el análisis de los espesores y longitudes de líneas.....	117
Figura 77. Estado de deformación actual de la sección Zaap-3D y el análisis de los espesores y las longitudes de líneas.....	118
Figura 78. Sección balanceada Zaap-3D y el análisis de los espesores y longitudes de líneas.....	119
Figura 79. Estado de deformación actual de la sección Zaap-27 y el análisis de los espesores y las longitudes de líneas.....	120
Figura 80. Sección balanceada Zaap-27 y el análisis de los espesores y longitudes de líneas.....	121



# CAPÍTULO 1

## ANTECEDENTES

- 1.1 Introducción
- 1.2 Justificación
- 1.3 Localización
- 1.4 Objetivo
- 1.5 Metodología

1.1 INTRODUCCIÓN

El petróleo es una de las principales fuentes de energía, a lo largo de la historia mundial ha representado la generación de bienestar, progreso social, desarrollo científico y tecnológico, por lo que se considera de gran importancia para las sociedades modernas. En México, un porcentaje significativo de las reservas de petróleo y gas se encuentra atrapado en los yacimientos del Golfo de México. Si bien el incremento de la producción de petróleo y gas de estos yacimientos en años recientes, no sea la única solución para satisfacer la demanda energética, estos yacimientos están desempeñando un rol importante en la industria petrolera.

Actualmente la producción petrolera se enfoca a las cuencas de la Planicie Costera del Golfo de México (Sabinas, Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz, Sureste y Sierra de Chiapas), siendo de vital importancia la explotación en la Cuenca del Sureste, considerada la provincia de hidrocarburos más importante en México desde mediados de los años 1970's (Figura 1).



Figura 1. Provincias petroleras de México (tomado de Schlumberger, Well Evaluation Conference, 2010).

Con una extensión de 65,100 km<sup>2</sup>, la Cuenca del Sureste cubre gran parte de los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas y Campeche. Se conforma de elementos tectónicos estructurales considerados como las principales áreas con presencia de hidrocarburos en la porción continental de México: la Cuenca Salina del Istmo, la Subcuenca de Comalcalco, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Reforma-Akal en la parte Central y la Subcuenca de Macuspana al Oriente (González y Holguín, 1991) (Figura 2).



Figura 2. Subprovincias del Sureste (tomado de Atlas Geológico Cuencas del Sureste, Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2018).

La Cuenca del Sureste se divide en diversas regiones: Chiapas-Tabasco, Sonda de Campeche, Cuenca Salina del Istmo, Subcuenca Terciaria de Comalcalco, Subcuenca Terciaria de Macuspana y el Depocentro de Chiapas. Constituye el área petrolera más importante de México. Aun cuando de esta cuenca se han explotado los yacimientos del Terciario desde principios de siglo XX, la producción se debe principalmente a la explotación de los campos Chiapas-Tabasco, descubiertos en 1972 y los campos de la Sonda de Campeche en 1976 (González y Holguín, 1991).

Por ser el petróleo una de las fuentes de energía más significativas, ha sido primordial el estudio de los procesos geológicos que experimentó desde su origen y migración hasta llegar a las trampas estructurales. Una manera de obtener esta información es a través de la caracterización estructural de estos yacimientos, de su importancia parte el presente estudio, en el que se analizarán las formaciones geológicas de la Sonda de Campeche, particularmente, en el campo Zaap.

De igual manera, la comprensión de la historia sedimentaria de un yacimiento ofrece muchas ventajas a los especialistas involucrados en todas las etapas de la vida productiva de un campo, desde la exploración hasta el abandono. La arquitectura de una cuenca y la fuente de los sedimentos inciden en la estrategia de exploración. Una vez iniciado el desarrollo de un campo, es posible describir la sedimentología de los yacimientos en diferentes escalas y a partir de una diversidad de fuentes.

Por otro lado, el análisis de la deformación de estas secuencias sedimentarias y el balanceo de secciones estructurales permite obtener reconstrucciones retrodeformables del subsuelo que satisfacen el principio de conservación de masa. Las secciones balanceadas han ayudado a entender estructuras y relaciones complejas en cinturones de pliegues y cabalgaduras. Esto es de aplicación inmediata en la industria petrolera debido a que los cinturones orogénicos contienen estructuras ideales para acumular y producir hidrocarburos. De lo anterior, parte la importancia de tener presente un buen entendimiento geológico del área de interés, así como de una adecuada comprensión de la deformación del subsuelo.

Cabe señalar que la representación del subsuelo a través de la sísmica tridimensional, ha reducido sustancialmente la incertidumbre asociada con el desarrollo de yacimientos, pero la calidad de esos modelos depende de los datos utilizados para su construcción. Teniendo en cuenta lo anterior, se realizará en el presente trabajo la construcción de un modelo geológico estructural mediante secciones balanceadas de las formaciones geológicas pertenecientes al Campo Zaap.

---

## 1.2 JUSTIFICACIÓN

Durante un proceso de deformación, los diversos cuerpos geológicos que conforman la corteza terrestre son distorsionados adquiriendo nuevas geometrías; en otras ocasiones, si los esfuerzos alcanzan cierto nivel crítico, la deformación se localiza a lo largo de fallas. Con el paso del tiempo, la nueva geometría es erosionada y sepultada por depósitos sedimentarios dejando información fragmentada del proceso de deformación.

Es de interés reconstruir la geometría de cuerpos geológicos así deformados, ya que constituye la base para establecer la secuencia de eventos que afectaron a una región. Otra razón, es que sirve para determinar la vida de explotación de un yacimiento, siendo un área de especial interés en el modelado de sistemas petroleros ya que la reconstrucción del subsuelo se usa como modelo de entrada para predecir la maduración, migración y producción de hidrocarburos.

El análisis de deformación de las rocas que conforman el Campo Zaap, el análisis de las secuencias estratigráficas pre, sin y post cinemáticas y la reconstrucción de la geometría de los cuerpos geológicos permitirá analizar el origen estructural y la formación de los yacimientos de interés.

## 1.3 LOCALIZACIÓN

El Campo Zaap, está ubicado geográficamente al Norte de Ciudad del Carmen, Campeche, específicamente en aguas territoriales del Golfo de México, entre las coordenadas geográficas 92°13'9.727" Longitud Oeste y 19°35'22.736" Latitud Norte. Fisiográficamente, forma parte de la plataforma continental que se extiende hasta la isobata 500 m, frente a los estados de Tabasco y Campeche, quedando incluida geológicamente en la Provincia de Coatzacoalcos (Figura 3) (Programa de perforación del pozo de desarrollo Zaap-51, PEMEX 2014).



Figura 3. Localización del campo Zaap (tomado de Portal de Información Técnica, Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2018).

## 1.4 OBJETIVO

Generar un modelo geológico estructural balanceado que muestre las deformaciones y discontinuidades obtenidas mediante la interpretación sísmica 3D del Campo Zaap, que permita reconstruir la geometría de las formaciones, realizar el estudio de las secuencias estratigráficas pre, sin y post cinemáticas, y finalmente obtener el análisis estructural del yacimiento.

## 1.5 METODOLOGÍA

La metodología (Figura 4), inicia con la recopilación de la información, como sísmica 3D, trayectorias y registros de pozos, cimas geológicas, checkshots y/o vsp. Esta información es contenida y analizada en el software Petrel, lo cual da la pauta para el inicio de la interpretación de formaciones geológicas y fallas a través del cubo sísmico 3D en tiempo perteneciente al campo Zaap.

Se continúa con el uso de atributos sísmicos para la mejor visualización de rasgos estructurales y estratigráficos, el desarrollo de un modelo de velocidades y la posterior conversión tiempo – profundidad de las horizontes y fallas interpretadas.



La interpretación sísmica de formaciones geológicas y fallas en profundidad genera los datos de entrada para el análisis estratigráfico y estructural en el software Move, así como, la elaboración de secciones transversales necesarias para el mejor entendimiento de los mecanismos de deformación en esta zona, lo que da como resultado el desarrollo del modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap.

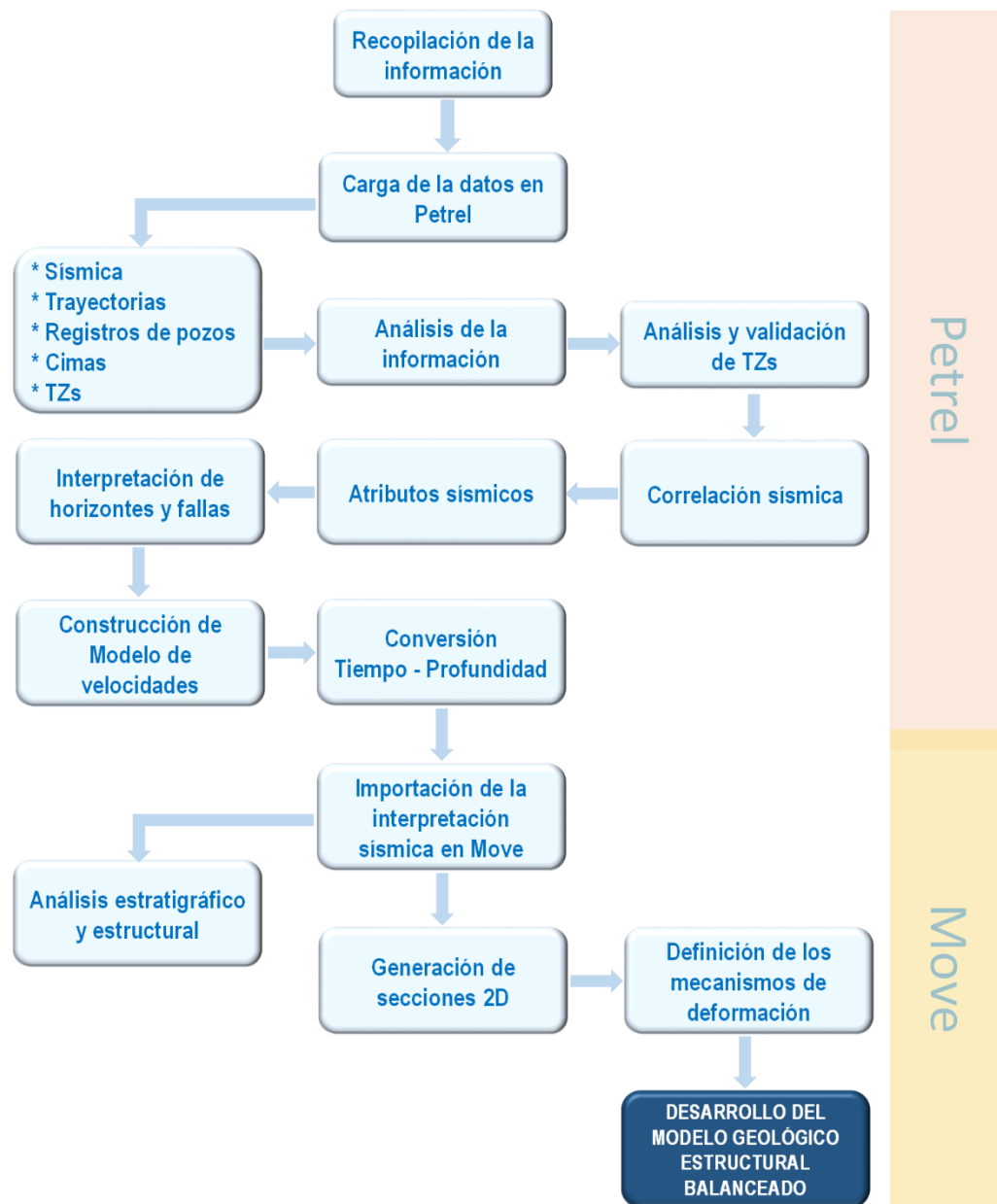


Figura 4. Metodología de trabajo para el desarrollo del modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap.



# CAPÍTULO 2

## MARCO GEOLÓGICO - TECTÓNICO REGIONAL

- 2.1 Marco geológico del Golfo de México
  - 2.1.1 Sonda de Campeche
- 2.2 Unidades estratigráficas
  - 2.2.1 Basamento
  - 2.2.2 Jurásico
    - 2.2.2.1 Calloviano
    - 2.2.2.2 Jurásico Superior
      - 2.2.2.2.1 Oxfordiano
      - 2.2.2.2.2 Kimmeridgiano
      - 2.2.2.2.3 Tithoniano
  - 2.2.3 Cretácico
    - 2.2.3.1 Cretácico Inferior
    - 2.2.3.2 Cretácico Superior
  - 2.2.4 Cenozoico
    - 2.2.4.1 Paleoceno
    - 2.2.4.2 Eoceno
    - 2.2.4.3 Oligoceno
    - 2.2.4.4 Mioceno
    - 2.2.4.5 Plioceno
    - 2.2.4.6 Pleistoceno
- 2.3 Unidades productoras en la Sonda de Campeche
  - 2.3.1 Oxfordiano
  - 2.3.2 Kimmeridgiano
  - 2.3.3 Brecha Calcárea del Cretácico Superior–Paleoceno (K-T)
  - 2.3.4 Calcarenitas del Eoceno Medio
- 2.4 Unidades productoras en el Campo Zaap

---

## 2.1 MARCO GEOLÓGICO DEL GOLFO DE MÉXICO

La evolución geológica del Golfo de México se relaciona directamente con la fragmentación y dispersión de Pangea, la cual dio origen a la apertura del Golfo de México. Una vez iniciada la apertura, la sedimentación en esta depresión comenzó con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, durante el Calloviano, se produjo una invasión por aguas marinas provenientes del Océano Pacífico, cubriendo una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación, condiciones que favorecieron el depósito de grandes volúmenes de sal en la zona central de la cuenca. A partir del Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a clásticos a principios del Paleógeno a causa de la Orogenia Laramide, cuyo evento tectónico formó la Sierra Madre Oriental. Durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica se fue alojando en grandes depocentros formados en el antepaís de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México, en donde el Macizo de Chiapas aportó un gran volumen de sedimentos, mientras que sobre el Bloque Yucatán continuaba el depósito de carbonatos de plataforma somera. En el Mioceno Medio, durante el Serravaliano, la compresión derivada del movimiento lateral del Bloque de Chortis y de la subducción de la Placa de Cocos contra la terminación meridional de la Placa de Norteamérica, formó los pliegues y fallas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal sobre un décollement al nivel de la sal calloviana; posteriormente estas estructuras se bascularon hacia el NNW cuando la sal se movilizó hacia el Norte. El cambio de posición de la masa de sal generó nuevos depocentros y minicuevas, controlados por fallas con vergencia hacia las partes más profundas del Golfo de México y por fallas antitéticas regionales, que limitan las Cuencas del Sureste. El movimiento gravitacional de los depósitos cenozoicos causó finalmente inversión tectónica en las cuencas neógenas, siendo ésta más evidente en la Cuenca de Macuspana (Padilla y Sánchez, R.J., 2007).

---

### 2.1.1 SONDA DE CAMPECHE

La Sonda de Campeche es una provincia marina muy interesante, no sólo por su historia geológica, sino por haberse convertido en los últimos años en una de las más sobresalientes provincias petroleras del mundo, con el descubrimiento de importantes campos productores de aceite y gas.

La Sonda de Campeche tiene una extensión aproximada de 15,500 km<sup>2</sup> y es la más prolífica de México. El complejo Cantarell forma parte de esta provincia, así como el complejo Ku-Maloob-Zaap, ambos productores de aceite pesado. La mayor parte de los yacimientos de la Sonda de Campeche están emplazados en brechas de edad Cretácico Superior a Paleoceno Inferior y en calizas oolíticas del Jurásico Superior (Pemex Exploración y Producción, 2008).

El marco tectónico de esta provincia lo constituyen la Plataforma de Yucatán, la Cuenca de Comalcalco, la Cuenca de Macuspana y el cinturón plegado de Akal. El Macizo de Chiapas al S-SE y la Plataforma de Yucatán, son los elementos responsables de la conformación tectónica del área.

La Sonda de Campeche está localizada en la porción occidental de la Península de Yucatán y frente a los estados de Campeche y Tabasco en el Golfo de México (Figura 5).

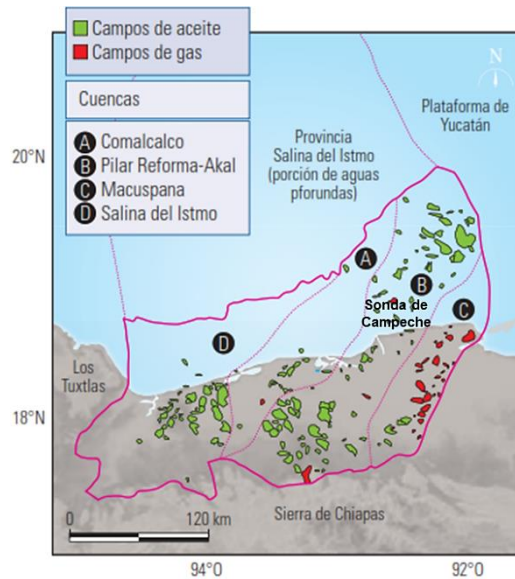


Figura 5. Localización de la Sonda de Campeche, Sur del Golfo de México. El Pilar Reforma-Akal está flanqueado en sus extremos oriental por la Cuenca de Comalcalco y occidental por la Cuenca de Macuspana (tomado de Schlumberger, Well Evaluation Conference, 2010).

La evolución geológica de la Sonda de Campeche estuvo controlada por la apertura del Golfo de México, a pesar del hecho que las rocas basálticas son típicas de la corteza oceánica, aún no se han perforado este tipo de rocas en el Golfo de México. Sin embargo, datos magnéticos y gravimétricos apoyan la presencia del basamento, en la parte central del Golfo de México (Santamaría Orozco, D.M., 2008).

Durante la fase inicial del rift (Jurásico Temprano) en la Sonda de Campeche, un fallamiento activo fue el responsable de la subsidencia a lo largo de una tendencia predominantemente NW-SE. Desde un punto de vista sedimentológico, este episodio se caracterizó por el depósito de sedimentos arenosos fluviales. Durante el Jurásico Medio el Proto-Golfo de México estuvo dominado por el depósito de grandes espesores de evaporitas debido a las condiciones marinas restringidas y clima caluroso. La sal calloviana fue cubierta por el Grupo Ek-Balam del Oxfordiano.

Desde el Jurásico Tardío, el sur del Golfo de México se caracterizó por el depósito de sedimentos clásticos en una plataforma externa o cuenca poco profunda. Durante el Cretácico el ambiente sedimentario cambió a una plataforma carbonatada, y

---

predominó el depósito de carbonatos, dolomitas y lutitas. La reducción de tasas de sepultamiento puede atribuirse a la declinación de la fase de la subsidencia termal. El tiempo del Paleoceno estuvo marcado por el depósito de brechas calcáreas dolomitizadas, provenientes del impacto de un meteorito de más de 10 km de diámetro hacia la paleo-plataforma de Yucatán (Chicxulub) al final del Cretácico (Grajales et al., 2000, in Santamaría Orozco, D.M., 2008).

Las etapas más tardías del Terciario y Cuaternario se caracterizaron por el depósito de grandes cantidades de terrígenos, compuestos de sedimentos bentoníticos, arcillas, limos y arenas. La rotación y desplazamiento de la micro-placa Honduras-Nicaragua (Bloque Chortis), durante la formación de Centroamérica y El Caribe, dio como consecuencia un levantamiento de la región sur y emergió la Sierra de Chiapas, la cual fue de nuevo la fuente del mayor suministro de sedimentos hacia el sur del Golfo de México. Varias discordancias han sido nombradas en el Terciario, pero sólo dos han tenido un carácter regional. La primera ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno debido al movimiento lateral de la microplaca del Caribe. La segunda ocurrió durante el Mioceno Temprano y se relaciona a la relajación del régimen compresivo. Del Mioceno al Presente, sin embargo, ocurrieron las tasas de sedimentación más altas y éstas se relacionan con el tectonismo del sistema transpresivo-transtensivo (Santamaría Orozco, D.M., 2008).

La Geología de la Sonda de Campeche es descrita en la Monografía Petrolera de la Zona Marina, donde expone el estado del arte de la región desde 1970. El trabajo se basa en una recopilación de artículos publicados de la región, de muchos informes internos de PEP\_PEMEX y de la gran experiencia de Ángeles Aquino, F. J., en esa región.

En la Figura 6, se muestra una síntesis del marco estratigráfico regional.

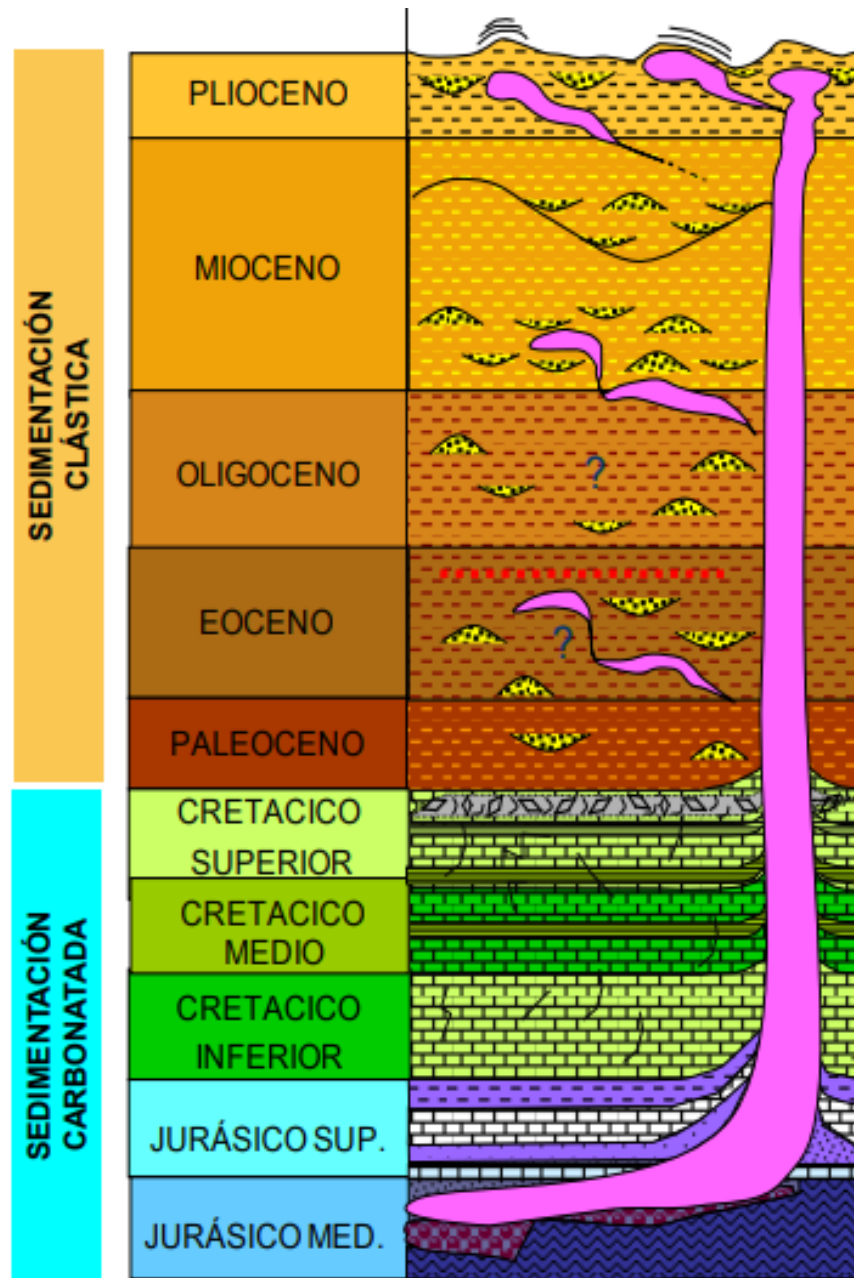


Figura 6. Estratigrafía regional (tomado de Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2014).

## 2.2 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Las características geológicas de esta provincia, fueron cambiando a través del tiempo geológico, lo que dio lugar al depósito de diferentes tipos de rocas. Los ambientes de

depósito de acuerdo a la evolución geológica, varían de plataforma a cuenca. En la secuencia, se presentan varias discordancias mayores, destacan las del Cretácico-Cenozoico, Oligoceno-Mioceno y la que debe existir entre el Triásico-Jurásico Tardío.

De acuerdo con Ángeles Aquino, F. J. (2006), la columna estratigráfica de la Sonda de Campeche (Figura 6), está compuesta principalmente de carbonatos (Mesozoico) y terrígenos (Cenozoico), siendo los depósitos más antiguos las secuencias evaporíticas del Jurásico Medio-Superior que están cubiertas por rocas calcáreo-arcillosas del Jurásico Superior.

A continuación se describen las principales características de las unidades estratigráficas, de la más antigua a la más reciente:

### 2.2.1 Basamento

El basamento se compone de una corteza compuesta de rocas metamórficas e ígneas intrusivas, cuya morfología controló el depósito de diversas facies sedimentarias en el Jurásico Medio y Superior. Este basamento tiene horsts y grabens que se formaron durante la apertura inicial del Golfo de México (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

El conocimiento que se tiene del basamento pre-Mesozoico en el área del Golfo de México y sus alrededores es limitado, pero se han identificado algunos afloramientos que en su mayoría se encuentran en localidades mexicanas como Ciudad Victoria, Aramberri, Huayacocotla, Oaxaca y La Mixtequita (Padilla y Sánchez, R.J., 2007).

También se ha observado que el basamento aflora en el Macizo de Chiapas, al sur de la Sierra de Chiapas, en el Golfo de México meridional, en donde está constituido por un complejo de rocas metasedimentarias del Precámbrico Superior al Paleozoico Inferior, intrusionadas por granitos, granodioritas y tonalitas datadas con métodos radiométricos de K-Ar y de Rb-Sr como del Permotriásico (Pantoja et al., 1974, in Padilla y Sánchez, R.J., 2007).



## 2.2.2 Jurásico

### 2.2.2.1 Calloviano

Los depósitos evaporíticos (principalmente sal) son las rocas sedimentarias que tienen una gran distribución en el subsuelo de la Sonda de Campeche (desde el Calloviano hasta antes del Oxfordiano Superior). Los mayores espesores se presentan en el norte y suroeste de la Cuenca del Golfo de México y disminuyen su espesor en las proximidades de las márgenes del paleocontinente.

La sal influyó de manera importante en la formación y/o en la modificación de las estructuras secundarias, como ocurre en el subsuelo de algunos campos petroleros (Ku, Maloob, Zaap y Kutz), siendo muy importante la etapa de deformación durante el Mioceno, lo que contribuyó a la formación de trampas petroleras estructurales.

La sal sobreyace a rocas del basamento cristalino, a las secuencias marinas del Paleozoico Tardío y a los lechos rojos del Triásico; subyace a los depósitos del Oxfordiano de manera discordante (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

### 2.2.2.2 Oxfordiano

#### Grupo Ek-Balam

Está dividido en tres unidades litoestratigráficas informales propuestas por Ángeles Aquino, F. J., y Cantú Chapa, A., (2001). Este grupo consiste en areniscas y limolitas con intercalaciones de bentonita de color gris olivo generalmente acompañada con intercalaciones delgadas de calizas arcillosas y lentes de pedernal. Los espesores de este grupo van desde los 57 hasta los 440 metros, siendo principalmente sedimentos detríticos de grano fino a grueso (areniscas y limolitas bentoníticas). En la porción oriental los pozos que cortaron estas rocas fueron Chac-1, Cantarell-2239 y Cann-1;

---

mientras que en la porción occidental fueron los pozos Che-1 y Hayabil-1 (Cantú Chapa, A., 2009).

Las secuencias sedimentarias del Jurásico Superior se correlacionan con las formaciones Zuloaga, La Gloria y El Olvido del noreste del país. En la Sierra Madre Oriental (entre los estados de Hidalgo y Veracruz, en la región de Tampico-Misantla) se encuentran las formaciones Santiago, Tepexic y San Andrés. Estas rocas consisten de areniscas, calizas arenosas, calizas arcillosas con horizontes de bentonita (Ángeles Aquino, F. J., 1996). A continuación se describen las principales características de las tres unidades antes citadas.

Unidad inferior. Está constituida por calizas grumosas, arenosas, con peletoides de color gris olivo, que gradúan hacia la cima a detritos finos constituidos de arcillas y arcillas bentoníticas.

Unidad media. Se compone de una alternancia rítmica de areniscas calcáreas, limolitas y lutitas bentoníticas, que cambian lateralmente a areniscas mal consolidadas con matriz pelítica (inmaduras) y areniscas deleznales que gradúan hacia la base a areniscas conglomeráticas y/o conglomerados arenosos mal consolidados.

Unidad superior. Está constituida por calizas arenosas que cambian a areniscas calcáreas y limolitas con horizontes de anhidrita.

### 2.2.2.3 Kimmeridgiano

Las secuencias sedimentarias de esta edad se correlacionan con la Formación La Casita (Norte de México), la Formación Tamán y San Andrés (Centro Oriente) y finalmente la Formación Chinameca (Cuenca Salina).

---

Las secuencias del Kimmeridgiano tienen espesores que varían de 95 m hasta 1260 m (Ángeles Aquino, F. J., 2006). Se han podido diferenciar los siguientes miembros de la Formación Akimpech:

Formación Akimpech. Compuesta por depósitos oolíticos dolomitizados en la paleoplateforma de Campeche. Constituye una secuencia cíclica de carbonatos y terrígenos distribuidos ampliamente en todo el área, divididos en cuatro miembros informales (Cantú Chapa, A., 2001).

Miembro terrígeno "B". Se encuentra en el subsuelo de la parte occidental de la Sonda de Campeche, este miembro está constituido principalmente por limolitas y lutitas arenosas bentoníticas, con intercalaciones delgadas de areniscas y microdolomías bentoníticas con horizontes de anhidrita; lateralmente cambia a carbonatos en dirección occidental de la Sonda de Campeche.

Miembro calcáreo "C". Está constituido por secuencias carbonatadas (predominando dolomías micro a mesocristalinas), packstone de peletoides con incipiente dolomitización e intercalaciones aisladas con capas de limolitas, lutitas limosas y lutitas arenosas de color gris olivo. Se encuentra distribuido en la porción central y oriental de la Sonda de Campeche y presenta un cambio de facies hacia el oriente donde se vuelve terrígena. Tiene un espesor variable de 37 m hasta 267 m, se sitúa en el piso del Kimmeridgiano. Suprayace y subyace concordantemente al miembro "B" y al miembro algáceo "D", respectivamente.

Miembro Algáceo "D". Está constituido de terrígenos arcillosos con intercalaciones de carbonatos; los terrígenos son limolitas y lutitas arenosas con abundante materia orgánica de tipo algáceo, principalmente. En la zona oriental se presenta una coloración rojiza en la litología debido a la influencia continental ya que la acumulación ocurrió en la zona intermareal.

---

Este miembro tiene un espesor variable de 23 m hasta 387 m y lateralmente se adelgaza en dirección al occidente, por lo que los horizontes carbonatados se pierden o se integran a las unidades confinantes.

Miembro Oolítico "E". Está constituido por dolomías mesocristalinas y microcristalinas que de acuerdo a los estudios diagenéticos se interpreta que antes de la dolomitización correspondió a packstones y grainstones de ooides y peletoides; otros estratos fueron de mudstones y wackestones de peletoides. Las rocas que no fueron afectadas por la dolomitización formaron bancos de calizas oolíticas. Tiene un espesor promedio de 225 m variando de 52 m hasta 373 m. Este miembro se encuentra en toda el área de la Sonda de Campeche.

#### 2.2.2.4 Tithoniano

Esta unidad es una de las más significativas desde el punto de vista del sistema petrolero, ya que es la roca generadora más importante del área marina en la Sonda de Campeche. Tiene un espesor promedio de 265 m, está compuesto de calizas arcillosas de color oscuro con intercalaciones de lutitas bituminosas ligeramente calcáreas; su contenido orgánico se compone de material algáceo, restos de plantas y animales. Lateralmente cambian de facies a mudstone a caliza arcillosa bentonítica de color negro olivo. En algunos horizontes se tiene la presencia de anhidrita de color gris blanquiza (García Avendaño, A., 2010).

Las secuencias del Tithoniano se correlacionan con las formaciones La Caja, La Casita y Pimienta, que se encuentran al norte y noreste de la República Mexicana. En la Cuenca de Veracruz (porción centro oriental), se correlaciona con la Formación Tepexilotla. En la Cuenca Salina del Istmo, se correlaciona con la Formación Chinameca, y en la Sonda de Campeche se correlaciona con la Formación Edzna (García Avendaño, A., 2010).

---

### Formación Edzna.

El contacto que presenta la Formación Edzna con la Formación Akimpech es abrupto y representa posiblemente el final de las condiciones de alta energía, sustituidas por condiciones de baja energía en aguas profundas o en su caso en ambientes semirestringidos; estas condiciones favorecieron el depósito de lutitas y mudstones ricos en materia orgánica (Ángeles Aquino, F. J., y Cantú Chapa, A., 2001).

Se divide en tres miembros (F, G y H) dependiendo su litología, cuyas principales características se describen a continuación:

Miembro calcáreo "F". Tiene influencia de carbonatos y está constituido por calizas arcillosas de color gris claro a café claro con abundante materia orgánica, llega a presentar intercalaciones delgadas de lutita limosa de color gris oscuro a negro. Se sitúa a esta unidad en el Tithoniano Inferior y Medio.

Miembro aciloso "G". Es la unidad generadora de mayor importancia en la Sonda de Campeche ya que contiene abundante materia orgánica dispersa y concentrada, estando constituida predominantemente de lutitas calcáreo-arenosas con intercalaciones de margas y calizas arcillosas de colores oscuros. Este miembro se encuentra de manera concordante con los miembros F y H.

Miembro calcáreo "H". Está constituido principalmente por calizas arcillosas y bentoníticas de aspecto cretoso en algunas zonas, que favorece la dolomitización. Los espesores más delgados y gruesos se tienen en el oriente y occidente, respectivamente, variando su espesor de 26 m a 83 m. La distribución de este miembro es bastante uniforme y amplia, cubriendo toda el área de la Sonda de Campeche. Se ubica a este miembro en la cima del Tithoniano.

---

## Brechas del impacto del Chicxulub

El impacto del Chicxulub K/T, creó un cráter con un diámetro estimado de 100 a 300 km, que es uno de los impactos preservados más grandes en la Tierra. Se ha relacionado el impacto del meteorito con el origen de los yacimientos en la brecha dolomítica del K/T de los campos gigantes y súper gigantes en la Sonda de Campeche (Grajales Nishimura, J., 2000).

La perforación de varios pozos en los años 70's, penetró rocas ígneas y brechas; originalmente se pensó que se debían a un origen volcánico, pero se ha determinado que son rocas producidas por el impacto del Chicxulub (Sharpton Virgil, et. al., 1996).

Los pozos perforados fuera del cráter atravesaron las típicas intercalaciones de carbonatos y anhidritas del Bloque de Yucatán. A pesar de que no se esperaba que los hidrocarburos se formaran dentro del cráter, las condiciones en su periferia condujeron a la formación de rocas almacenadoras con su correspondiente acumulación de hidrocarburos (Bartollini, C, et al., 2003).

### 2.2.3 Cretácico

Se caracteriza por estar constituido de calizas de baja porosidad que producen hidrocarburos en algunos casos por el fracturamiento presente; se formaron en ambientes de baja energía en aguas profundas. Ángeles Aquino, F. J. (1996), divide al Cretácico en seis unidades litológicas: Unidad 1, Unidad 3, Unidad 5, Unidad 7, Unidad 9 y Unidad 11.

#### 2.2.3.1 Cretácico Inferior

Fue nombrada informalmente como la Formación Akal por Ángeles Aquino F. J. (2006), está constituida por carbonatos dolomitizados con intercalaciones de calizas arcillosas

bentoníticas, depositadas en aguas relativamente profundas ocurridas en un ciclo transgresivo. Presenta un espesor promedio de 460 m, se caracteriza por una litología de mudstone bentonítico de color verde y gris olivo, ligeramente dolomitizado, dolomía cristalina color gris verdoso, gris blanquizco y gris olivo, siendo en origen mudstone a wackestone de intraclastos y exoclastos del tamaño rudita y arena, así como calizas cretosas color crema. Existen horizontes arcillosos que corresponden con lutitas oscuras y bentonitas verdes. Las estructuras sedimentarias que se presentan son: estratificación, microlaminación ondulada, perturbación mecánica, calcos de flujo, grumos, carpetas de algas, bioclastos, estructuras diagenéticas y postdiagenéticas, siendo las más importantes las siguientes: estilolitas, fracturas selladas por calcita y espectros de granos; los procesos diagenéticos originaron: dolomitización, silicificación, estiolitización y crecimientos sintaxiales.

La porosidad es pobre a regular tanto primaria como secundaria, siendo de los siguientes tipos: intercristalina, móldica, fenestral, fracturas y cavidades por procesos de disolución.

A pesar de que su función principal es el de roca sello también podemos encontrar en las rocas del Cretácico Inferior impregnación de aceite ligero, pesado residual gilsonita, por lo que también se le considera roca almacenadora cuando presenta porosidad secundaria.

Unidad 1. Según Ángeles Aquino, F. J., esta unidad es representativa del Berriasiano-Valanginiano, constituida por mudstone-wackestone, calizas arcillosas y bentoníticas de aspecto cretoso; ocasionalmente dolomitizadas, recristalizadas y estilolitas.

Unidad 3. Está constituida por mudstone-wackestone bentoníticos y calizas arcillosas con foraminíferos, bioclastos e intraclastos presentándose en algunas ocasiones dolomitización.

---

Del Albiano al Cenomaniano se presenta un espesor promedio de 176 m y está constituido por las siguientes litologías: mudstone, wackestone de exoclastos, intraclastos y bioclastos; se observan también cuerpos de dolomía microcristalina gris blanquizca. Presenta también horizontes arcillosos de lutitas oscuras y bentonita gris verdoso y verde amarillento.

Las unidades 5, 7 y 9 corresponden al Albiano-Cenomaniano (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

Las estructuras sedimentarias primarias que se observan son: microlaminaciones, intraclastos, calcos de flujo, microlaminación gradada, bioclastos y litoclastos con textura cataclástica. Por otro lado, también pueden observarse fracturas selladas por calcita, fracturas selladas por dolomía, nódulos y perturbación mecánica.

Como accesorios se encuentran: piritita, anhidrita, cuarzo autógeno. La porosidad primaria que se presenta es pobre a regular; la porosidad secundaria son fracturas y cavidades por disolución. Los procesos diagenéticos que se encuentran son: dolomitización, silicificación y cristalización euhedral (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

A continuación se describen las tres unidades del Aptiano, Albiano-Cenomaniano:

Unidad 5. Esta unidad pertenece al Aptiano, está constituida por mudstone-wackestone con cuarzo terrígeno con intercalaciones de lutitas limosas de color negro,

Unidad 7. Unidad perteneciente al Albiano y parte inferior del Cenomaniano, está constituida por mudstone-wackestone de foraminíferos y dolomías microcristalinas con micro laminaciones y estilolitas.



---

Unidad 9. Unidad depositada durante el Cenomaniano Superior-Turoniano, está constituida por mudstone-wackestone arcilloso con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas, con abundantes foraminíferos planctónicos.

#### 2.2.3.2 Cretácico Superior

El Cretácico Superior está representado por la Formación Chac (Ángeles Aquino, F. J., 1996) cuenta con un espesor promedio de 272 m. Está constituida principalmente por las siguientes litologías donde predominan los carbonatos, tales como: mudstone, wackestone de exoclastos, bioclastos y litoclastos ligeramente bentoníticos de color crema, café y gris olivo claro.

Las estructuras sedimentarias presentes son; microlaminaciones onduladas, intraclastos y algas. Como estructuras secundarias se tienen: estilolitas, fracturas selladas por calcita, perturbación mecánica y bioturbaciones.

Como accesorios se encuentran: pirita y anhidrita. Como procesos diagenéticos se encuentran: dolomitización y silicificación. La porosidad es de pobre a regular siendo la porosidad secundaria en cavidades la predominante (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

Unidad 9. De acuerdo a la microfauna que contiene, pertenece al Turoniano-Maastrichtiano; está constituida por mudstone-wackestone y calizas arcillosas, con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

Unidad 11. Esta unidad pertenece al Coniaciano-Maastrichtiano, está constituida por mudstone-wackestone de foraminíferos planctónicos con estilolitas, micro laminaciones, litoclastos, y margas con foraminíferos planctónicos (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

---

## 2.2.4 Cenozoico

### 2.2.4.1 Paleoceno

El límite localizado entre el Cretácico Superior y el Paleoceno Inferior está constituido por dolomías y calizas clásticas, compuestas por exoclastos con tamaños de gravas angulosas que conforman una unidad de brechas calcáreas, las cuales desde el punto de vista económico petrolero son las rocas almacenadoras más importantes de toda la zona marina e incluso de la República Mexicana, ya que la máxima reserva y producción de hidrocarburos proviene de este cuerpo calcáreo. La mayor parte de esta unidad se encuentra en el Cretácico Superior, sin embargo, no se descarta que la porción superior pertenece a los inicios del Paleoceno. Se infiere esta edad por el evento donde se encuentran aspectos mezclados de sedimentación y eventos catastróficos que no son contemporáneos (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

Las unidades contenidas en el Paleoceno Inferior se caracterizan por ser flujos de detritos carbonatados provenientes de la plataforma carbonatada. Se compone de fragmentos mayoritariamente de wackestone de exoclastos de tamaño de rudita. La brecha está compuesta principalmente de fragmentos de dolomías microcristalina color café, wackestone de miliólidos color gris claro, wackestone de bioclastos color crema, wackestone de alga gris y gris crema olivo y wackestone de litoclastos e intraclastos.

La brecha presenta una matriz calcáreo bentonítica dolomitizada total o parcialmente, presenta estructuras geopetales, fenestrales, algas y microlaminaciones. Como estructuras secundarias se tienen: perturbación mecánica, flujos, fracturas selladas por calcita. Los componentes accesorios de la brecha son: pirita diseminada, anhidrita y calcita. Los procesos diagenéticos predominantes en la brecha son: dolomitización, disolución. La porosidad secundaria en esta zona es excelente y consiste de fracturas y vórgulos (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

#### 2.2.4.2 Eoceno

Esta unidad se compone de lutitas y limolitas calcáreas de color gris y gris verdoso que varían a caliza arcillosa, que se encuentran alternando con capas delgadas de lutitas bentoníticas de color gris a gris verdoso.

Eoceno Inferior. Se caracteriza por tener rocas clásticas terrígenas de grano fino y rocas calcáreo-arcillosas de aspecto cretoso y bentonítico de ambientes batiales.

Eoceno Medio. Ángeles Aquino, F. J. (1996), reportó en el área de Cantarell, Ku, Maloob y Zaap calcarenitas constituidas por grainstone y packstone de bioclastos e intraclastos de color café a café oscuro con impregnación de aceite.

Eoceno Superior. Pertenece a un ambiente de aguas profundas (ambiente de pie de talud) y está constituido de lutitas y en algunos casos tienen intercalaciones de calizas arcillosas.

#### 2.2.4.3 Oligoceno

Está constituido por lutitas calcáreas que varían a mudstone y calizas arcillosas de color gris claro y gris verdoso ligeramente arenosas. La distribución de las unidades contenidas en el Oligoceno es regional y presenta espesores variables, siendo en algunas zonas discordantes a las rocas que le sobreyacen (Mioceno Inferior), ya que no cuentan con rocas del Oligoceno Medio y Superior. El ambiente de depósito de estas unidades se interpretó como de talud y cuenca profunda (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

#### 2.2.4.4 Mioceno

La litología que compone al Mioceno Superior son lutitas calcáreas de color gris claro a gris verdoso y café claro. En la base del Mioceno Superior se observa un cambio en la sedimentación representado por cuerpos de grainstone a packstone y wackestone de bioclastos e intraclastos de color café que en ocasiones llega a presentar impregnaciones de aceite. Se observan escasos desarrollos de rocas siliciclásticas de grano fino a medio, las que se distinguen por presentar un color gris claro. Los espesores son variables y de carácter regional; se infiere por estudios paleobatimétricos un ambiente de depósito de Talud-Plataforma (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

#### 2.2.4.5 Plioceno

Está constituido por lutitas bentoníticas con intercalaciones aisladas de areniscas que constituyen cuerpos lenticulares empaquetados en potentes cuerpos arcillosos. Es de gran importancia el estudio de las rocas de esta unidad porque tiene yacimientos de gas seco en los cuerpos arenosos lenticulares (Ángeles Aquino, F. J., 1996).

#### 2.2.4.6 Pleistoceno

Está constituido por lutitas y limolitas calcáreas de color gris a gris verdoso. Además presenta horizontes de packstone, grainstone y cuerpos de arena de grano fino a medio cementados con  $\text{CaCO}_3$ .

### 2.3 Unidades productoras en la Sonda de Campeche

Las unidades productoras corresponden a la roca almacenadora en los distintos niveles estratigráficos en la Sonda de Campeche. Este tipo de roca debe ser porosa y permeable para que el petróleo fluya libremente. Las rocas almacenadoras de los

campos marinos de la Sonda de Campeche son calizas dolomitizadas y dolomías del Kimmeridgiano, las calizas y brechas dolomitizadas 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 las siguientes secuencias potencialmente almacenadoras (Figura 7).

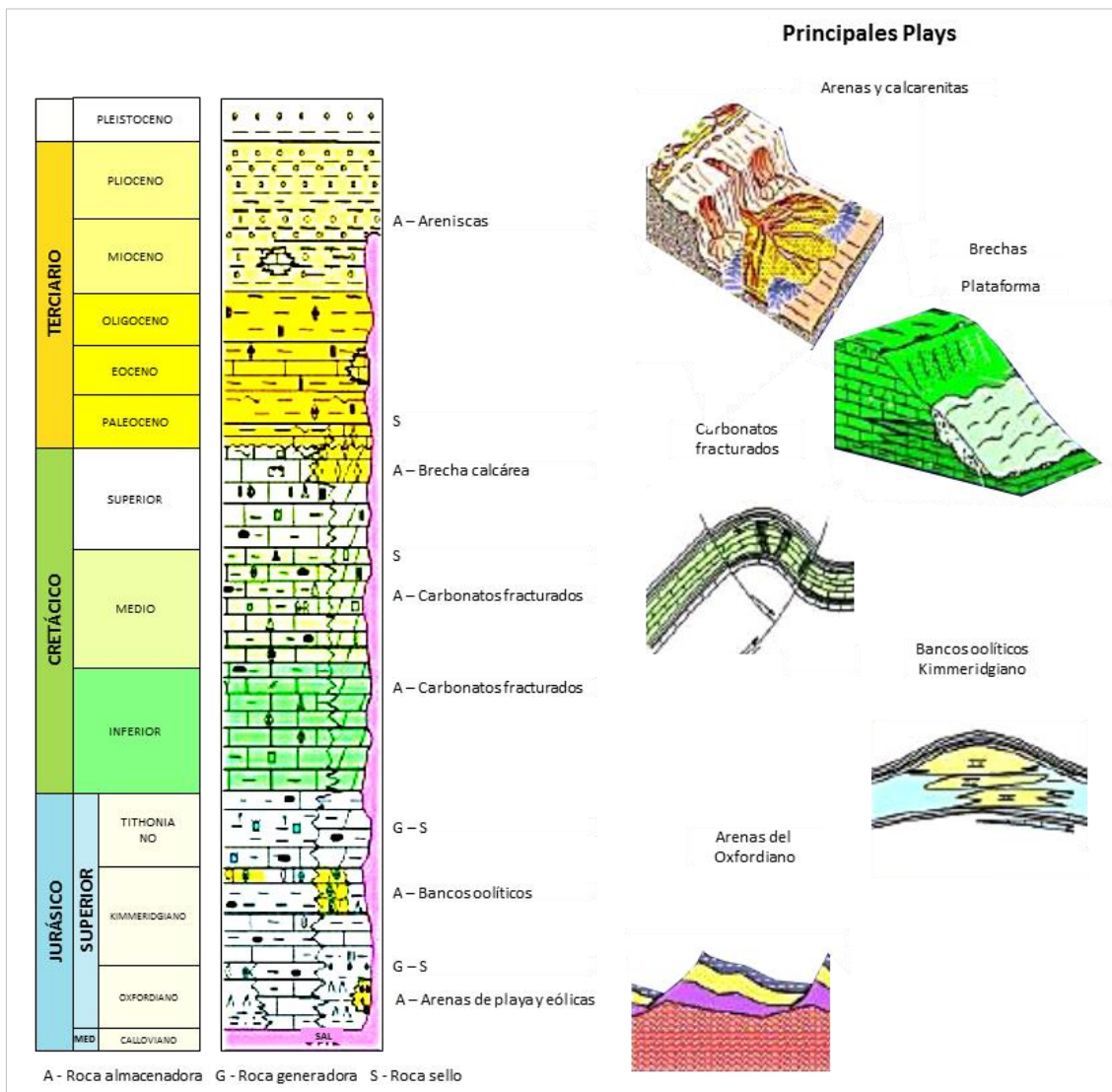


Figura 7. Columna geológica de la Sonda de Campeche, en la que se muestran los principales plays productores (modificado de García Avendaño, A., 2010).

---

Las rocas productoras más antiguas son areniscas de edad 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.

### 2.3.1 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 presenta gradación normal que se encuentra generalmente en estratos gruesos a masivos (Pemex Exploración y Producción, 2007).

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

### 2.3.2 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 ha estimado por interpretación de secciones sísmicas y registros geofísicos (principalmente rayos gamma), estos bancos tienen una longitud de 10 km

con una orientación NE-SW, con espesores de 10 y 375 m (Cárdenas Vences, G., 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 Exploración y Producción, 2006).

Los bancos de ooides ubicados en los altos estructurales muestran carsticidad, lo que indica que estuvieron expuestos a condiciones subaéreas, 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 Exploración y Producción, 2007).

### 2.3.3 Brecha Calcárea del Cretácico Superior – Paleoceno (K-T)

La brecha calcárea K-T, está constituida 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 mudstones, wackestones, packstones, grainstones y de dolomías de grano muy fino hasta grano grueso; presentan un color crema claro, 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, G., 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 Cantarell. Los

---

espesores son de un rango de 20 m a 300 m, con excelentes porosidades de aproximadamente hasta 12% (Cárdenas Vences, G., 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. Finalmente se presentan calizas cretáceas de color crema que muestran estilolitas y micritización; el espesor de estas unidades es de 500 m aproximadamente, en cuanto a las porosidades, la porosidad primaria se clasifica como pobre-regular, mientras que la porosidad secundaria (fracturas y vóculos) es mucho mayor (Pemex Exploración y Producción, 2007).

#### 2.3.4 Calcarenitas del Eoceno Medio

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%).

#### 2.4 Unidades productoras en el Campo Zaap

Fue descubierto en 1990 con la perforación del pozo Zaap-1, pero fue hasta noviembre de 1992 que inició su explotación con la entrada a producción del pozo Zaap-2051 de la plataforma Ku-M. Este campo produce en las siguientes formaciones:

- Dolomías del Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK)
- Brecha Cenozoica Paleoceno – Cretácico Superior (BKS)
- Cuerpo calcáreo del Eoceno Medio (CCb)





# CAPÍTULO 3

## INTERPRETACIÓN SÍSMICO ESTRUCTURAL DEL CAMPO ZAAP

- 3.1 Antecedentes del uso de datos
- 3.2 Análisis de la información sísmica
- 3.3 Interpretación sísmica en tiempo
- 3.4 Análisis de atributos sísmicos
- 3.5 Modelo estructural
- 3.6 Modelo de velocidades
- 3.7 Conversión tiempo-profundidad

### 3.1 ANTECEDENTES DEL USO DE DATOS

La Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), suscribieron el Convenio Específico de Colaboración, con número de registro UNAM: 45529-1799-5-VIII-16, con fecha del 30 de noviembre de 2016, con el objetivo de establecer y fortalecer la colaboración entre las partes, mediante mecanismos y lineamientos para el uso de información contenida en el Centro Nacional de Información de Hidrocarburos (CNIH). Así también, dicho Convenio se creó con el fin de intercambiar información, capacidades técnicas y científicas, para desarrollar acciones de manera conjunta en temas de formación personal profesional, apoyo y fortalecimiento de la investigación y de los desarrollos tecnológicos, así como realizar estudios y proyectos de investigación en áreas de interés común.

### 3.2 ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA

De lo anterior, cabe señalar que la información utilizada en la interpretación sísmica del Campo Zaap, corresponde a datos proporcionados por la CNH, a cuyo conjunto de datos se le asignó la clave E-00618, la cual engloba sísmica 3D en tiempo y en profundidad, pozos, registros geofísicos, cimas e información geológica relevante. Las versiones sísmicas se enlistan a continuación:

- Migración pre-apilado en profundidad RTM con filtro y con ganancia 340017\_1\_KZCA\_MIGPRESDMRTMCFCG\_GX\_TECHNOLOGY\_48\_1097.segy
- Migración pre-apilado en profundidad RTM convertida a tiempo con filtro y con ganancia 340018\_1\_KZCA\_MIGPRESDMRTMCFCGTIEM\_GX\_TECHNOLOGY\_48\_1097.segy

La Figura 8, indica el diagrama del procedimiento de la interpretación sísmica.

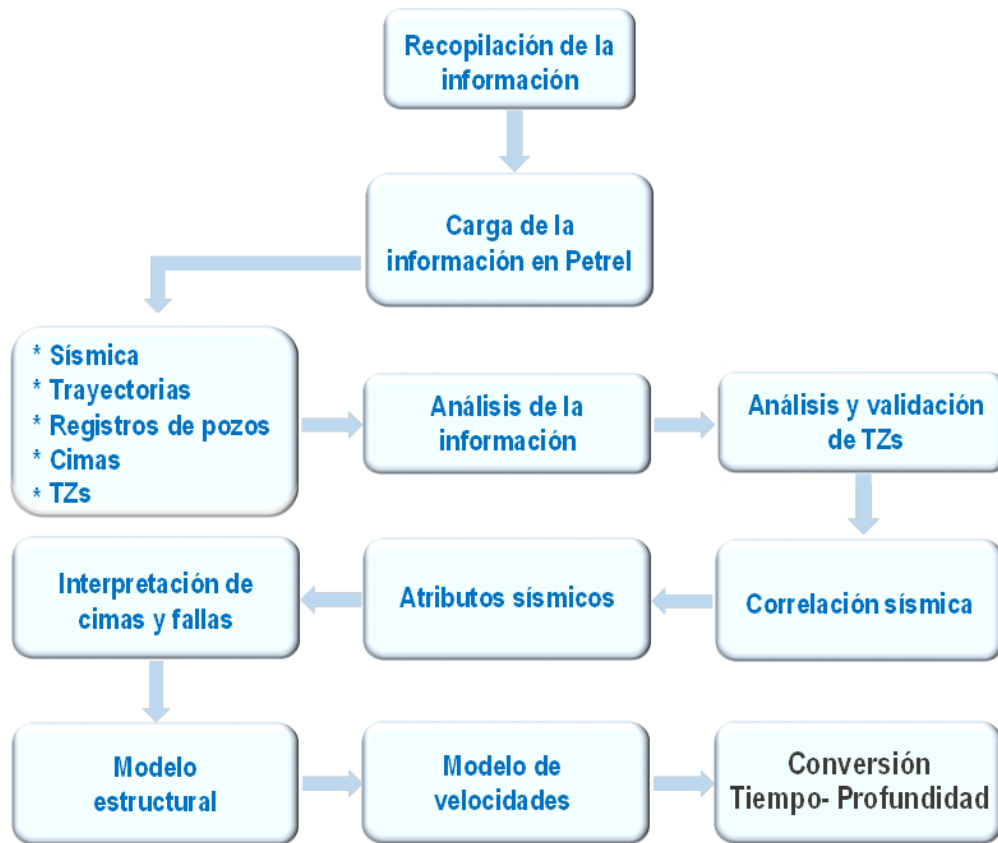


Figura 8. Metodología usada en la interpretación sísmica del Campo Zaap.

El área de estudio para la construcción del modelo geológico estructural balanceado, pertenece al Campo Zaap, está ubicada geográficamente dentro de la Sonda Marina de Campeche.

Se optó por trabajar con el cubo sísmico ‘en tiempo’ incluido en el conjunto de datos de la CNH con clave anteriormente mencionada, debido a que presentaba mejor calidad sísmica para realizar la interpretación. Está conformado por 720 InLines (626-1346) con intervalos de 12.5 m, 489 XLines (588-1077) con intervalos de 25 m, Time slice hasta -5796 ms y un área de 110 km<sup>2</sup>. (Figura 9).

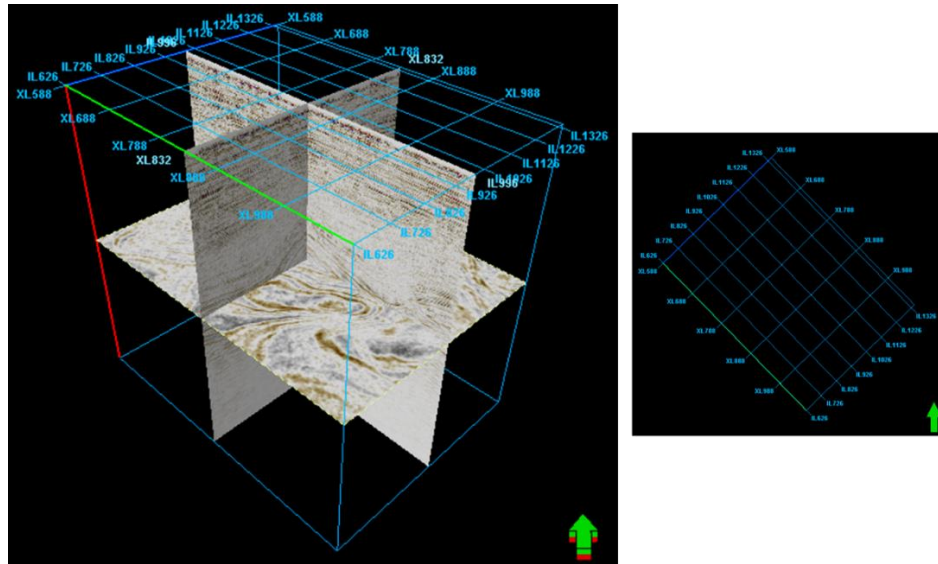


Figura 9. Cubo sísmico en tiempo correspondiente al Campo Zaap

Del conjunto de datos se utilizó la información de 5 pozos verticales, sus registros geofísicos y las cimas geológicas. Estos pozos se encuentran distribuidos con una dirección NW-SE, de acuerdo al eje de la estructura del Campo Zaap (Figura 10). Los pozos son: Zaap-3D, Zaap-4, Zaap-8, Zaap-27 y Zaap-90.

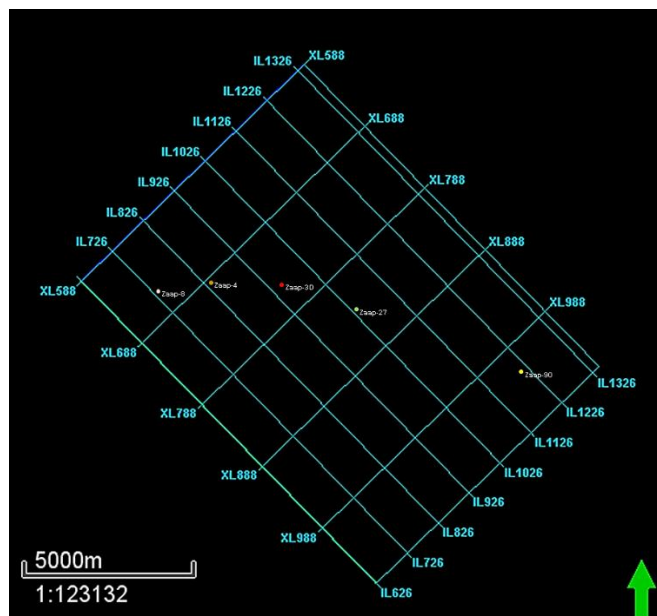


Figura 10. Ubicación de los 5 pozos dentro del cubo sísmico, utilizados en este estudio.

Las relaciones tiempo-profundidad (tz's) de cada uno de los pozos, fueron proporcionadas dentro del conjunto de datos de la CNH. Teniendo en cuenta que cada una de éstas se obtienen del ajuste y calibración de un sismograma sintético, es decir, que se derivan de la reconstrucción de trazas sísmicas en la dirección de los pozos, mediante el registro sísmico y densidad, fueron analizadas y validadas dentro del proyecto.

Por otro lado, sabiendo que el Campo Zaap produce en las siguientes formaciones:

- Dolomías del Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK)
- Brecha Cenozoica Paleoceno – Cretácico Superior (BKS)
- Cuerpo calcáreo del Eoceno Medio (CCb)

Los horizontes de mayor interés dentro de la interpretación sísmica fueron esos 3 niveles estratigráficos.

La Figura 11 muestra la correlación de los registros geofísicos Rayos Gamma y de Resistividad, así como también las cimas geológicas con que cuenta este estudio. En esta correlación se muestran los pozos Zaap-8, Zaap-4, Zaap-3D y Zaap-27.

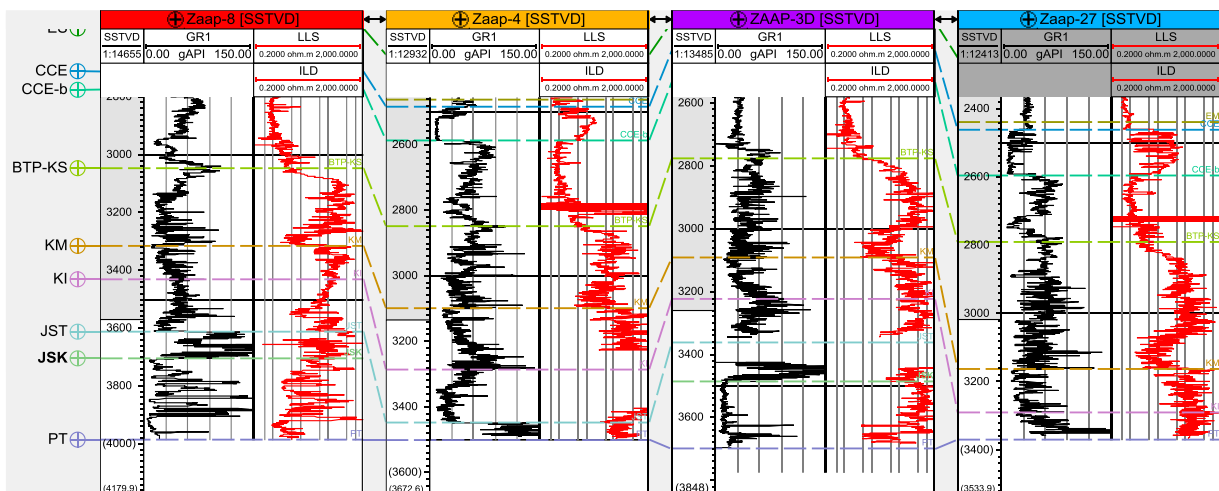


Figura 11. Correlación estratigráfica de los pozos Zaap-8, Zaap-4, Zaap-3D y Zaap 27.

### 3.3 INTERPRETACIÓN SÍSMICA EN TIEMPO

La carga de la información recopilada se llevó a cabo en el software Petrel, en donde se realizó la interpretación inicial en tiempo de 8 horizontes, los cuales definirán posteriormente, la base para la construcción del modelo de velocidades. Estos horizontes son: Piso Marino, Plioceno Superior, Mioceno Superior, Mioceno Inferior, Eoceno Superior, Eoceno Medio, la Brecha del límite Cretácico-Terciario (BKS), y la cima del Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK). Para poder efectuar la interpretación de los horizontes mencionados, fue necesario, el ajuste de la información de los pozos con respecto a la información sísmica, debido a que los pozos se encuentran en dominio de profundidad y la sísmica en dominio de tiempo. Para tal ajuste, se utilizaron los valores de las cimas geológicas determinadas mediante los registros de pozos, así como también se utilizó el apoyo de las relaciones tiempo-profundidad (tz's), asociándolas a cada uno de los pozos correspondientes.

A continuación se muestra uno de los 8 horizontes interpretados, el cual corresponde a la CCb (Figura 12). Cada uno de los horizontes fue interpretado cada 10 líneas y cada 10 trazas. En zonas donde la sísmica presentaba ruido, se realizó muestreo abierto utilizando incluso líneas arbitrarias, para poder seguir los reflectores y no dejar huecos en la interpretación. Cabe señalar que, la interpretación se hizo en la sísmica original, y también se realizó el uso de atributos sísmicos para apoyar a la visualización de horizontes y fallas, definiendo más certeramente el modelo estructural del cubo.

La correlación de los pozos con la sísmica, fue fundamental para el seguimiento y picado de cada uno de los horizontes.

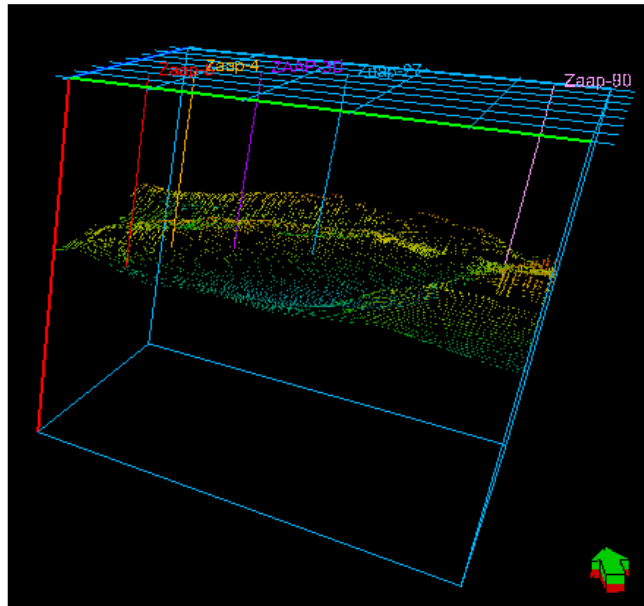


Figura 12. Interpretación sísmica del horizonte de la Brecha BKS.

### 3.4 ANÁLISIS DE ATRIBUTOS SÍSMICOS

Los atributos sísmicos son mediciones específicas de características geométricas o estadísticas obtenidas de la sísmica. Se obtuvieron los atributos sísmicos de ‘amplitud RMS, varianza y structural smoothing’, con el fin de identificar rasgos estructurales y fallas geológicas, éstos apoyaron en la identificación de horizontes y fallas difíciles de visualizar con la sísmica tradicional. Por otro lado, previo a esta etapa de la interpretación sísmica, fue necesario un estudio bibliográfico con el fin de comprender el marco estructural de la zona de estudio y de esta manera tener presente las posibles estructuras que podrían ser encontradas. Debido a esto se generaron atributos sísmicos a todo el volumen sísmico.

El atributo sísmico de ‘varianza’ mide las diferencias entre las trazas sísmicas, enfatiza las impredecibilidad de los horizontes sísmicos, sus bordes e interrupciones. Los valores de varianza altos pueden indicar la existencia de zonas de fallas o fracturas. Como parte de la identificación de fallas en este estudio sísmico, se utilizó este atributo.

En la Figura 13 se muestra una sección sísmica en tiempo (time-slice) -2552 ms, donde se observan las fallas que delimitan al Campo Zaap hacia la zona norte y sur del anticlinal, estas fallas se encuentran formando el cierre estructural del campo; hacia la parte inferior de esta figura, también puede apreciarse una porción del campo Ku y algunas fallas (lineamientos en tonalidades cálidas) que limitan este campo en su parte Norte. Esta sección en tiempo, corresponde al nivel de la Brecha BKS.

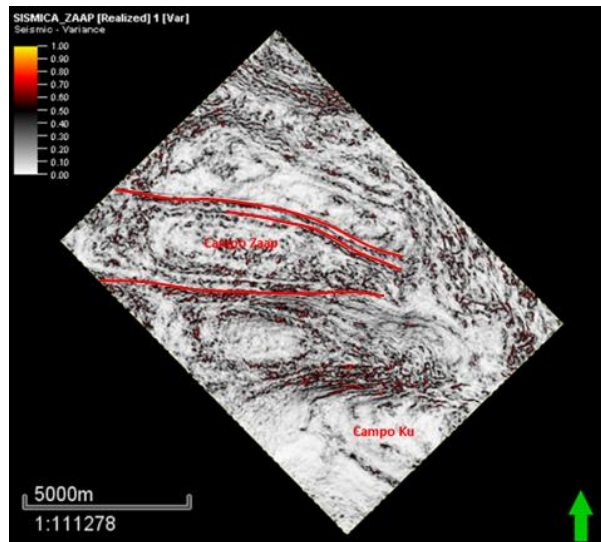


Figura 13. Sección sísmica en tiempo (time-slice) a -2552 ms, con el atributo sísmico de 'varianza'.

En la Figura 14, se muestra una comparación de la sección sísmica XLine 833. En esta figura se presenta la sísmica original, y también se observa la aplicación del atributo de 'varianza' para la misma línea, puede apreciarse que las fallas presentes en ésta línea sísmica, se resaltan con más claridad con el atributo sísmico. El fallamiento interpretado que delimita el anticlinal en la parte central de la sección, se identificó con carácter inverso.



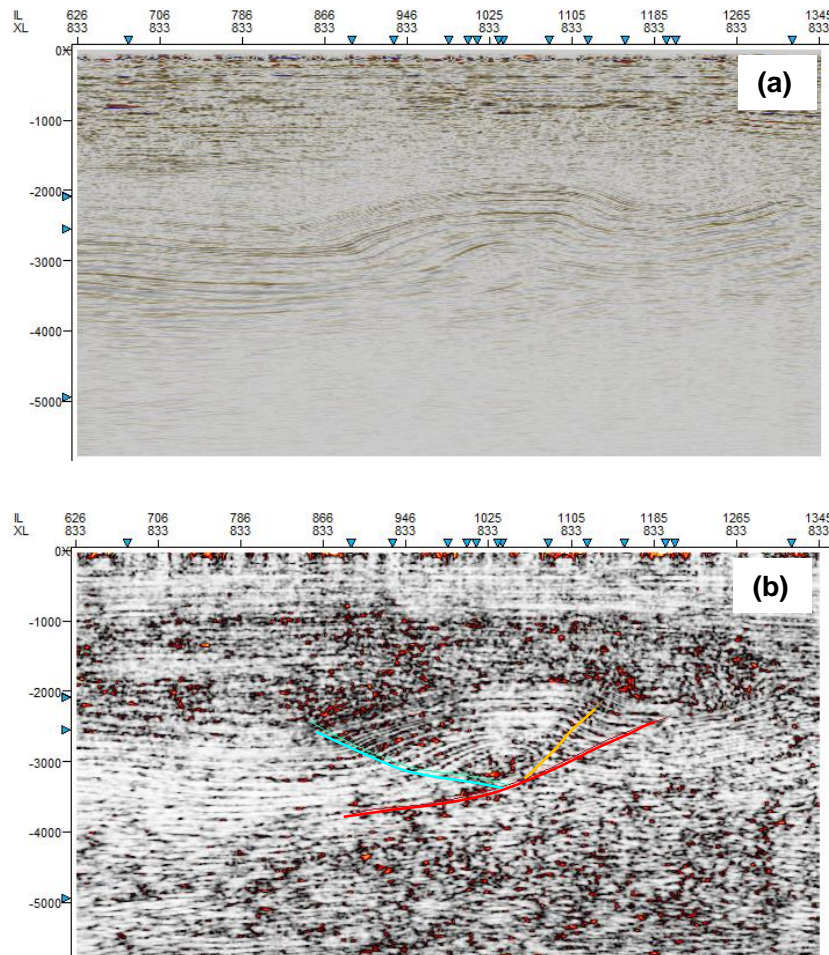


Figura 14. (a) Sección XLine 833 con la sísmica original; (b) Sección XLine 833 con el atributo de 'varianza' y la interpretación de fallas.

Otro de los atributos utilizados, fue el de 'amplitud RMS', este atributo calcula la raíz cuadrada de la suma del cuadrado de las amplitudes, dividido entre el número de muestras en una ventana de tiempo. Enfatiza la reflectividad, pero también enfatiza ruido. Es útil para determinar la distribución de la roca almacén. En este proyecto, se mapearon las 3 rocas almacén que producen hidrocarburos en el Campo Zaap.

En la Figura 15 se observa una sección sísmica en tiempo (time-slice) -2268 ms, usando el atributo de 'amplitud RMS', que corresponde al horizonte productor CCb (Calcarenitás del Eoceno). Puede apreciarse la reflectividad con valores altos (en tonalidades cálidas) concentrados principalmente a lo largo del anticlinal del Campo.

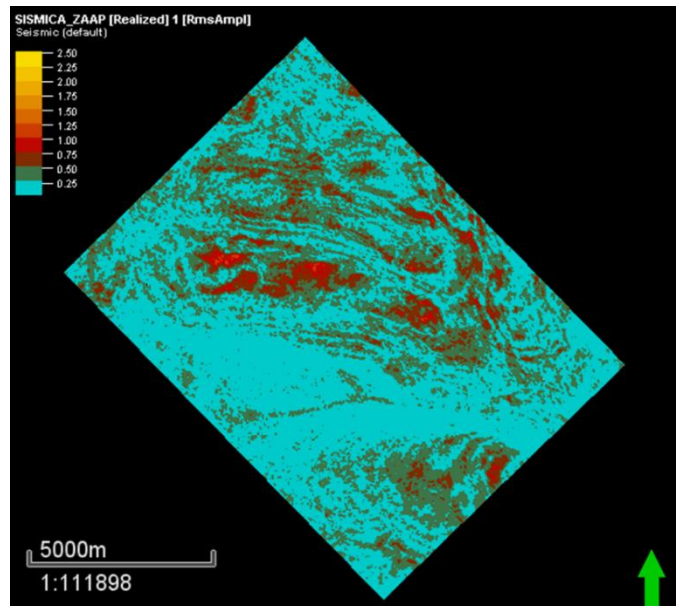


Figura 15. Sección sísmica en tiempo (time-slice) -2268 ms con el atributo RMS Amplitude, perteneciente al horizonte productor CCB (Calcarenitas del Eoceno).

Mediante el suavizado gaussiano se usó el atributo 'structural smoothing', cuya función principal fue la de suavizar la señal de la información sísmica y de esta manera aumentar la continuidad de los reflectores sísmicos. En la Figura 16, se muestra una comparación entre la sísmica original XLine 693 y el atributo 'structural smoothing' para la misma línea. Con la aplicación del atributo, puede observarse la continuidad de los reflectores con una mejor definición, lo que permitió el seguimiento de los reflectores de interés a lo largo de la interpretación sísmica. Es de resaltar, que si bien el uso de atributos sísmicos, es de gran apoyo, éstos no lo resuelven todo, pues se presentaron zonas difíciles de seguir y tuvo que realizarse interpolación para completar la interpretación.

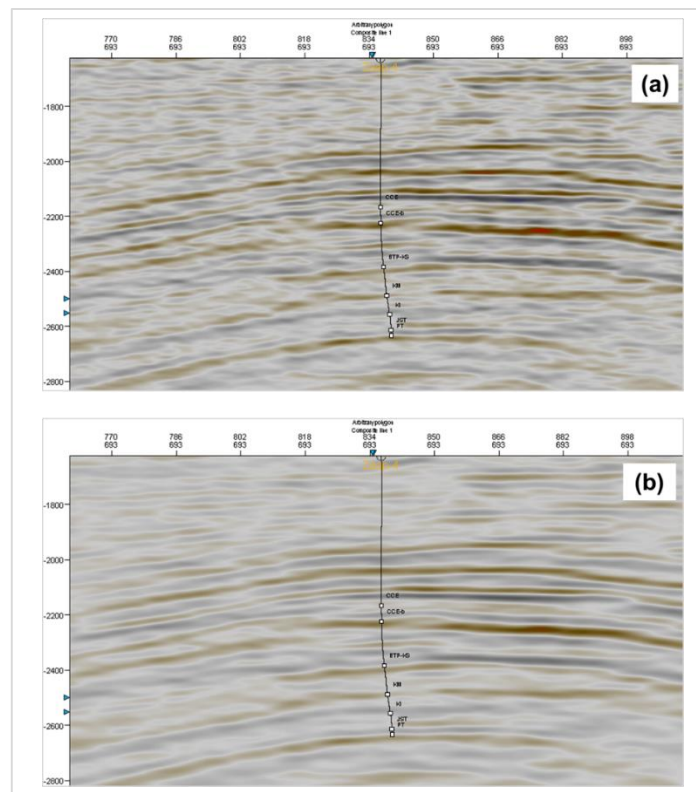


Figura 16. (a) XLine 693 con la sísmica original; (b) XLine 693 con el atributo 'structural smoothing'.

### 3.5 MODELO ESTRUCTURAL

El modelo estructural está relacionado con los esfuerzos y deformación que determinan el tipo y orientaciones de la estructura que forma el yacimiento, se refiere a la definición de la estructura geológica, fallas y límites que presenta el yacimiento, es decir, un modelo estructural es la arquitectura o esqueleto que conforma un yacimiento.

Para iniciar la construcción del modelo estructural se requirió de la previa interpretación de los eventos sísmicos correspondientes a horizontes y fallas. Estos datos tienen que ser interpolados, tomando en cuenta la información proveniente de la sísmica y también de las cimas geológicas, lo cual se deriva en el desarrollo de las superficies que integran el modelo estructural. El modelo final es sólido, es decir, cada superficie

se encuentra cerrada contra las fallas, además no presenta ninguna sobre posición entre superficies.

El mapeo de fallas resulta una parte importante en la interpretación sísmica, debido a que éstas se encuentran afectando los niveles estratigráficos de interés y delimitando las principales estructuras. De esta manera, se integró a la construcción del modelo estructural la interpretación de las fallas localizadas en el área de trabajo.

La Figura 17, muestra el total de fallas interpretadas en este estudio, en donde la interpretación también se realizó en tiempo, cuya dirección principal puede observarse con dirección ligeramente al NW-SE, las cuáles son de tipo inverso en su mayoría. La estructura del Campo Zaap, se encuentra delimitada por las fallas de mayor longitud que corren paralelamente con el eje de la estructura, esto puede observarse en la parte central del área de trabajo. Cabe señalar que la interpretación de fallas, se realizó a nivel Cretácico-Jurásico principalmente, por ser los eventos donde se encuentran los yacimientos de interés, descartando las fallas superiores a nivel Terciario.

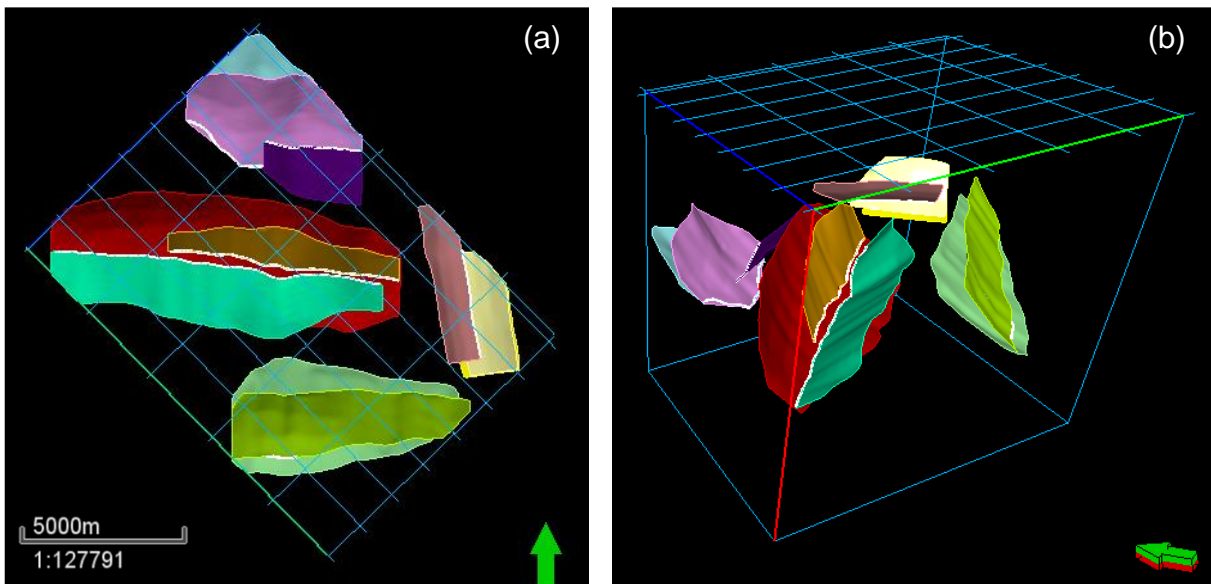


Figura 17. Fallas interpretadas en tiempo, (a) vista en planta, (b) vista 3D.

---

Partiendo de cada uno de los horizontes interpretados, se crearon las superficies ‘en tiempo’ que se muestran a continuación en las Figuras 18 y 19. Cada una de las superficies originadas, sirven como datos de entrada para la construcción del modelo de velocidades que se detallará más adelante, y cuyo propósito es obtener la conversión a profundidad de la información sísmica y la validación de cada nivel estratigráfico interpretado.

La Figura 18 muestra superficies pertenecientes al Piso Marino y a edades cenozoicas (Plioceno Superior, Mioceno Superior, Mioceno Inferior). En la Figura 18 (d) se observa la superficie del Mioceno Inferior, la cual representa una discordancia regional relacionada con la relajación de un régimen compresivo.

La Figura 19 muestra las superficies del Eoceno Superior, Eoceno Medio, Brecha límite Cretácico Terciario (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), las cuales son formaciones previas a la discordancia del Mioceno Inferior y que muestran un contexto deformacional que se analizará más adelante.

El producto que se obtuvo en esta etapa del trabajo fue un modelo estructural que se extiende a través del área del cubo sísmico utilizado para la interpretación. La metodología utilizada garantiza que las superficies creadas honran los puntos de la interpretación, es decir, honran el picado de los horizontes interpretados, obteniendo un modelo consistente y útil para los siguientes procesos a desarrollar, como lo son la construcción del modelo de velocidades y la conversión a profundidad de la interpretación sísmica, cuya información representará los insumos para el balanceo de secciones.

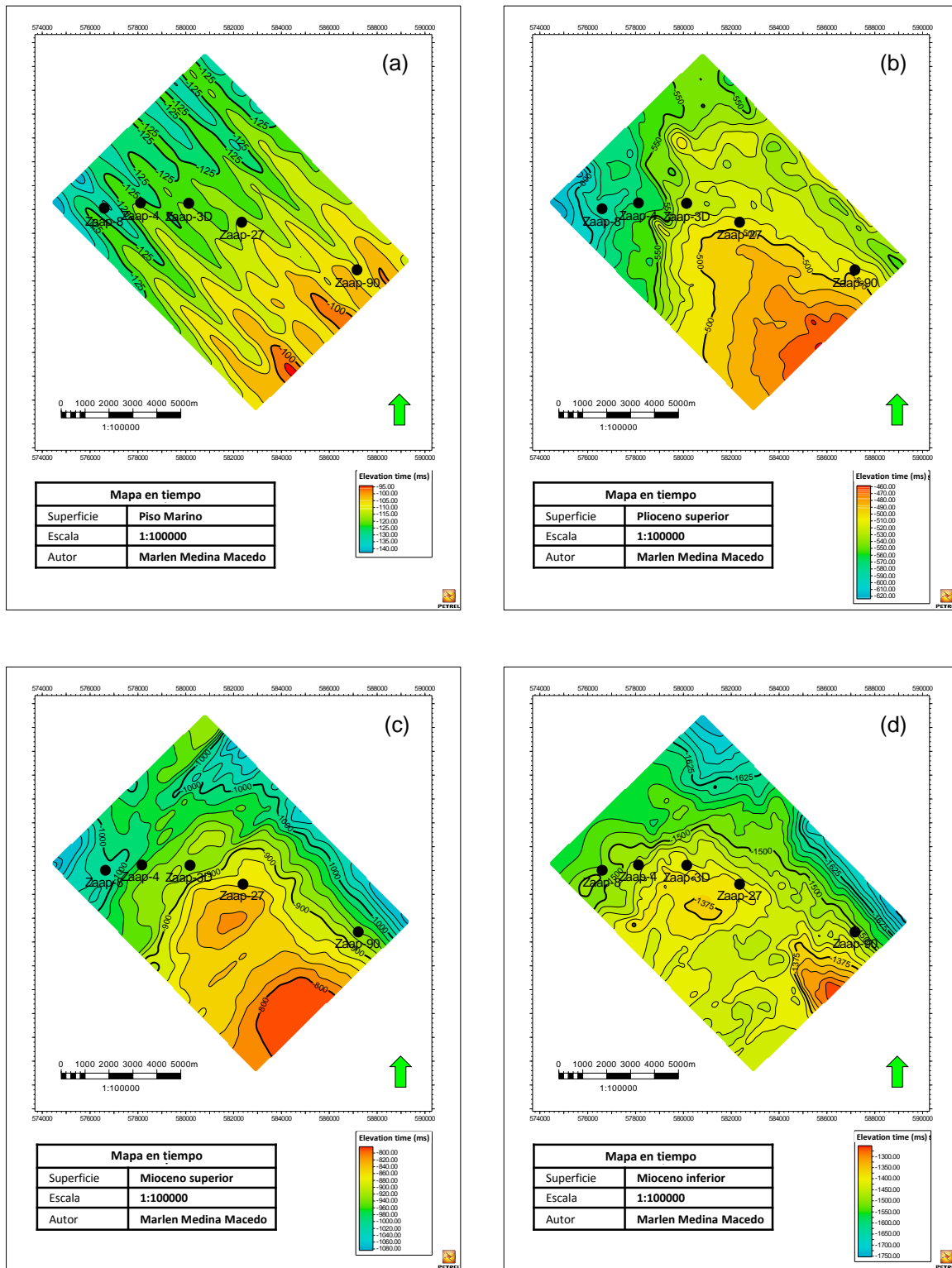


Figura 18. Superficies derivadas de la interpretación sísmica 3D (en tiempo) correspondientes a: (a) Piso Marino, (b) Plioceno Superior, (c) Mioceno Superior, (d) Mioceno Inferior.

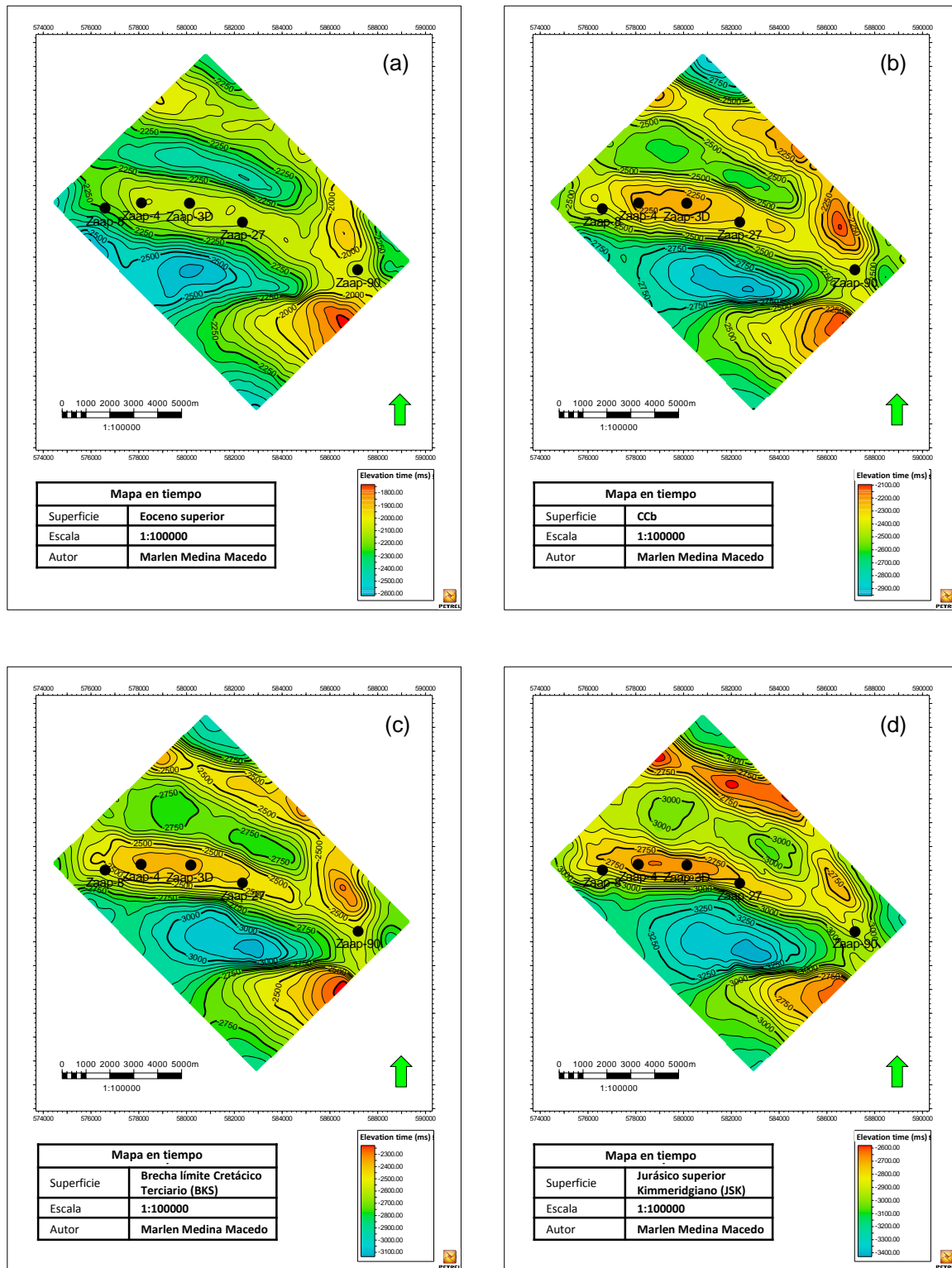


Figura 19. Superficies derivadas de la interpretación sísmica 3D (en tiempo) correspondientes a: (a) Eoceno Superior, (b) Eoceno Medio (CCb), (c) Brecha Cretácico-Terciario, (d) Jurásico Superior Kimmeridgiano.

En la Figura 20 (a) se presenta una sección sísmica en tiempo (time-slice), a nivel de la brecha BKS a  $-2552$  ms, y en la Figura 20 (b) se observa la superficie en tiempo BKS, en ambas figuras, puede observarse con claridad el anticlinal del Campo Zaap y también los 2 sinclinales que lo limitan. Esto se muestra a modo de comparación entre las estructuras observadas en una time slice y el resultado final de la interpretación 3D en tiempo, plasmado en una superficie.

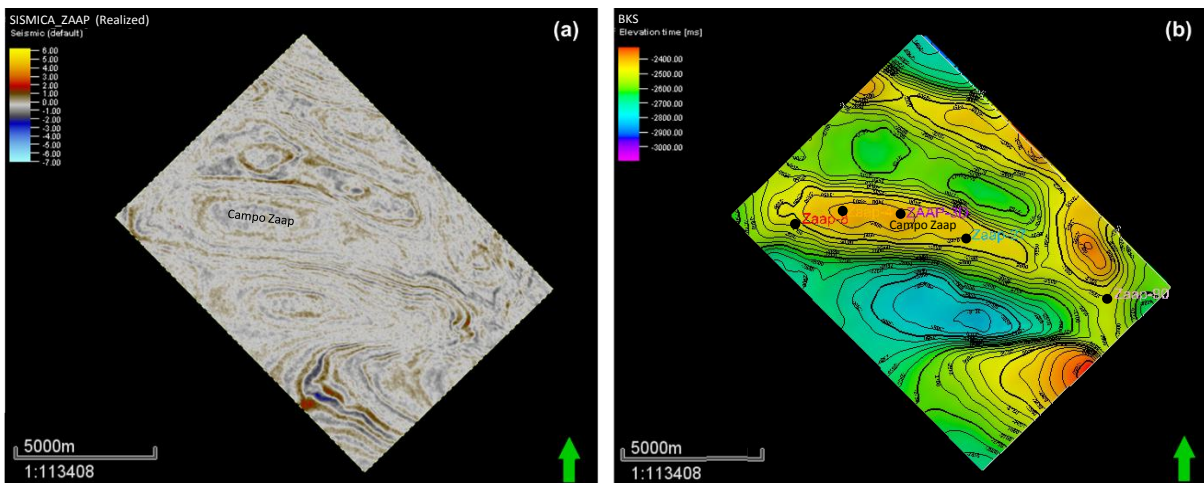


Figura 20. (a) Time-slice en el nivel BKS a  $-2552$  ms, (b) Superficie de BKS en tiempo.

En la Figura 21, se puede ver una sección sísmica compuesta, ésta queda trazada siguiendo cada uno de los pozos utilizados en el proyecto, es decir, se sitúa a lo largo del campo Zaap. Se muestran las 8 superficies interpretadas que anteriormente se han mostrado en otras figuras, y también pueden observarse las trayectorias de los pozos y las cimas geológicas, las cuales tienen ya una asociación con tz's.

La Figura 22 muestra una vista tridimensional de las 8 superficies interpretadas a través del cubo sísmico.



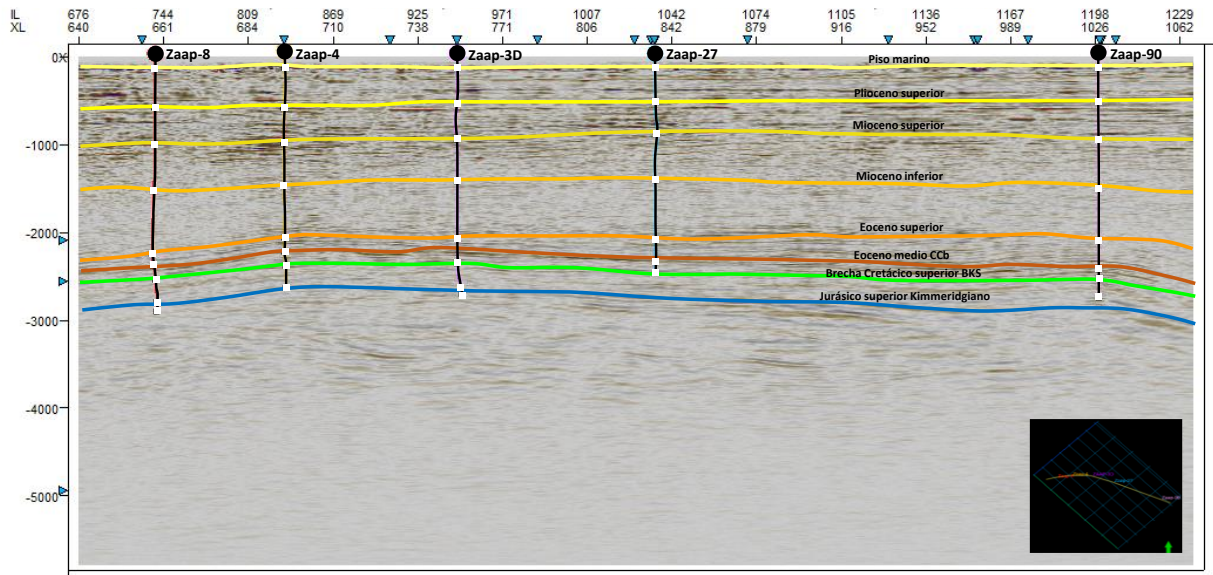


Figura 21. Sección sísmica compuesta (en tiempo) mostrando las trayectorias de los pozos utilizados en el proyecto, los horizontes interpretados en tiempo y las cimas geológicas.

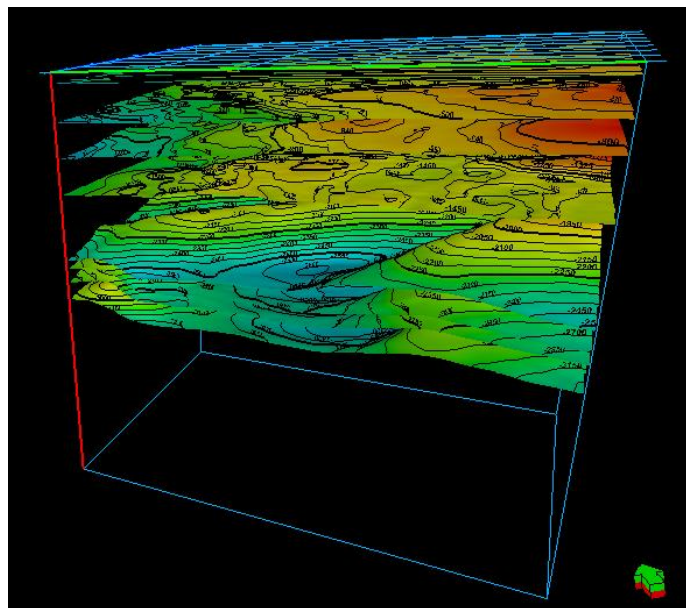


Figura 22. Vista 3D de las superficies interpretadas en tiempo.

El modelo estructural derivado de la interpretación sísmica determina que la estructura del campo Zaap corresponde a un anticlinal asimétrico con orientación NW-SE. Esta

estructura se encuentra delimitada al norte y al sur por dos fallas que corren paralelamente al eje de la estructura, la cual tiene un área de 35.6 km<sup>2</sup> aproximadamente.

La falla al sur es de tipo inversa y presenta un echado al norte, se extiende por unos 7.79 km con un desplazamiento vertical al oeste del Campo. La falla al norte también es inversa, al contrario que la falla descrita anteriormente, su echado es hacia el sur y tiene una extensión longitudinal de aproximadamente 10 km.

### 3.6 MODELO DE VELOCIDADES

Posterior al desarrollo del modelo estructural, se inició con la construcción del modelo de velocidades, en el cual quedaron definidos los límites tanto horizontal como vertical. Se consideró la interpretación del horizonte del Piso Marino como el límite vertical superior y como el límite vertical inferior se utilizó el horizonte del Jurásico Superior Kimmeridgiano, éste último se consideró la parte más profunda del modelo, debido a que algunos de los pozos cortaron esta formación definiendo su profundidad total dentro esta unidad. Como límite horizontal, se consideró la extensión completa del área del cubo sísmico.

El modelo de velocidades, se construyó, utilizando toda la información disponible, incluyendo velocidades obtenidas de datos de pozo, las cuales mostraron tendencias representativas que se tomaron en cuenta en el modelo. Para la elaboración del modelo de velocidades se necesitó recolectar, organizar y analizar la información que se utilizó como parte del control de calidad de los datos. Como ya se mencionó, se contaron con datos de los pozos Zaap-3D, Zaap-4, Zaap-8, Zaap-27 y Zaap 90, de los cuáles los pozos Zaap-4 y Zaap -27 presentaban los datos más confiables en cuanto a las funciones de velocidad.

En relación a las funciones de velocidad (tz), éstas se presentan en pares de tiempo y profundidad, estas curvas se extraen luego de la creación de un sismograma sintético. Como se mencionó al principio de este capítulo, las relaciones tz de cada uno de los pozos (Figura 23), fueron proporcionadas dentro del conjunto de datos de la CNH, es decir, no fue necesario construir sismogramas sintéticos dentro de este trabajo, sin embargo, se analizaron y se validó el adecuado ajuste que las tz mostraron entre la información de los pozos y los datos sísmicos, como se muestra en la Figura 24, donde las tz se encuentran distribuidas a lo largo de los pozos y también se observa la correlación de éstas con las cimas geológicas.

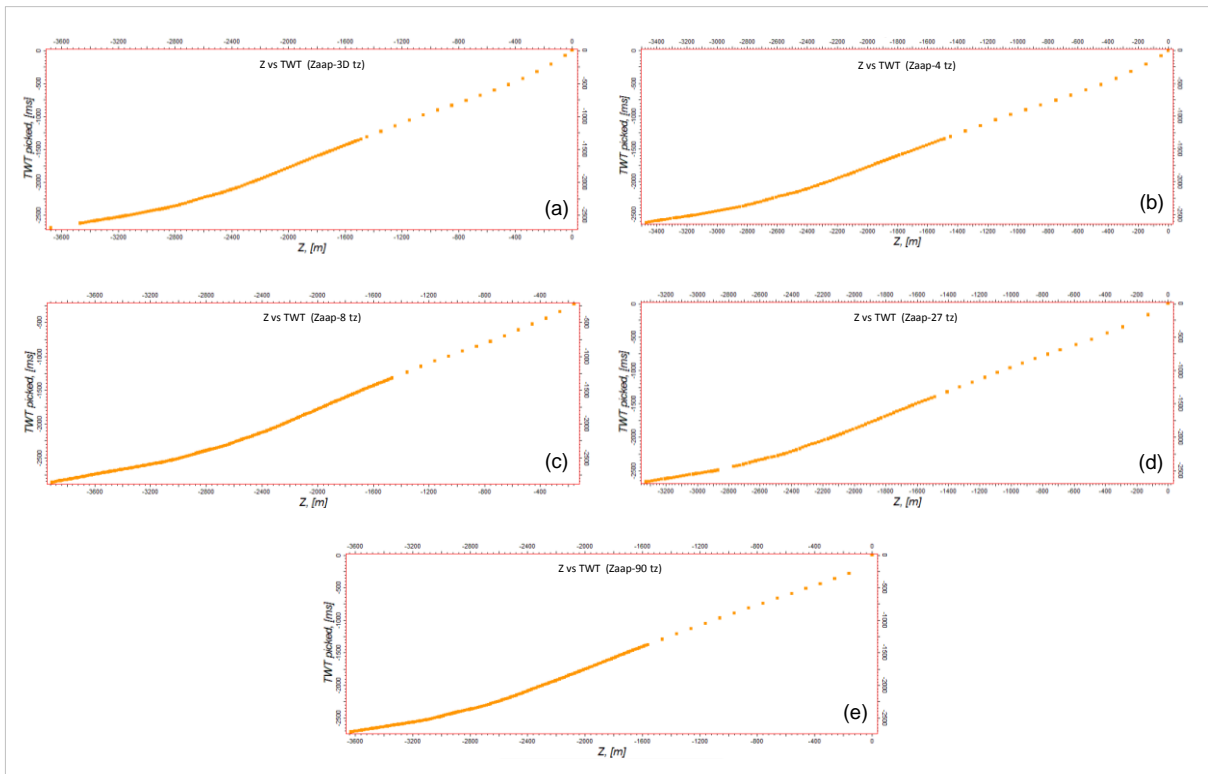


Figura 23. Relaciones tiempo-profundidad (tz) de los pozos del proyecto. (a) Zaap-3D, (b) Zaap-4, (c) Zaap-8, (d) Zaap-27 y (e) Zaap-90.

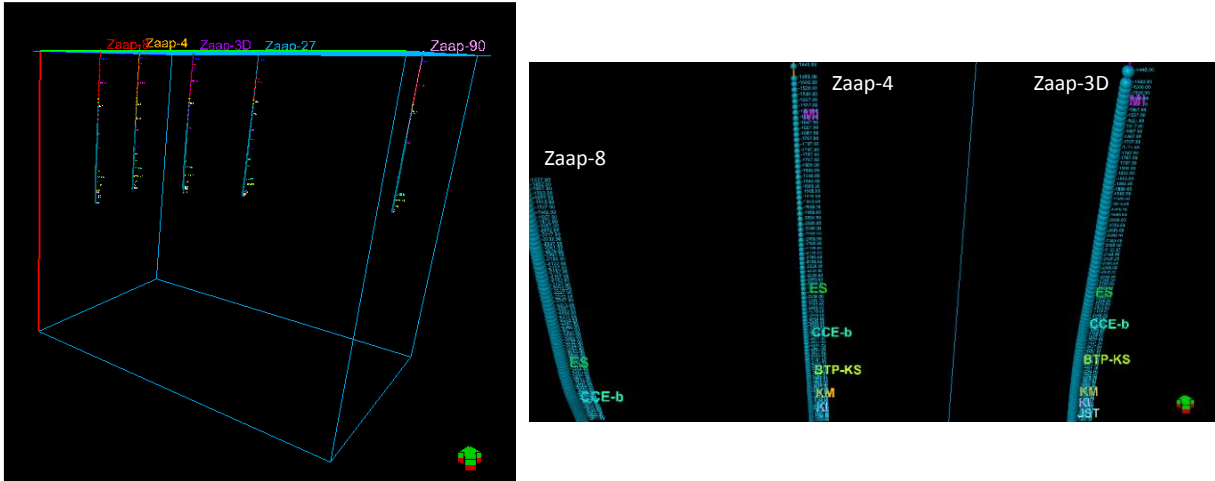


Figura 24. Tz y cimbras de los pozos.

Cabe mencionar que, algunas veces se aplica una curva de un pozo a otro que no la posee. En este trabajo, el pozo Zaap-3D utilizó las funciones de velocidad del pozo Zaap-27, sin embargo, en este caso, se aseguró que el ajuste sea cercano con las superficies, ya que de no ser así, podría influir negativamente en el resultado final. Se recomienda entonces que las curvas tz sean del propio pozo y sean provenientes de un checkshot o VSP (Vertical Seismic Profile), pero cuando no se tiene esta información, es válido utilizar las funciones de velocidad de otro pozo, siempre y cuando la configuración estructural y estratigráfica sea bastante similar entre ambos pozos, lo cual resulta de utilidad cuando se trata de pozos cercanos entre sí.

La información proveniente de un VSP es mejor, ya que realiza un muestreo fino, de la medición de propagación de ondas, a lo largo del pozo y de esta manera registra el tren de ondas completo. Un VSP obtenido en un pozo marino, utiliza una fuente en la superficie cercana al mismo y pistolas de aire. Por otro lado un checkshot, se refiere a los tiros de prueba que se llevan a cabo empleando una fuente de ondas compresionales colocada en la superficie y detectores (geófonos de pozo) igualmente ubicados en varias profundidades a lo largo del pozo. Al efectuarse los disparos, un receptor colocado junto a la fuente recibe un pulso instantáneamente para fijar el tiempo cero de referencia. La señal grabada contiene el tiempo de tránsito entre la

onda generada en superficie y la llegada a los receptores, de esta manera, se puede calcular la velocidad promedio a cada nivel.

Con las curvas tz, se calculan las velocidades interválicas en los pozos, que luego, son comparadas con las velocidades interválicas provenientes de la sísmica en la trayectoria del pozo, y es así como se definen las diferencias entre ellas, que deberán solventadas para lograr un modelo de velocidades confiable y que honre los datos de los pozos.

A partir de esta información, se pueden saber los valores de profundidad y tiempo fundamentales en la construcción de un modelo de velocidades, siendo el registro sísmico idealmente calibrado con un checkshot o VSP. Particularmente, con la información disponible en este proyecto, es decir, las tz proporcionadas por CNH, se realizó un análisis de la calidad de datos, calibrando el registro sísmico de cada pozo con las tz. En la Figura 25, se observa la calibración del pozo Zaap-4, donde el registro sísmico calibrado honra el comportamiento de la curva original, y también se realiza el cálculo de velocidades promedio a lo largo del pozo a partir de las velocidades interválicas obtenidas con anterioridad. Esto se hizo para cada uno de los pozos del proyecto.

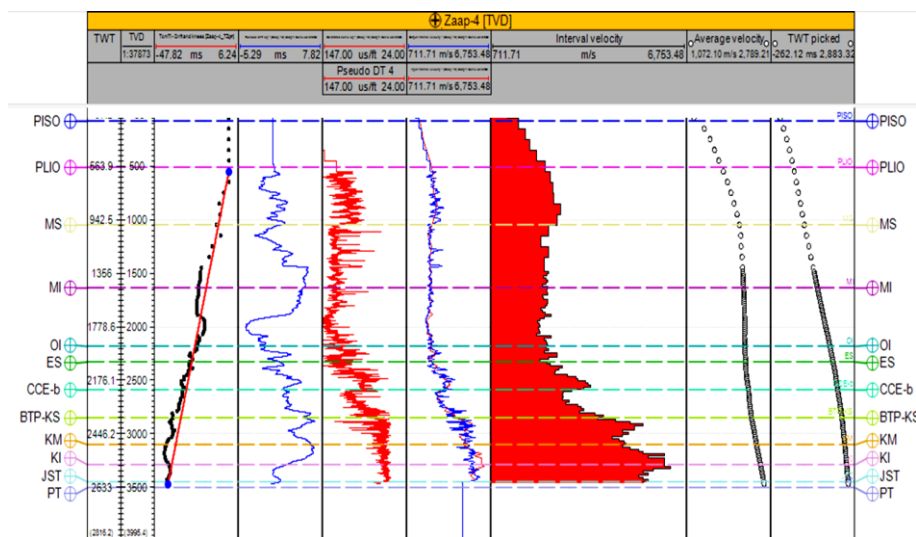


Figura 25. Calibración del registro sísmico del pozo Zaap-4 y las velocidades promedio e interválicas del mismo.

En las Figuras siguientes, 26 a 28, se muestra la correlación de los 5 pozos con las superficies del Eoceno Medio (CCb), BKS y JSK, siendo éstas de principal interés en el análisis de balanceo de secciones que se detallará más adelante. Estas figuras muestran una vista 3D y una vista en planta de las superficies mencionadas y su asociación con las fallas interpretadas.

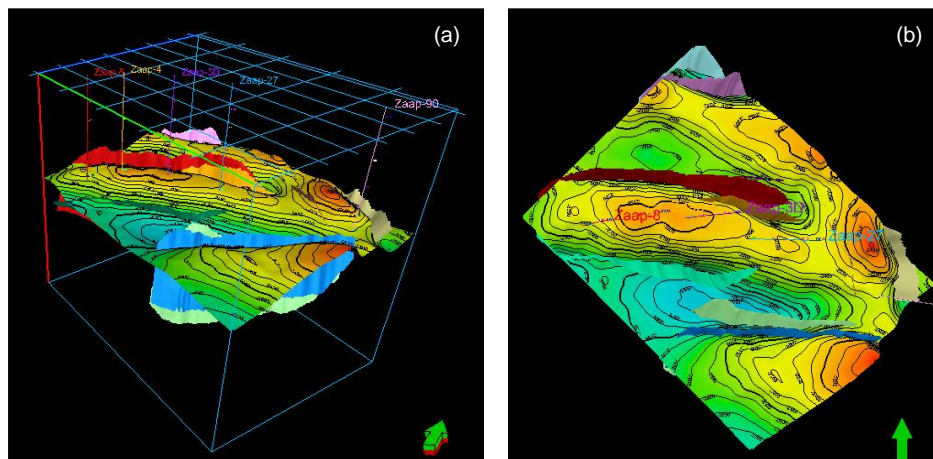


Figura 26. Correlación de los pozos con la superficie Eoceno Medio CCb y las fallas interpretadas, (a) vista 3D, (b) vista en planta.

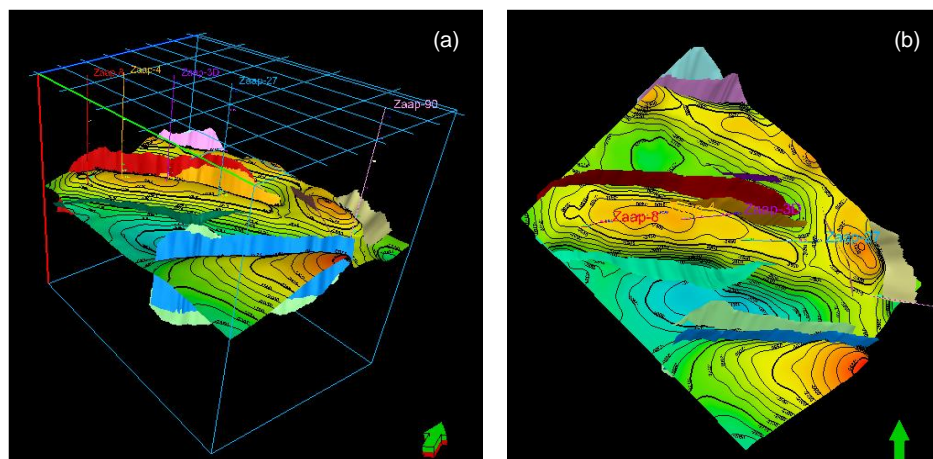


Figura 27. Correlación de los pozos con la superficie BKS y las fallas interpretadas, (a) vista 3D, (b) vista en planta.

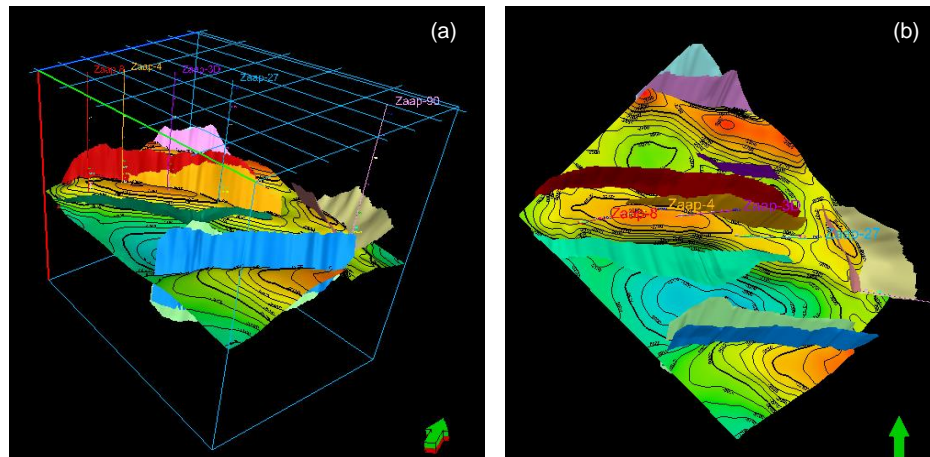


Figura 28. Correlación de los pozos con la superficie BKS y las fallas interpretadas, (a) vista 3D, (b) vista en planta.

Partiendo entonces de las funciones de velocidad ( $t_z$ ) creadas en estudios anteriores, se compararon las velocidades interválicas de los pozos con las velocidades interválicas provenientes de la sísmica en la trayectoria del pozo, para definir las diferencias entre ellas, creando así un modelo de velocidades que represente la verdadera velocidad en los pozos y alrededor de éstos, integrando así los diferentes tipos de velocidades obtenidas del pozo y del procesamiento de datos sísmicos. Definiendo entonces una metodología simple para la construcción del modelo de velocidades, se utilizaron de manera general 3 fases, las cuales se muestran en la Figura 29.

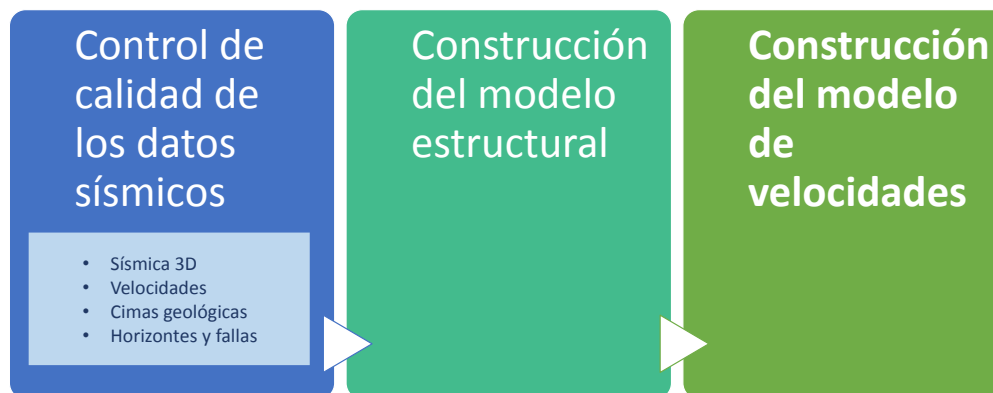


Figura 29. Metodología simple para la construcción de un modelo de velocidades.

La construcción del modelo estructural, definió inicialmente la geometría del modelo, en este caso tal geometría se extendió a través del volumen completo del cubo sísmico, un conjunto de 8 superficies y 10 fallas geológicas.

Así bien, una vez realizado el control de calidad de los datos sísmicos, el análisis de las velocidades y su validación, y la construcción del modelo estructural, se contó con toda la información necesaria para la construcción del modelo de velocidades, el cual, se desarrolló en el software Petrel en el módulo ‘Advanced velocity model’, en donde se integró toda la información obtenida para este fin, como se muestra en la Figura 30, es decir, se integraron las superficies creadas correspondientes a cada nivel estratigráfico, las cimas geológicas, las relaciones tiempo-profundidad y las velocidades interválicas que se obtuvieron para cada uno de los pozos.

Un modelo de velocidades debe de representar la verdadera velocidad vertical en los pozos y alrededor de éstos, resultando en un modelo promedio y calibrado con la información sísmica y geológica.

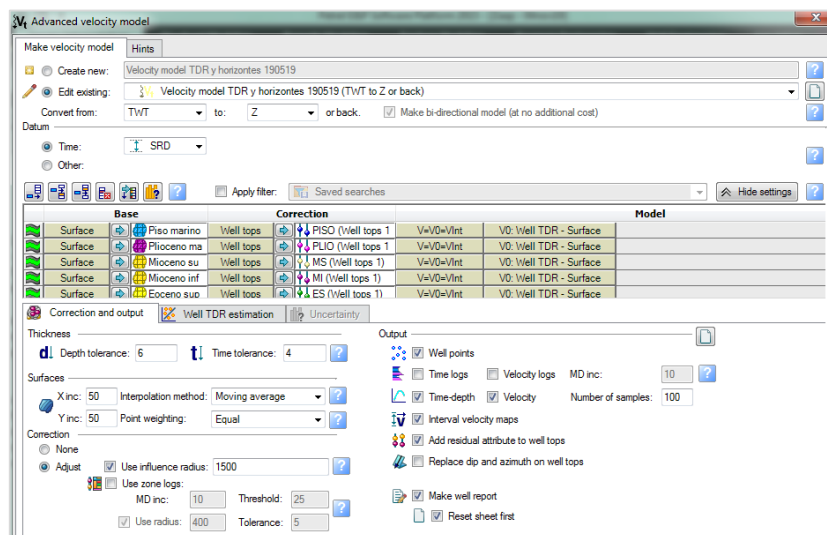


Figura 30. Módulo de Petrel ‘Advanced velocity model’, que muestra la información necesaria que se utilizó para la construcción del modelo de velocidades del proyecto.



A pesar de que existen algoritmos matemáticos muy sofisticados para la construcción del modelo de velocidades, se pueden presentar ciertos rangos de error, debido a que durante la adquisición, procesado e interpretación de los datos sísmicos, las velocidades son siempre estimadas, sin embargo, la respuesta del modelo fue aceptable y favorable por lo que una vez creado se continuó con la conversión a profundidad.

### 3.7 CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD

El proceso de transformación de los datos sísmicos de una escala de tiempo (el dominio en el cual son adquiridos) a una escala de profundidad, nos sirve para proporcionar una imagen de la estructura del subsuelo, independientemente de la velocidad. La conversión a profundidad es un proceso en el que se inició con el procesamiento sísmico adecuado, el análisis de velocidad sísmica y el estudio de los datos de pozos para refinar la conversión. Los registros acústicos, los levantamientos de tiros de prueba de velocidad y los perfiles sísmicos verticales pueden servir para los esfuerzos de conversión a profundidad y mejorar la correlación de los registros de pozos y los datos de perforación con los datos sísmicos.

En este proyecto ya se realizó tal proceso hasta llegar a la conversión a profundidad, cuya finalidad es obtener la interpretación sísmica en dominio de profundidad, para continuar con el desarrollo del trabajo, en el que dicha interpretación representa los insumos para el balanceo de secciones del campo Zaap a desarrollarse en el siguiente capítulo.

El desarrollo de un cubo sísmico en profundidad fue clave para la validación de la interpretación sísmica, así bien, para esto, se utilizó el cubo sísmico inicial (en tiempo) en conjunto con el modelo de velocidades creado con anterioridad, éste último ya contiene la información del modelo estructural así como también la información de los

pozos. La figura siguiente, muestra el módulo de Petrel utilizado para tal fin (Figura 31).

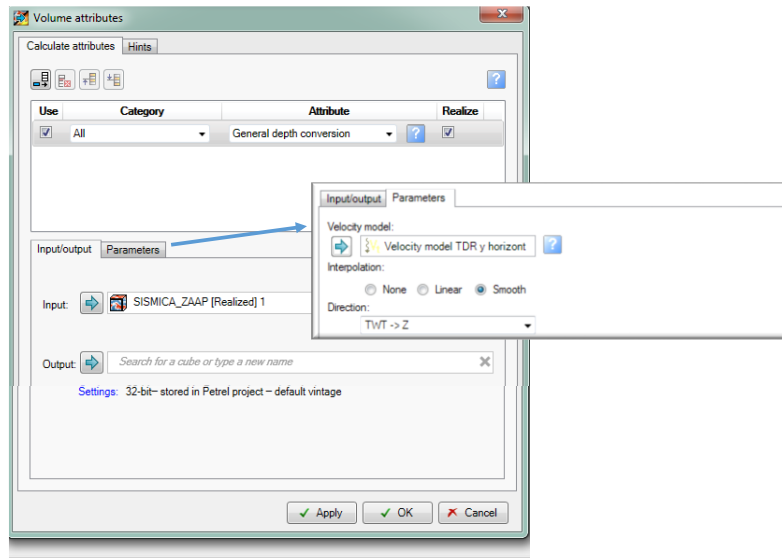


Figura 31. Módulo de Petrel 'volume attributes' utilizado para generar el cubo sísmico en profundidad.

Una vez realizado este proceso, ya se cuenta con el cubo sísmico convertido a profundidad, como se muestra en la siguiente figura:

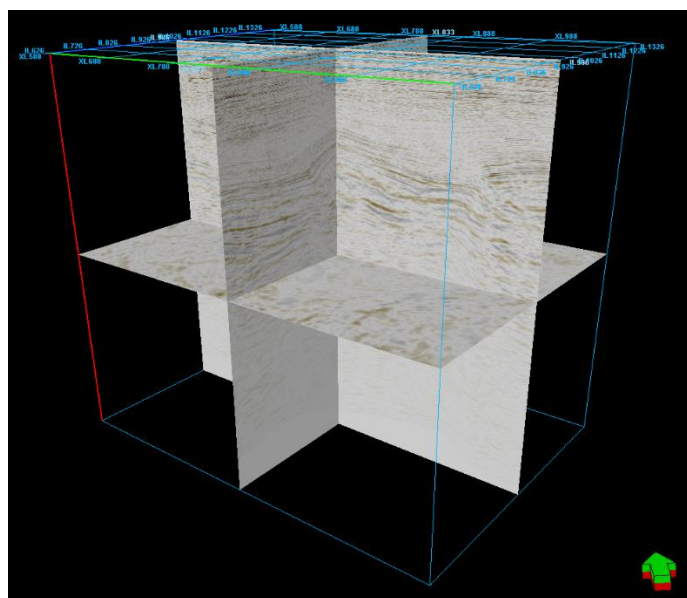


Figura 32. Cubo sísmico convertido a profundidad.

El modelo de velocidades, permitió también contar con el modelo estructural en profundidad (superficies y fallas) y en conjunto con el cubo sísmico convertido, se realizó un control de calidad de la interpretación y los ajustes necesarios para la validación del modelo estructural en profundidad.

A continuación se observa en la Figura 33, una línea sísmica compuesta en profundidad, la cual se encuentra trazada a lo largo de la estructura del campo Zaap, y en donde se muestran desplegados los 5 pozos usados en el proyecto, las cimas geológicas y las 8 superficies interpretadas, convertidas a profundidad y ajustadas.

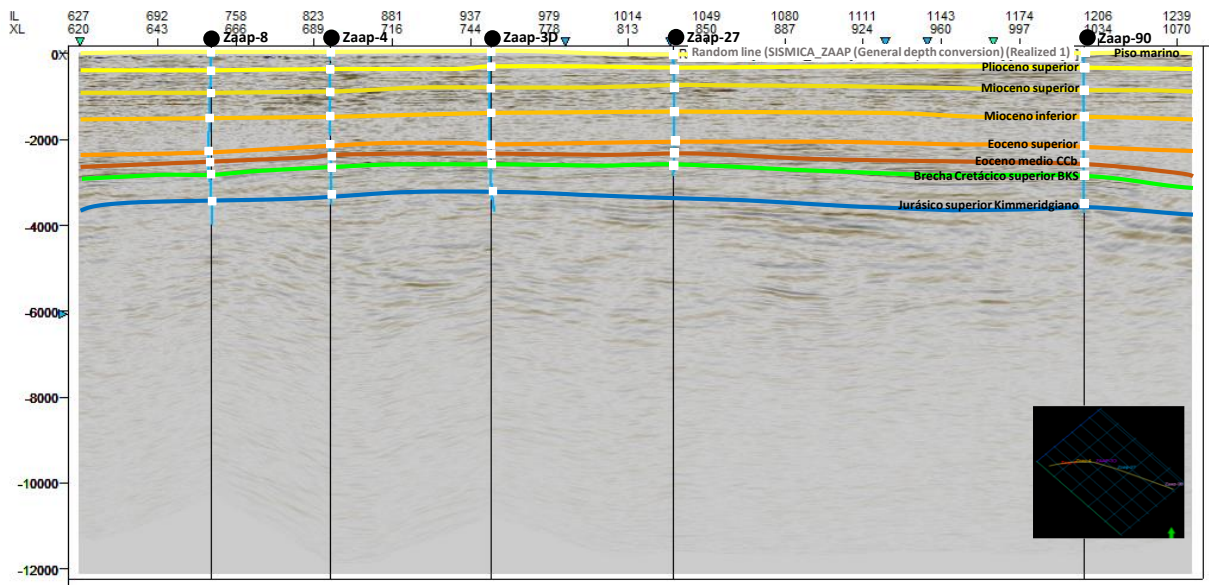


Figura 33. Sección sísmica compuesta (en profundidad) mostrando las trayectorias de los pozos utilizados en el proyecto (en azul), las superficies interpretadas y las cimas geológicas. Las 5 líneas negras indican donde se realizó cada cambio en la dirección de la traza de la sección sísmica compuesta, como puede observarse, esto se hizo justo en la ubicación de cada uno de los pozos.

Las superficies ajustadas y validadas en profundidad, correspondientes a los 8 niveles estratigráficos interpretados se muestran en las Figuras 34 y 35, las cuales representan los datos de entrada para el posterior balanceo de secciones del campo Zaap.

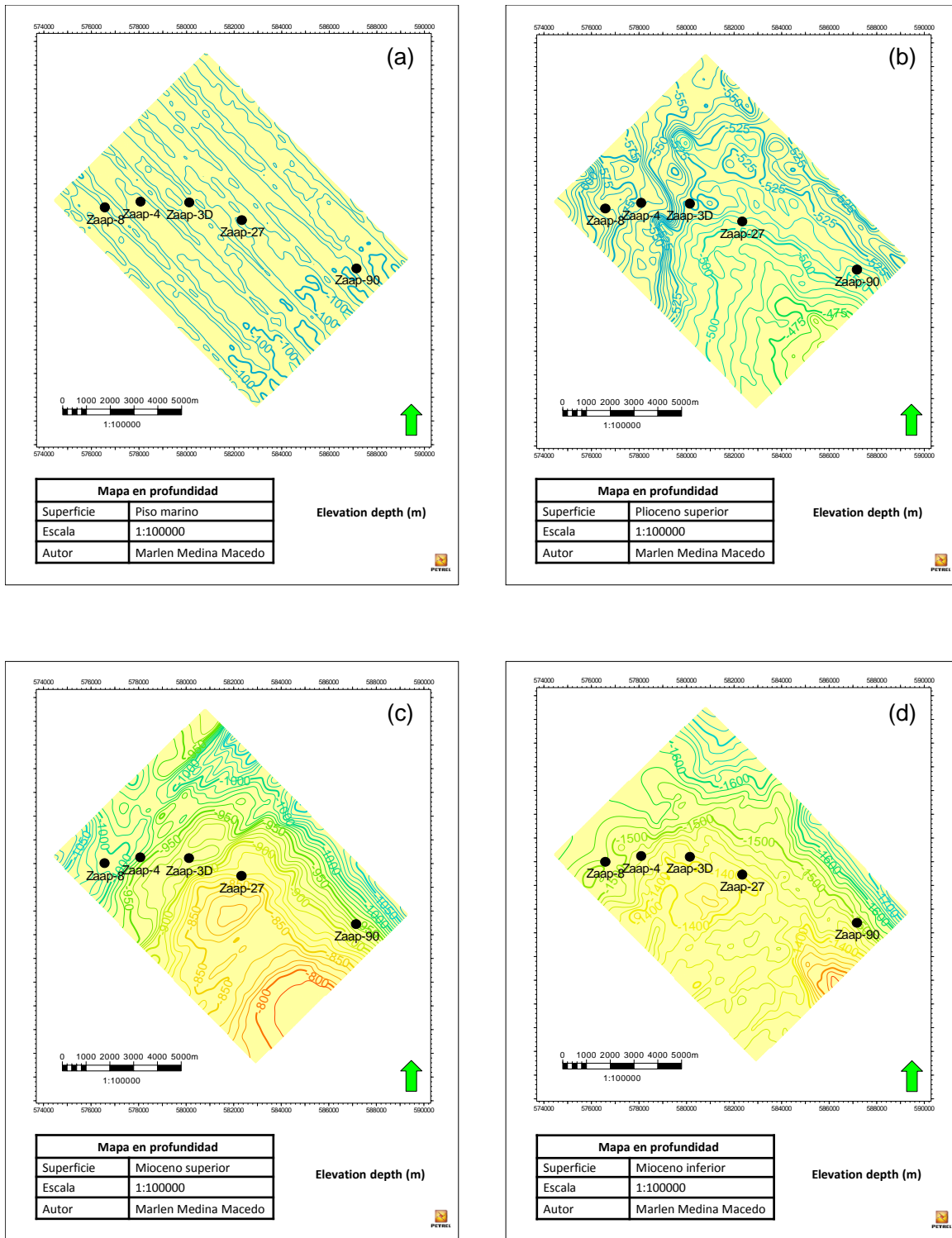


Figura 34. Superficies en profundidad correspondientes a: (a) Piso Marino, (b) Plioceno superior, (c) Mioceno superior, (d) Mioceno Inferior.

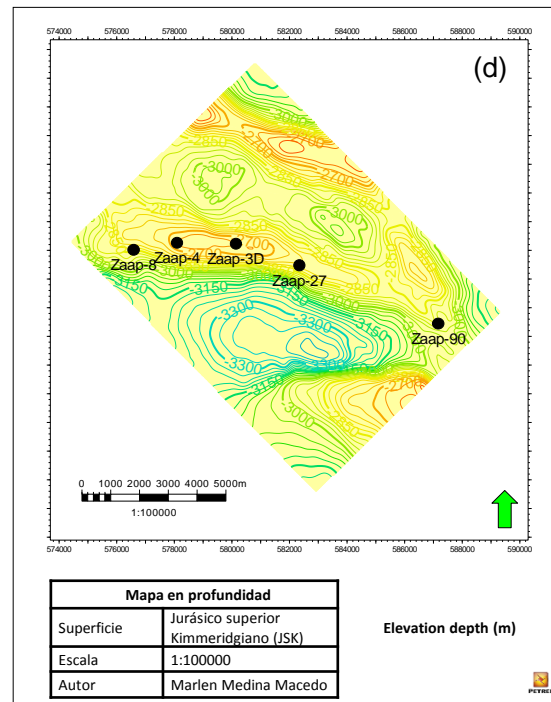
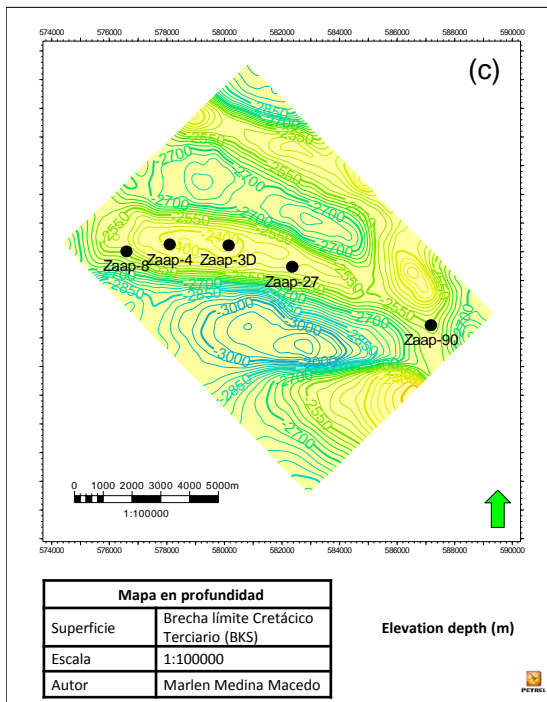
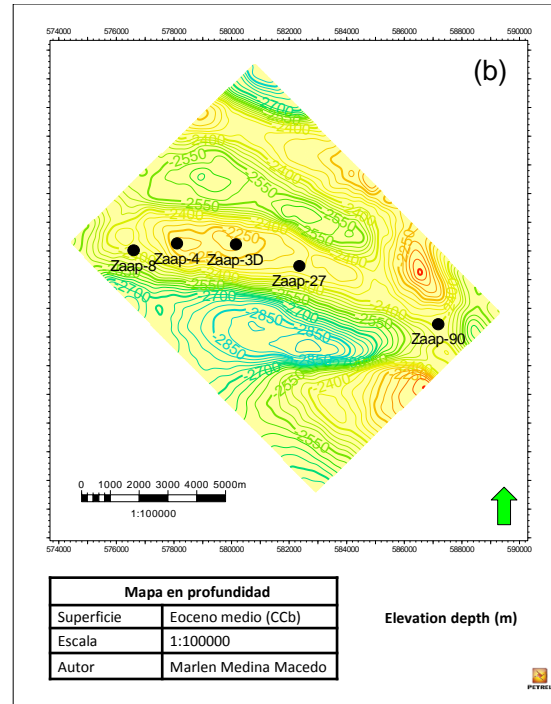
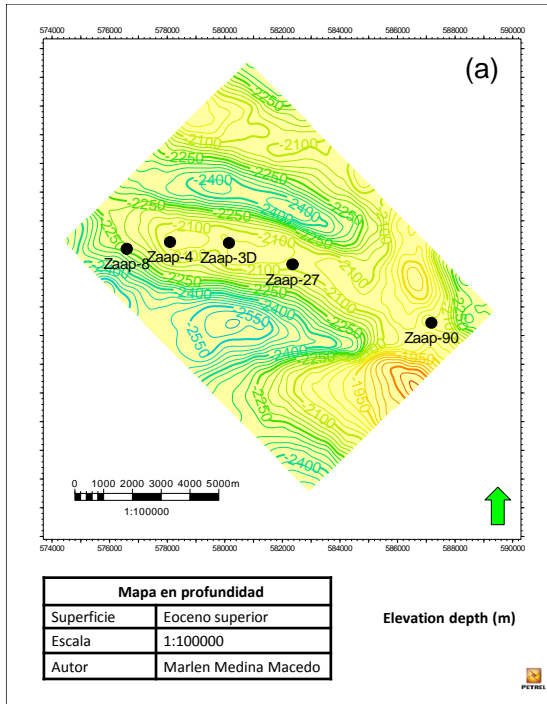


Figura 35. Superficies en profundidad correspondientes a: (a) Eoceno Superior, (b) Eoceno Medio (CCb), (c) Brecha Cretácico-Terciario, (d) Jurásico Superior Kimmeridgiano.

Como parte de la validación de los datos sísmicos interpretados y convertidos a profundidad, también se realizó un control de calidad de las fallas. En este caso, se realizó un ajuste más detallado y en algunas partes, las fallas tuvieron que reinterpretarse con respecto al cubo sísmico en profundidad. El resultado de esto, se muestra en la siguiente figura:

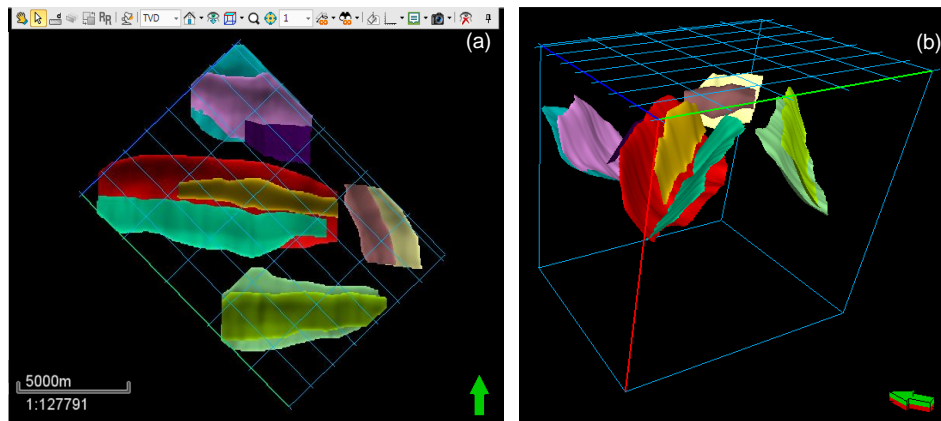


Figura 36. Conjunto de fallas en profundidad, ajustadas y validadas en el proyecto.

Contando con el modelo estructural en profundidad calibrado, se dio inicio al balanceo de secciones.



# CAPÍTULO 4

## BALANCEO DE SECCIONES DEL CAMPO ZAAP

- 4.1 Antecedentes teóricos
  - 4.1.1 Nivel y estilo estructural
- 4.2 Mecanismos de plegamiento
  - 4.2.1 Pliegues relacionados a fallas
    - 4.2.1.1 Pliegues por flexión de falla (fault bend folds)
    - 4.2.1.2 Pliegues por propagación de falla (fault propagation folds)
    - 4.2.1.3 Pliegues por trishear o triángulo de cizalla
- 4.3 Fundamentos del método de balanceo de secciones
  - 4.3.1 Condiciones para construir una sección geológica balanceada
  - 4.3.2 Técnicas de restauración mediante modelos cinemáticos
  - 4.3.3 Tipos de restauración
    - 4.3.3.1 Restauración palinspástica
    - 4.3.3.2 Restauración por longitud constante de línea
    - 4.3.3.3 Restauración por longitud variable de línea
    - 4.3.3.4 Restauración por áreas
    - 4.3.3.5 Restauración secuencial
- 4.4 Algoritmos del software
- 4.5 Balanceo de secciones del Campo Zaap
- 4.6 Análisis y validación del balanceo de secciones del Campo Zaap

---

## 4.1 Antecedentes teóricos

La corteza terrestre se deforma para acomodarse al continuo movimiento de las placas tectónicas, es así que las rocas son sometidas tanto a grandes esfuerzos compresivos como a relajamientos y extensiones importantes. En esta sección se presentan de forma resumida algunos de los principios conceptuales concernientes a la caracterización de zonas deformadas por esfuerzos compresivos, debido a que el presente estudio se ubica bajo este contexto de deformación. Por otro lado, se presenta una síntesis de los fundamentos del trabajo con secciones balanceadas y una breve descripción del software Move en el que se realizó el análisis estructural.

### 4.1.1 Nivel y Estilo Estructural

Las rocas pueden reaccionar de diferente forma ante los esfuerzos aplicados en ellas, por ejemplo, pueden comportarse de forma plástica dando origen a la formación de pliegues, o bien, de forma rígida dando lugar a la formación de fallas.

La relación entre esfuerzo y deformación se conoce como comportamiento reológico, éste está presente en las rocas que se encuentran continuamente bajo condiciones de presión confinante y temperatura, también está en función de sus características moleculares, de tal forma que el comportamiento reológico de las rocas es distinto en la superficie terrestre que en el subsuelo; una misma roca se comporta de forma distinta con el aumento de la presión confinante y la temperatura, tendiendo de manera general a un comportamiento más plástico que frágil.

Primeramente, las rocas tienen un comportamiento frágil, después, si las condiciones de temperatura y presión aumentan, presentan un comportamiento dúctil y finalmente alcanzan su punto de fusión y se comportan entonces como líquidos muy viscosos.



Los distintos niveles estructurales se muestran en la Figura 37 y se describen a continuación.

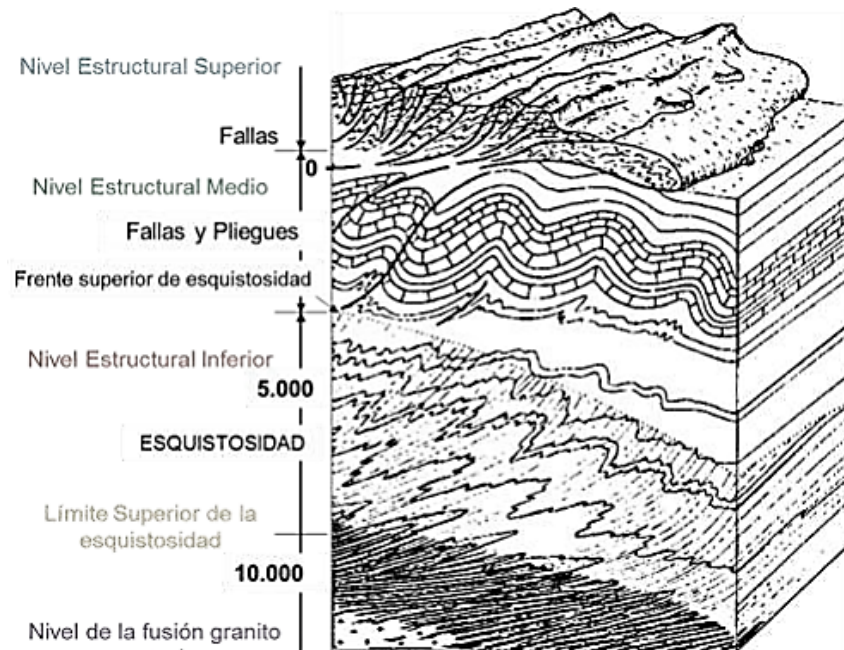


Figura 37. Niveles estructurales (tomado de Mattauer, M., 1976).

**Nivel estructural superior.** Se localiza desde la superficie del terreno hasta la cota de 0 m, aquí la presión y la temperatura no son elevados, las rocas tienen un comportamiento frágil. Debido a esto, el mecanismo dominante es el fallamiento.

**Nivel estructural medio.** Se sitúa entre la cota 0 y 1000 m de profundidad. El mecanismo dominante es la flexión, debido al comportamiento dúctil de las rocas. Los pliegues son característicos en este nivel.

**Nivel estructural inferior.** Es el nivel del metamorfismo y puede localizarse entre 1000 m y 10,000 m de profundidad. En este nivel predominan las estructuras de flujo, con pliegues acompañados siempre de esquistosidad y foliación.

La deformación en un régimen compresional depende de la litología y la profundidad. En los cinturones orogénicos, hay una diferencia entre las estructuras formadas en el área limítrofe antepaís (foreland) y el área más central traspaís (hinterland). En el antepaís son comunes la clásica imbricación y las estructuras dúplex, en secuencias sedimentarias cubriendo el basamento subyacente, donde prácticamente éste no es deformado y está separado de la cubierta sedimentaria plegada y acortada por el despegue. Este escenario es conocido como tectónica de piel delgada (thin skinned) y es característica de áreas deformadas del antepaís. La deformación en las área del traspaís, el basamento está involucrado, y por lo tanto este escenario es conocido como tectónica de piel gruesa (thick skinned) (Fossen, H., 2011).

En la Figura 38, se presenta una sección transversal de la zona de colisión Alpina, la cual muestra la deformación de piel delgada en el antepaís hacia el Norte y la deformación más complicada y penetrante en el traspaís. La imbricación mostrada en esta figura, perteneciente a la corteza inferior, está basada en información sísmica (Schmid and Kissling, 2000, In Fossen H., 2011).

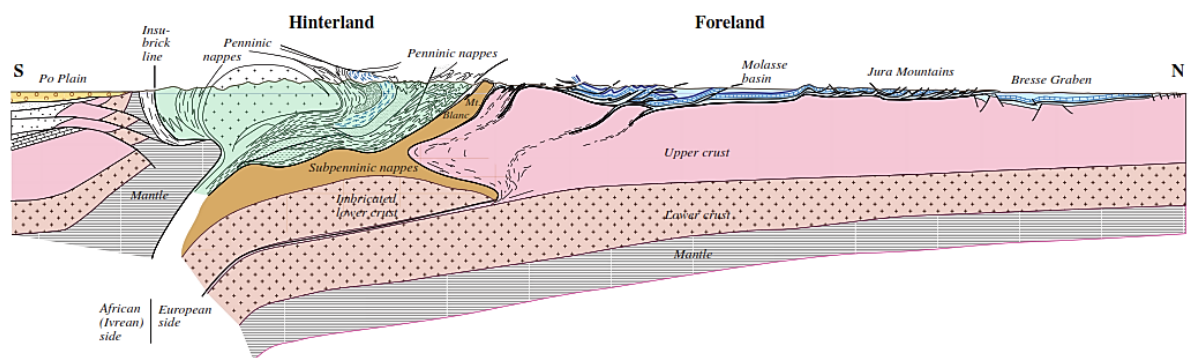


Figura 38. Sección transversal de los Alpes, mostrando la deformación asociada a tectónica de piel delgada desarrollada en las áreas antepaís (foreland) y la tectónica de piel gruesa en las zonas del traspaís (hinterland) (tomado de Schmid and Kissling, 2000, In Fossen H., 2011).

## 4.2 Mecanismos de plegamiento

En las rocas, el plegamiento es una expresión del comportamiento dúctil de éstas, los pliegues se forman bajo diferentes condiciones de esfuerzo, temperatura y presión confinante. La formación de pliegues en cualquier tipo de roca implica en la mayoría de los casos, deformación dúctil, aunque, puede también deberse a la deformación interna del material y/o fracturamiento (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Algunos autores, han identificado dos mecanismos fundamentales de plegamiento, éstos son el plegamiento flexural y el plegamiento pasivo (Donath y Parker, 1964, in Padilla y Sánchez, R.J, 2013). En el primer caso, el plegamiento por deslizamiento flexural ocurre como resultado del espesor y la litología de los estratos más competentes, que por influencia mecánica de las rocas se deriva en el desarrollo del pliegue conocido como 'buckle fold' o 'detachment fold', en donde existe un horizonte lubricante sobre el cual las capas empiezan a deslizarse iniciando la flexión de algunas mientras que otras permanecen sin deformación. En este tipo de plegamiento, existe un deslizamiento paralelo a las capas a lo largo de sus contactos. La Figura 39 muestra este tipo de pliegue.

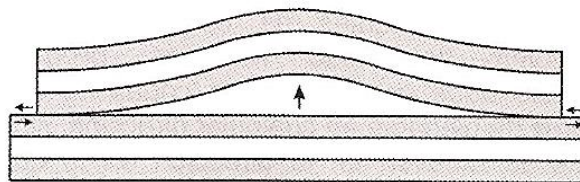


Figura 39. Pliegue por desprendimiento formado por deslizamiento flexural. También se le conoce como 'buckle fold' o 'detachment fold' (tomado de Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

En el plegamiento pasivo, por otro lado, la estratificación no participa en la flexión, debido al bajo contraste de resistencias mecánicas de la secuencia estratificada. Los pliegues originados por plegamiento pasivo se caracterizan por la presencia de una serie de discontinuidades planares secundarias, paralelas, poco espaciadas, y que

cortan a las capas del pliegue en una dirección paralela o subparalela a la superficie axial del pliegue (Figura 40) (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

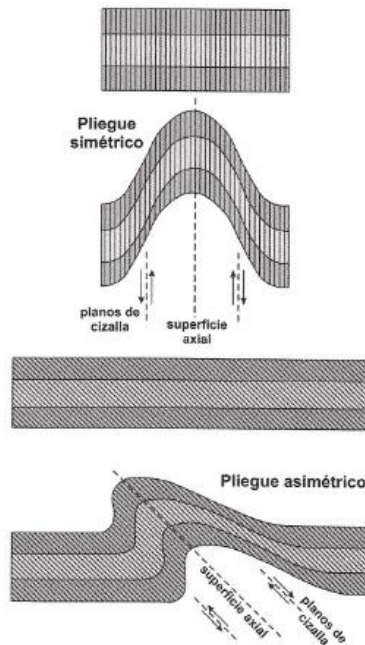


Figura 40. Pliegue similar formado por flujo pasivo derivado de cizalleo simple perpendicular y oblicuo a la estratificación (tomado de Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

#### 4.2.1 Pliegues relacionados a fallas

Las fallas y pliegues que encontramos en la naturaleza, en general, se encuentran íntimamente relacionados entre sí, aún así los pliegues pueden estar desvinculados de las fallas en sectores de alta ductibilidad, o bien, en rocas donde predomina el comportamiento frágil, los pliegues se vinculan al fallamiento.

El estudio de los principales modelos teóricos de pliegues relacionados a fallas es fundamental en la interpretación de una estructura natural. La información con la que se cuenta, en general es parcial, y con base en ella y al buen entendimiento de los modelos, se puede obtener un buen resultado ya sea de importancia económica o científica.

---

Los mecanismos de plegamiento descritos por autores como Davis y Raynolds (1996) distinguen una clasificación diferente de plegamiento: libre y forzado. En el plegamiento libre se encuentran los pliegues por desprendimiento (buckle o detachment) mencionados anteriormente. En el plegamiento forzado, la forma de las capas en los pliegues, son obligadas a seguir una trayectoria paralela a la orientación y forma de las fallas a las que está asociado el plegamiento. Los pliegues resultantes de este mecanismo también han sido llamados ‘pliegues relacionados a fallas’ (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Entender y reconocer las geometrías en los pliegues relacionados a fallas ha sido vital para la exploración y explotación de hidrocarburos en cinturones plegados submarinos y subaéreos. En particular, estos modelos cinemáticos y geométricos han sido fundamentales para guiar la interpretación de los estilos estructurales de cinturones plegados en el subsuelo y para la construcción de secciones balanceadas. Muchos de estos modelos han sido incorporados a algoritmos dentro de programas informáticos para la construcción, retrodeformación y balanceo de secciones, así como para el modelado predictivo de deformación y distribución de fracturas con yacimientos de hidrocarburos contenidos en estructuras plegadas relacionadas a fallas (McClay et al., 2011).

Los pliegues relacionados a fallas, se originan por procesos que ocasionan que las rocas se deformen respondiendo a un despegue o desprendimiento, éstos consisten en complejos sistemas de fallas inversas y pliegues relacionados que siguen despegues en unidades incompetentes y suben a través de las unidades competentes.

En los pliegues relacionados a fallas, las capas no son libres de plegarse en cualquier dirección, sino que se mueven en la dirección en la que ocurre el fallamiento, en ocasiones, paralelamente a las capas, en otras oblicuamente a ellas y a veces, en forma escalonada (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Dentro del mecanismo de plegamiento forzado existen tres tipos de pliegues: por flexión de falla, por propagación de falla, o bien, por trishear (triángulo de cizalla).

#### 4.2.1.1 Pliegues por flexión de falla (Fault Bend Folds)

Los pliegues por flexión de falla o ‘fault bend folds’, son comunes en las cadenas plegadas y cabalgadas. Su formación se desarrolla cuando las capas se desplazan a lo largo de fallas inversas de cabalgadura, con planos y rampas, como se muestra en la Figura 41. La forma de los pliegues está controlada por la geometría escalonada de las cabalgaduras y por la magnitud del desplazamiento a lo largo de éstas (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

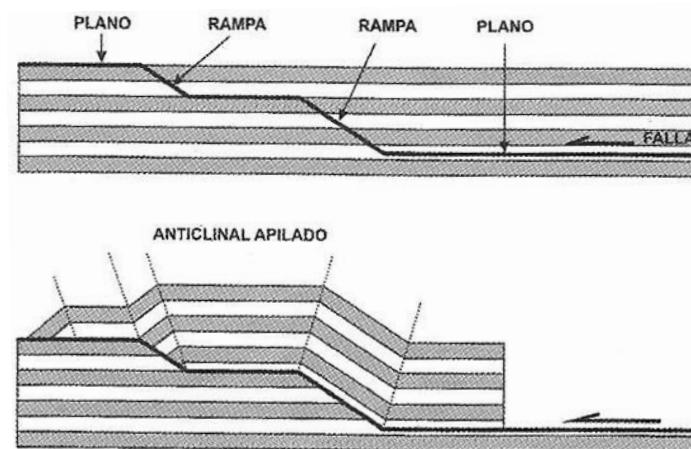


Figura 41. Pliegue por flexión de falla. Las capas adquieren una forma derivada de la trayectoria que han seguido en dirección paralela a la falla inversa escalonada (tomado de Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

El momento en el que se establece la rampa y el bloque de techo comienza a escalar por encima de ella, las capas del bloque de techo se deforman en un pliegue por flexión de falla. La geometría del pliegue refleja la geometría de la rampa, es decir, rampas angulares producen pliegues angulares (pliegues kink). Mientras la rampa sea más suavemente curvada, resultará en pliegues menos angulares (Fossen, H., 2011).

---

Los pliegues por flexión de falla, fueron descritos por Rich en 1934, quien realizó la primera interpretación de una falla de cabalgadura con planos escalonados y rampas escalonadas en la región de los Apalaches. El trabajo de Rich dio paso años más tarde al entendimiento de la evolución cinemática de las estructuras, pliegues y fallas, en muchas de las cadenas plegadas y cabalgadas del mundo. Harris (1979) y Suppe (1980), establecieron las reglas geométricas que rigen hoy el mecanismo del plegamiento por flexión de falla (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Otra característica de este tipo de pliegues es que cuando las capas del bloque de techo se mueven hacia arriba en una rampa de cabalgadura, se forma un sinclinal que se va propagando en los estratos del bloque de techo. Cabe señalar que Suppe (1980) fue quien denominó a estas estructuras como 'pliegues por flexión de falla', nombre que finalmente han conservado. Este autor continuó estudiando la geometría y la cinemática de este tipo de pliegues.

Después de varios años de trabajo, Suppe (1983) estudió la geometría y la cinemática de los pliegues por flexión de falla, y desarrolló un modelo (Figura 42) el cual inicia con el movimiento de una falla inversa que corta los estratos a través de una rampa proveniente de un plano controlado por la litología arcillosa de una capa intermedia, hasta que la punta de la falla encuentra otra capa lubricante y continúa su propagación en una trayectoria paralela a la estratificación. Los estratos del bloque de techo y del de piso, son cortados por la falla en longitud correspondiente a la rampa. A medida que el movimiento de la falla continúa, los estratos del bloque de techo comienzan a moverse hacia arriba de la rampa, desarrollando un sinclinal chevrón con un flanco paralelo al plano de falla y el otro paralelo a la rampa de la falla. Todas las rocas del bloque de techo son plegadas al pasar por el inicio de la rampa en su parte inferior, formándose una angosta banda kink (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

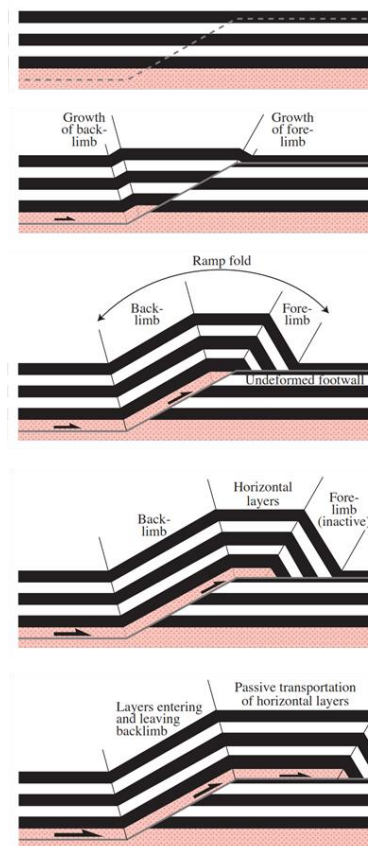


Figura 42. Desarrollo de un pliegue por flexión de falla (tomado de Fossen, H., 2011).

#### 4.2.1.2 Pliegues por propagación de falla (fault propagation folds)

Los pliegues por propagación de falla también fueron propuestos por Suppe a mediados de los años 80. Este tipo de pliegues se forman conforme se desarrolla la propagación de la falla, por lo tanto, el acortamiento da lugar a la formación de un pliegue en la terminación de la falla, es decir, estos pliegues se forman cuando las rocas que se encuentran frente a la punta de una falla se van deformando a medida que el desplazamiento de ésta aumenta.

Cuando el deslizamiento de la falla se va incrementando, los estratos del bloque de techo se mueven a lo largo de un plano y una rampa, sin que la punta de la rampa se enlace con otro plano superior por desprendimiento, por lo que generalmente, se forma un pliegue asimétrico recostado, en la dirección en la que las rocas son transportadas.



Cabe señalar que la parte inferior del pliegue por propagación de falla solamente estará afectada por una cabalgadura. Por otro lado, la parte media se caracterizará por la presencia de un pliegue afectado por el plano de falla inversa, y en la parte alta solamente se formará un pliegue sin falla (Figura 43) (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Al igual que las fallas normales, las fallas inversas generalmente tienen una zona frágil y una zona dúctil de pliegue alrededor de sus puntas. La zona de plegado está particularmente bien desarrollada para muchas fallas inversas y, por lo tanto, ha recibido mucha atención.

El pliegue asociado con la punta de falla es un pliegue por propagación de falla, un nombre originalmente aplicado al tipo particular de pliegue que se desarrolla antes del esfuerzo de propagación (Fossen, H., 2011).

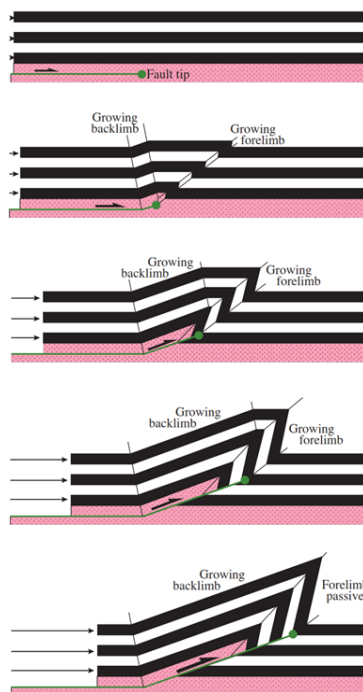


Figura 43. Evolución progresiva de un pliegue por propagación de falla. Se observa que a medida que se incrementa el desplazamiento de la falla inversa, la punta de ésta migra hacia arriba, plegando los estratos localizados frente a ella (tomado de Fossen, H., 2011).

Una diferencia importante con respecto al modelo de plegamiento por flexión de falla es que en el caso de los pliegues por propagación de falla, el desplazamiento a lo largo de la superficie de falla no es constante, es decir, es mayor en el inicio de la misma y va disminuyendo en la dirección de movimiento de las rocas del bloque de techo, hasta hacerse cero en la punta de la falla. Es por esta razón que el limbo delantero del pliegue desarrolla una mayor inclinación que el limbo trasero, porque convierte todo el acortamiento del bloque de techo en plegamiento. El modelo más simple de un pliegue por propagación de falla considera que no hay cambio de espesor en los estratos durante la deformación (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

#### 4.2.1.3 Pliegues por trishear o triángulo de cizalla

El concepto de plegamiento por propagación de fallas ‘trishear o triángulo de cizalla’ fue introducido por Erslev en 1991, y representa el último tipo de pliegues forzados. Este modelo de cizalla triangular explica muchas de las geometrías encontradas en la naturaleza. Estos pliegues están relacionados a fallas inversas, en cuya punta se forma una zona triangular, dentro de la cual se produce cizalleo. La mayor aportación de este modelo teórico al entendimiento del mecanismo de plegamiento de las rocas es que produce pliegues redondeados en lugar de geometrías kink, lo cual resulta muy conveniente para la mayoría de las estructuras plegadas presentes en la naturaleza (Cristallini, E., 2000).

Para explicar el mecanismo de plegamiento por triángulo de cizalla, se pueden imaginar dos bloques entre los que se genera la propagación de una falla inversa. Se suponen ambos bloques como rígidos excepto el sector sombreado en que el movimiento de las distintas partículas puede no ser paralelo y puede considerarse dúctil, como se muestra en la Figura 44 (Erslev, E. A., 1991).

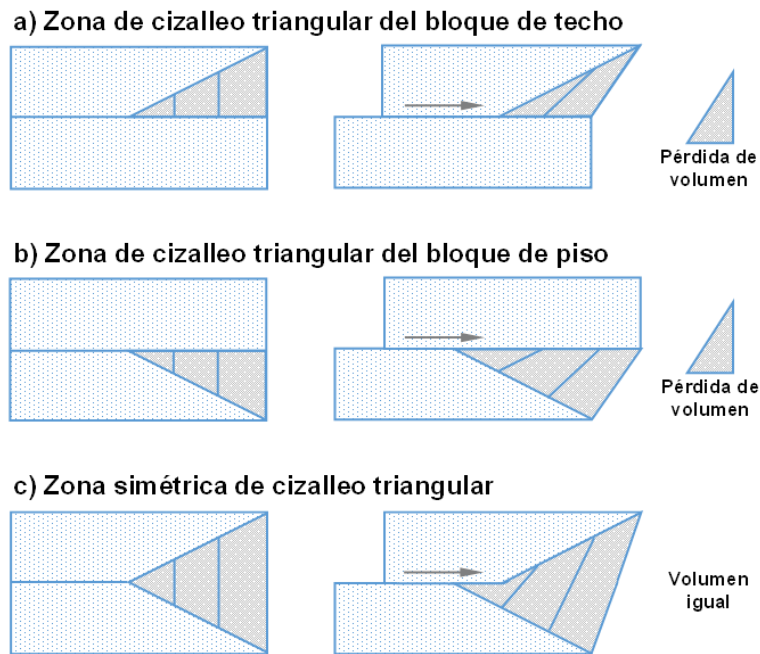


Figura 44. Geometría y elementos del plegamiento por triángulo de cizalla (redibujado de Erslev, E. A., 1991).

La zona de triángulo de cizalla puede estar restringida al bloque de techo (Figura 44a), al bloque de piso (Figura 44b) o ser simétrica y acomodarse entre ambos (Figura 44c). En los dos primeros casos, la conservación del volumen varía durante la deformación, y el modelo no balancea. En el tercer caso, el volumen se mantiene constante por lo que el modelo es balanceable. Es así que Erslev (1991) propuso a las zonas de cizalla triangular como simétricas, sin embargo y como más adelante mostraron Zehnder y Allmendinger (2000) es lo más común, pero también pueden presentarse otras variantes (Cristallini, E., 2000).

En la Figura 45a, se observa el modelo propuesto por Erslev, con la geometría inicial anterior a la deformación. Aplicando a este modelo un movimiento de cizalla simple y oblicua como el propuesto en las Figuras 45b y 45c respectivamente, se puede ver que el área de la porción sombreada en ambas figuras no es la misma. Es decir, que mediante cizalla simple, no se conserva el área. Para que se conserve, el movimiento de las partículas no tiene que ser paralelo al de la falla (no debe ser cizalla simple)

sino que tiene que existir una componente oblicua a la del plano de falla como en la Figura 45c. Esto es lo que se denomina cizalla triangular o trishear.

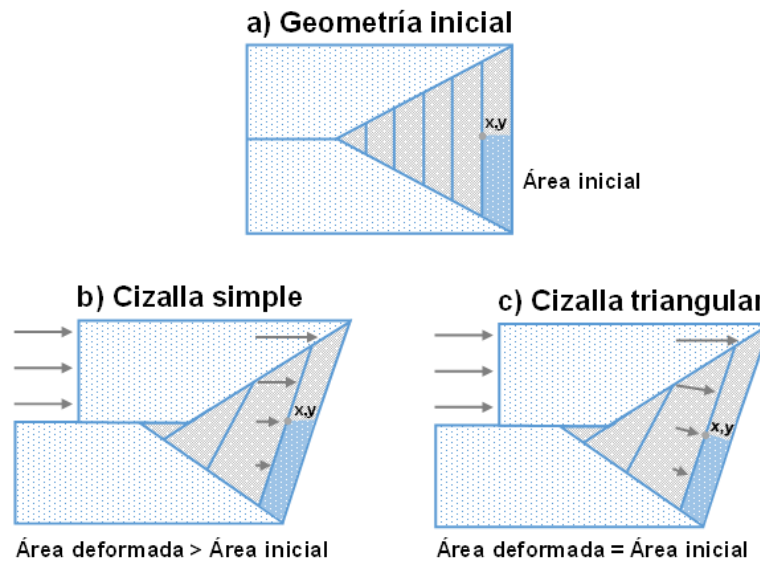


Figura 45. Comparación entre cizalla simple y cizalla triangular (redibujado de Erslev, E. A., 1991).

Partiendo del trabajo de Erslev, Hardy y Ford (1997), desarrollaron un algoritmo matemático para reconstruir este tipo de estructuras asociadas al mecanismo de triángulo de cizalla. En él propusieron un campo lineal de velocidades dentro de la zona de trishear, como puede observarse en la Figura 46, en el que la velocidad disminuye en forma lineal desde el límite de la zona triangular con el bloque de techo, hasta hacerse cero con el límite con el bloque de techo. De igual manera, la dirección del movimiento varía de paralela al plano de la falla a paralela al borde inferior con el bloque de piso (Cristallini, E., 2000).

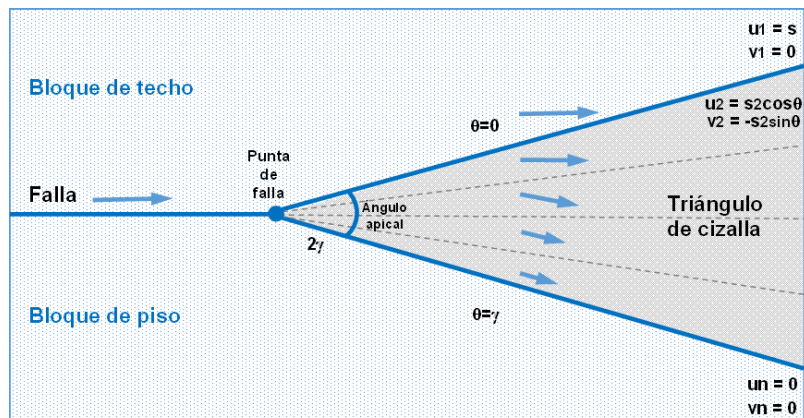


Figura 46. Diagrama esquemático ilustrando el modelo de propagación de falla por trishear (redibujado de Hardy, S., and Ford, M., 1997).

En contraste con los modelos basados en geometrías kink anteriormente descritos, el modelo numérico por triángulo de cizalla produce pliegues por propagación de falla con perfiles suavizados y charnelas redondeadas. Las charnelas en pliegues modelados por este mecanismo, se aprietan y convergen hacia el centro del pliegue, dentro de una zona de triángulo de cizalla, en donde la deformación distribuida se centra en la punta de la falla (Hardy, S., and Ford, M., 1997).

El mecanismo de plegamiento por trishear o triángulo de cizalla ha resultado eficiente para reproducir las formas conocidas de plegamiento, tanto en condiciones de compresión como de extensión, por lo que actualmente es utilizado por las compañías que producen software profesional para balanceo y restauración de secciones geológicas (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Posteriormente, Allmendinger (1998) trazó la deformación dentro de la zona del triángulo de cizalla (Figura 47) definiendo círculos mediante puntos discretos que al moverse siguiendo los algoritmos de trishear se deforman en pseudo-elipses y que, ajustando elipses verdaderos a dichos puntos, se obtienen los ejes principales y las líneas de no deformación finita de dichos elipses. Este método es sumamente potente para predecir patrones de fracturamiento en pliegues que se puedan explicar por trishear (Cristallini, E., 2000).

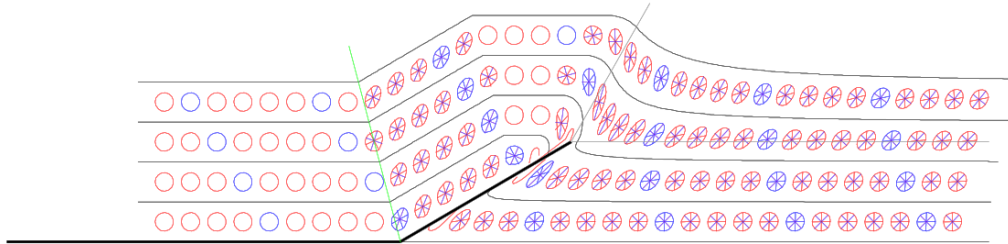


Figura 47. Deformación dentro de la zona de triángulo de cizalla definiendo círculos que se deforman a pseudo-elipses (tomado de Allmendinger, R., W., 1998, in Crisallini, E., 2000).

Los pliegues por propagación de falla comúnmente muestran sinclinales en el bloque de piso, tanto como cambios en los espesores estratigráficos e inclinación en los limbos delanteros, características que no pueden ser fácilmente explicadas por simple pliegue kink. El modelo cinemático alternativo de triángulo de cizalla, puede explicar estas observaciones, así como otras características que han interesado a los geólogos estructurales. En un inicio el modelo de triángulo de cizalla recibió poca atención, en parte porque debe ser analizado numéricamente en lugar de sólo gráficamente. Debido a esto, se desarrolló un programa de cómputo para analizar la zona del triángulo de cizalla. La forma de un pliegue con trishear puede variar considerablemente por el cambio en el ángulo apical, y por la relación (P/S) propagación/desplazamiento durante la evolución de la estructura, por el ángulo de la rampa y la posición X y Y de la punta de la falla (Allmendinger, R., W., 1998).

Más adelante, Zehnder y Allmendinger (2000) generalizaron el modelo y continuaron con el desarrollo de un mejor algoritmo matemático aplicable fácilmente en programas de cómputo. Esto ha llevado a mayores avances en el uso de este mecanismo (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

Los mecanismos de plegamiento y las fallas asociadas a compresión ocurren en cualquier régimen tectónico, pero son más comunes a lo largo de límites convergentes de placas y en zonas orogénicas intracratónicas, por lo que estas estructuras han recibido mucha atención. El estudio de fallas inversas resultó en el desarrollo de secciones transversales balanceadas, en el análisis de las estructuras, la relación

---

entre el desplazamiento y la longitud de la falla, y los aspectos mecánicos de la deformación. El entendimiento de este tipo de fallas es importante no sólo para una mejor comprensión de los procesos geológicos, sino también para mejorar los métodos de exploración petrolera, debido a que una serie de estos recursos del mundo se encuentran bajo este contexto.

### 4.3 FUNDAMENTOS DEL MÉTODO DE BALANCEO DE SECCIONES

El desarrollo de este capítulo se basa en la aplicación del método de balanceo de secciones, como una técnica de interpretación geológica para la construcción de un modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap, y su validación mediante un análisis del comportamiento evolutivo estructural. El uso de esta metodología permite validar las estructuras interpretadas previamente, buscando el menor grado de error en la interpretación de las estructuras deformadas que se presentan en el subsuelo, guiando el trabajo hacia una información lo más ajustada a la realidad.

Un campo práctico de la aplicación de este tipo de trabajo, se presenta en las actividades exploratorias en la industria petrolera, para el análisis y comprensión de la evolución tectónica estructural de los yacimientos de hidrocarburos. En la actualidad, los análisis geológicos estructurales han sido más comúnmente desarrollados mediante programas informáticos; en el presente estudio, el programa utilizado fue 'Move-Midland Valley'.

Cabe señalar que los datos geológicos siempre contienen cierto grado de incertidumbre, esto dependerá de la calidad de los datos, el conocimiento geológico y experiencia, el tiempo y los recursos disponibles para trabajar en los datos.

El balanceo y la restauración de secciones geológicas se rigen bajo ley de la conservación de la materia, es decir, al final de la deformación no aumenta ni se destruye volumen de roca. Al realizarse la reconstrucción de la deformación de las rocas hasta su estado inicial, debe considerarse que la forma original es diferente de

---

la forma final, y que de la misma manera el volumen inicial es igual al volumen final, pero con frecuencia el volumen no permanece igual, sin embargo, el modelo puede estar balanceado. El motivo por el cual hay un déficit razonable de volumen puede deberse a procesos geológicos como erosión, compactación de la roca por diferentes procesos y también por alargamiento de las estructuras (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

En los años 60, Dahlstrom y coautores aplicaron esta técnica para reconstruir secciones de las montañas canadienses antes de la compresión. Después, los mismos principios fueron usados para áreas de extensión en el rift del Mar del Norte; el geólogo escocés Alan Gibbs, fue uno de los primeros en aplicar los principios de restauración a secciones verticales de esta región (Fossen, H., 2011).

Actualmente, el método más utilizado es el balanceo de secciones por longitud constante de líneas y áreas, provenientes de secciones geológicas perpendiculares al eje de las estructuras.

Con el tiempo, el método de balanceo de secciones ha mejorado y ha incorporado el desarrollo de técnicas computacionales, cuyo objetivo es restaurar geoméricamente una sección y que a su vez cumpla ciertas reglas de la Geología Estructural asegurándose que el modelo desarrollado pueda tener una explicación geoméricamente válida, por lo que una sección geológica se considera balanceada si cumple una serie de condiciones, es decir, debe ser admisible y viable.

Una **sección admisible** es una sección geológica donde la configuración representa las estructuras conocidas de la región, es decir, respeta el estilo estructural que se observa en el área de interés. Una **sección viable** es aquella que puede restaurarse a un estado no deformado sin espacios o superposiciones, esto es que, a las estructuras se les pueden retirar los efectos de la deformación hasta una posición inicial. Una sección transversal que es admisible y que también es viable se conoce como una sección transversal balanceada (Allmendinger, R. W., 2015).



---

La restauración de una sección estructural implica devolver las capas a su posición horizontal, removiendo el efecto del plegamiento, así como del desplazamiento de las fallas. Una sección restaurada debe representar estructuras que luzcan realistas (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

#### 4.3.1 Condiciones para construir una sección geológica balanceada

Es muy importante resaltar que una sección geológica balanceada no representa la realidad sino que es un modelo que tiene mayor posibilidad de ser correcto porque satisface las limitaciones geométricas. Para construir una sección geológica balanceada es necesario tener en cuenta algunas condiciones: (Fossen, H., 2011).

- La interpretación debe ser geológicamente sólida.
- La deformación corresponde a un solo plano.
- La sección está en la dirección del transporte tectónico.
- Las opciones de deformación (corte vertical, rotación rígida, etc.) deben ser razonables y estar basadas en nuestro conocimiento general de la deformación en el entorno tectónico dado.
- El resultado debe ser geológicamente razonable.

#### 4.3.2 Técnicas de restauración mediante modelos cinemáticos

Las técnicas de restauración se basan en la mecánica del medio continuo, en donde se desarrollan modelos cinemáticos que ayudan a explicar la evolución de la geometría inicial y final las estructuras estudiadas. Existen cuatro formas básicas para expresar la deformación (traslación, rotación, distorsión y dilación) y que en conjunto con el tipo de estado de esfuerzo que causa la deformación (cizalla simple o cizalla pura), determina los cuatro modelos cinemáticos aplicados en secciones balanceadas (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

El primer modelo cinemático es el desplazamiento de cuerpo rígido en donde se puede presentar traslación, rotación, o ambas (Figura 48a). El segundo modelo corresponde al deslizamiento flexural, en donde se desarrolla el desplazamiento entre las capas de forma paralela a ellas, por lo que el espesor de las mismas se mantiene constante (Figura 48b). El tercer modelo cinemático es por cizalla simple y es causado por un estado de esfuerzo de cizalla simple aplicada en dirección oblicua a las capas (Figura 48c). Y finalmente, el cuarto modelo cinemático es por cizalla pura, que involucra cambio de forma se desarrolla el alargamiento constante en una dirección (Figura 48d) (Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

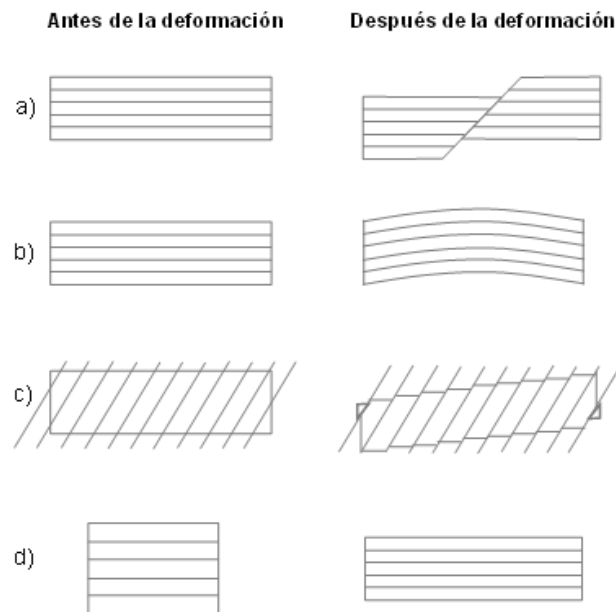


Figura 48. Modelos cinemáticos básicos: (a) Desplazamiento de cuerpo rígido, (b) deslizamiento flexural, (c) cizalla simple, (d) cizalla pura (tomado de Padilla y Sánchez, R.J., 2013).

### 4.3.3 Tipos de restauración

#### 4.3.3.1 Restauración palinspástica

Una restauración palinspástica tiene como objetivo reconstruir la estructura al momento previo a la deformación, siguiendo exactamente los desplazamientos

inversos que formaron la estructura. Esto significa obtener la extensión y geometría original de la secuencia que se esté analizando. Su principal utilidad radica en que constituye una forma precisa de encontrar la distribución paleogeográfica de las diferentes secuencias o unidades litológicas involucradas. Por medio de esta técnica también se pueden calcular porcentajes de acortamiento o estiramiento de una secuencia. Las técnicas palinspásticas constituyen un método esencial para rectificar la viabilidad de una sección balanceada.

Existen varios métodos para restaurar una sección geológica y comprobar si la sección efectivamente está balanceada. En todos los tipos de restauraciones palinspásticas, se considera que se conserva la longitud de líneas y áreas.

#### 4.3.3.2 Restauración por longitud constante de línea.

Es la forma más simple de restauración y supone que la longitud inicial de la línea es la misma que su longitud después de la deformación. Asume que se ha extendido o acortado sólo mediante la formación de separaciones o superposiciones. Este tipo de restauración representa un enfoque útil cuando se necesita una restauración rápida y funciona bien cuando la capa tiene la misma orientación antes y después de la deformación, como se muestra en la Figura 49 (Fossen, H., 2011).

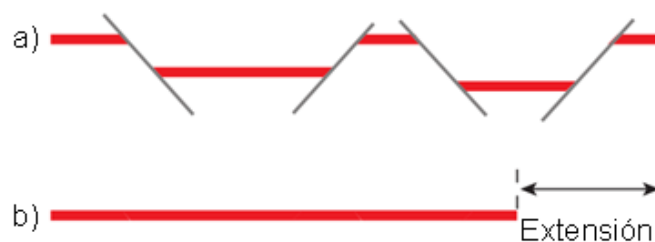


Figura 49. Restauración por longitud constante de línea (tomado de Fossen, H., 2011).

#### 4.3.3.3 Restauración por longitud variable de línea.

En este tipo de restauración, la capa ha cambiado desde su orientación horizontal original hasta su geometría plana, causado por deformación dúctil. En la mayoría de los casos, esto implica un cambio en la longitud de los perfiles, que en regímenes extensionales generalmente significa extensión de las capas. Si la extensión es pequeña, entonces el equilibrio de longitud constante puede ser una aproximación aceptable. Este tipo de restauración puede observarse en la Figura 50 (Fossen, H., 2011).

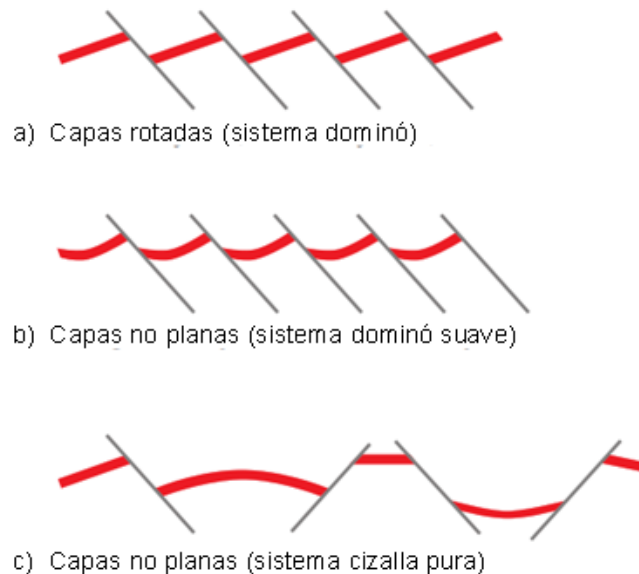


Figura 50. Restauración por longitud variable de línea (tomado de Fossen, H., 2011).

#### 4.3.3.4 Restauración por áreas.

En este tipo de restauración se asume que no hay cambio de volumen, o bien, de área si se considera una sección bidimensional, durante la deformación de la secuencia. El método más amplio ya que sirve para casos en que se mantiene constante el espesor de las capas pero también para aquéllos en los que esto no ocurre. Este método es

---

muy útil en trabajos regionales, balanceos corticales y secciones extensionales, en los que es prácticamente imposible utilizar la restauración por longitud de línea y también es útil en estructuras de despegue, o plegamientos muy dúctiles. En los que existe cambio en el espesor de los bloques, son restaurados por el método de áreas.

#### 4.3.3.5 Restauración secuencial.

En esta restauración se va reconstruyendo la estructura a su estado inicial por etapas. Se puede hacer en tantas etapas como se quiera, donde se muestren todas las etapas intermedias entre la forma inicial y la forma final, aunque es conveniente realizar este tipo de restauraciones cuando se tienen datos temporales que den precisión de cada una de las etapas. Este método es sumamente útil tanto para reconstrucciones paleogeográficas de depósitos sintectónicos como para revisar la viabilidad del balanceo de la sección. Esta técnica es una de las más utilizadas y su gran ventaja es que al restaurar cada bloque se pueden combinar las diferentes técnicas para la restauración.

#### 4.4 ALGORITMOS DEL SOFTWARE

Los algoritmos son modelos simplificados de los procesos geométricos y mecánicos que producen estructuras geológicas durante la deformación. El algoritmo exacto utilizado debe determinarse por la mecánica de los horizontes individuales y las condiciones de límite. Es importante comprender que un modelo puede ser restaurable con diferentes algoritmos y esto mostrará geometrías restauradas ligeramente diferentes. Por lo tanto, un modelo restaurado no representa necesariamente una geometría de pre deformación exacta o el camino seguido por la evolución estructural (Move Midland Valley-Tutorial, Algorithm Advice, 2016).

A continuación se describen los principales flujos de trabajo y algoritmos dentro del software Move, debido a que éste programa informático fue utilizado para la construcción del modelo geológico estructural del campo Zaap. Cabe señalar que se

realizó el balanceo de tres secciones dentro del módulo 2D de Move. En el siguiente diagrama se resumen los procesos con los que este recurso cuenta: (Figura 51)

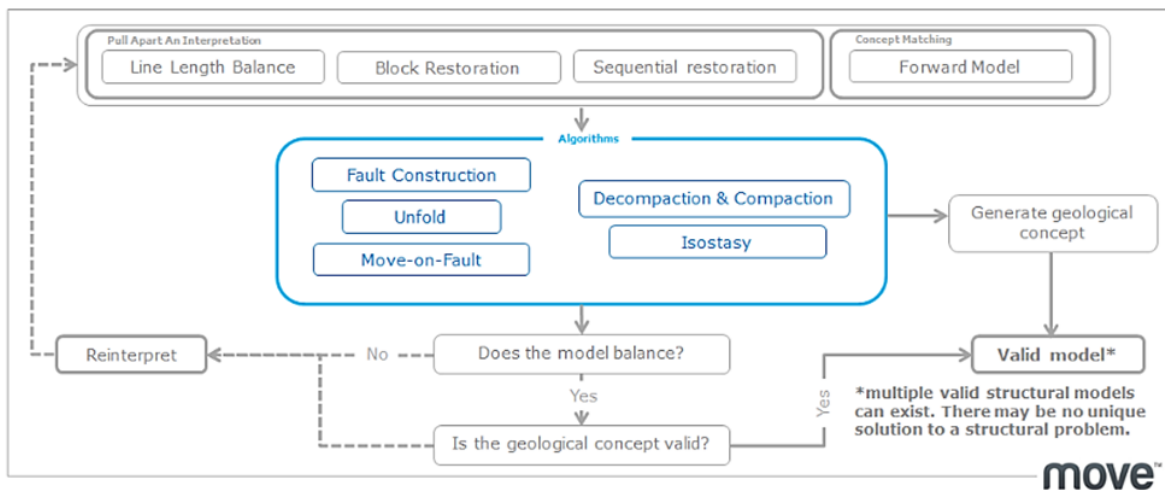


Figura 51. Principales flujos de trabajo y algoritmos dentro del software Move (tomado de Move Midland Valley-Tutorial, Algorithm Advice, 2016).

Dentro del software Move, se pueden encontrar 4 principales flujos de trabajo, los cuales son:

- Line length and surface area: Brinda una idea rápida y un primer paso en el análisis de desplegamiento.
- Block restoration: Realiza una técnica de validación, ajustando bloques de falla en la vista en mapa al mismo tiempo que en la vista en sección. También se puede utilizar para la restauración de bloques rígidos.
- Sequential restoration: Muestra las etapas intermedias entre la sección completamente deformada y la sección completamente restaurada. Proporciona información sobre la evolución estructural y es una prueba más rigurosa.
- Forward modelling: Realiza un modelado en donde aplica deformación hasta alcanzar la forma estructural actual.

---

Por otro lado, Move utiliza una serie de técnicas basadas en los principios de deformación, estas técnicas se describen a continuación:

- **Fault construction (construcción de fallas):** Las técnicas de construcción de fallas se basan en el principio de que la deformación observada en el bloque de techo está controlada por la geometría de la falla a través de la cual se movió. Por lo tanto, la forma de un horizonte puede usarse para predecir la geometría de la falla que controla su deformación. Estos algoritmos de construcción se pueden usar para: predecir la geometría de la falla en profundidad y definir la profundidad del despegue.
- **Unfolding (desplegamiento):** Se usa como una verificación rápida de primer orden para detectar inconsistencias en la longitud de la línea, y permite hacer predicciones cuantitativas sobre el historial geológico de una región o como un paso durante una restauración secuencial para eliminar la deformación.
- **Move on fault (mover en falla):** Los algoritmos utilizados en este módulo, son algoritmos cinemáticos que tienen como objetivo imitar los mecanismos de deformación vistos en el campo, medidos a partir de las relaciones geométricas de las estructuras. La cizalla simple, los flujos paralelos de fallas y triángulos de cizalla, se pueden usar para modelar estructuras tanto de acortamiento como extensionales, mientras que los pliegues por flexión de falla, los pliegues por desprendimiento y los pliegues por propagación de falla, se usan para imitar estructuras de acortamiento.
- **Decompaction (descompactación):** La subsidencia de una cuenca sedimentaria puede atribuirse a cuatro procesos: subsidencia tectónica, carga de agua y sedimentos, subsidencia térmica y compactación de sedimentos. El objetivo de este módulo es analizar el historial de subsidencia mediante la reversión progresiva del proceso de depósito. El retroceso remueve de cada capa

---

sedimentaria los efectos de compactación. De esta manera, el análisis de descompactación proporciona secciones palinspáticas válidas proporcionando espesores estratigráficos, también proporciona mejores indicaciones sobre los cambios de volumen y área de unidades a través del tiempo y mejores indicaciones sobre el historial de subsidencia.

- Isostasy (isostasia): Es el equilibrio teórico que existe en la corteza terrestre. Si se altera este equilibrio, por ejemplo, como resultado de la erosión o la depositación, se producen movimientos compensatorios en la corteza terrestre. Es importante desde la escala regional a la escala de campo.

En este trabajo de tesis, el desarrollo del balanceo de las 3 secciones se realizó en el módulo 2D, el flujo de trabajo fue 'Sequential restoration' en el que se crearon las etapas intermedias entre las secciones deformadas y las secciones completamente restauradas. Por otro lado, los algoritmos utilizados fueron 'Unfolding, Move on fault, Isostasy y Decompaction'. A continuación se describen estos procesos.

#### 4.5 BALANCEO DE SECCIONES DEL CAMPO ZAAP

Para el desarrollo del balanceo de secciones del campo Zaap, fue óptimo contar con la mayor cantidad de información posible, la cual ha sido incorporada durante la metodología hasta obtener la información geológica en profundidad. De esta manera se contó con 8 superficies y 10 fallas provenientes de la interpretación sísmica. Estos elementos se desplegaron simultáneamente y de manera integral en el software Move, para visualizar de forma conjunta la distribución de ellos en el área de estudio y las relaciones espaciales que guardan. En la Figura 52, se muestran las 8 superficies correspondientes a Piso Marino, Plioceno Superior, Mioceno Superior, Mioceno Inferior, Eoceno Superior, Eoceno Medio (CCb), Brechas del Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano, 10 fallas geológicas y los 5 pozos utilizados en este trabajo.



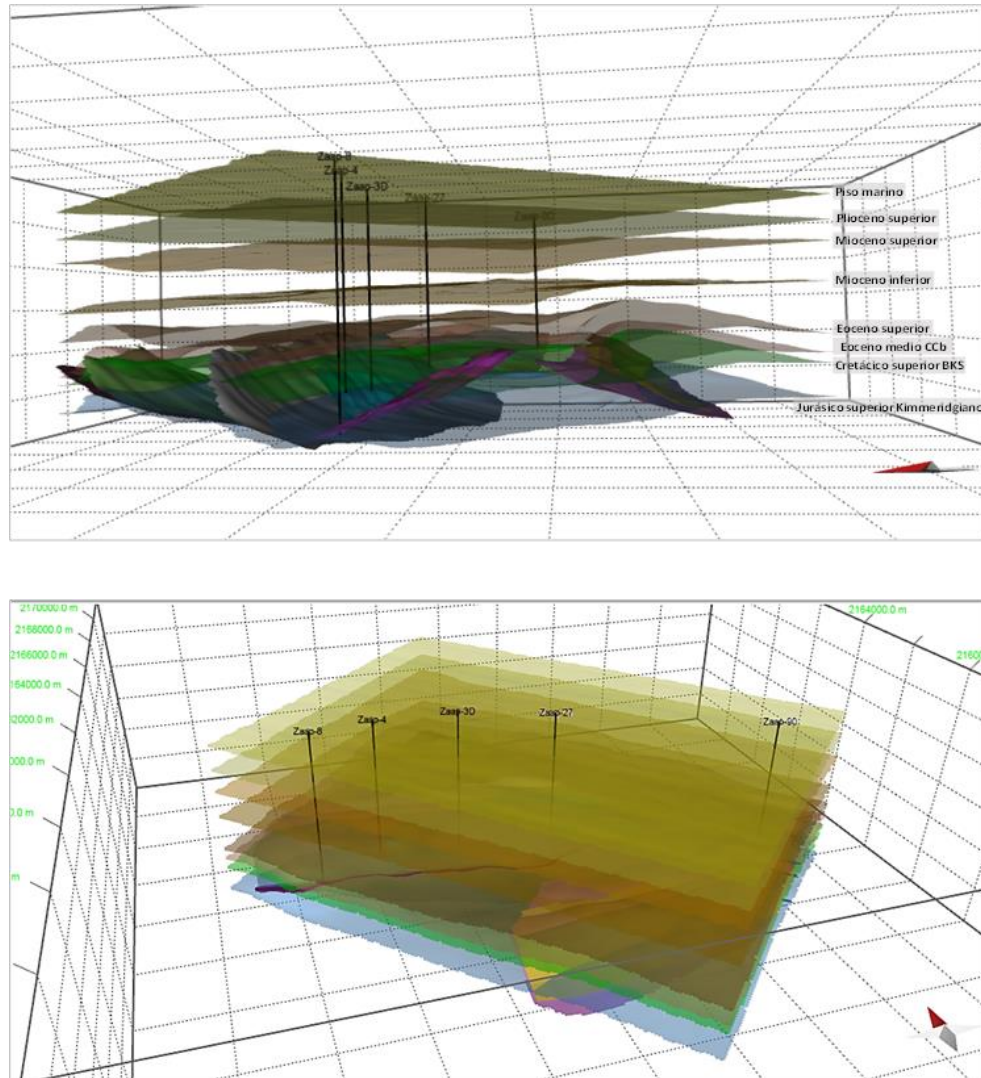


Figura 52. Superficies, fallas geológicas y pozos utilizados en este estudio, vistos desde distintas perspectivas en una ventana 3D.

En la Figura 53 a) se observa la distribución de las fallas y en la Figura 53 b) se muestran las superficies que se encuentran afectadas por éstas, es decir, las fallas interpretadas en este estudio, se encuentran cortando principalmente las superficies correspondientes al Eoceno Medio (CCb), las brechas de Cretácico Superior (BKS) y el Jurásico Superior Kimmeridgiano.

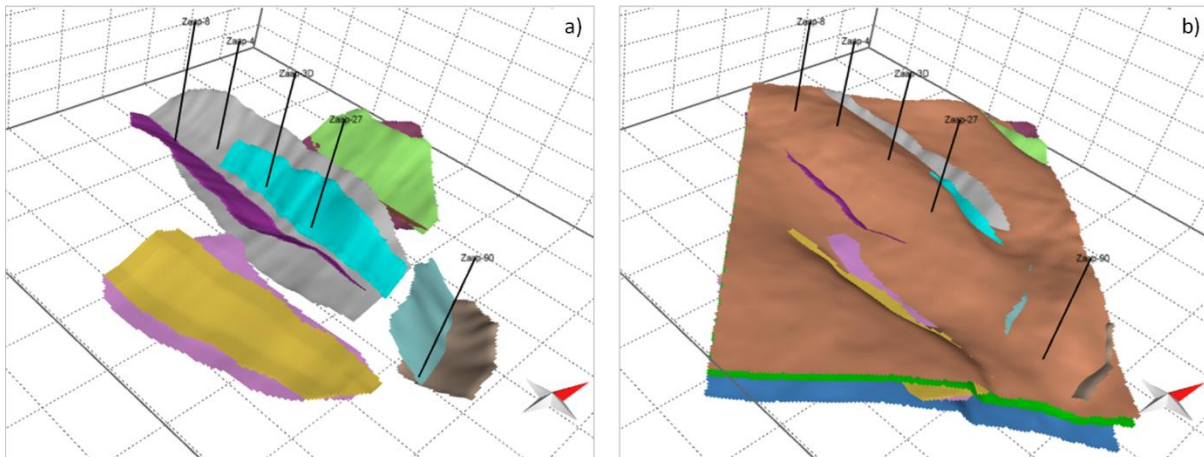


Figura 53. Vista 3D, a) fallas geológicas interpretadas, b) superficies pertenecientes al Eoceno Medio (ccb), Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano, cortadas por las fallas.

Tomando en cuenta la orientación de la estructura principal, la cual corresponde al campo Zaap, se trazaron 3 secciones perpendiculares a la estructura, como se observa en la Figura 54. El trazo de las secciones a balancear, se realizó sobre una imagen de la superficie del Eoceno Medio (CCb), georreferenciada dentro del programa Global Mapper, el cual es un software de procesamiento de datos SIG (Sistema de Información Geográfica), y una vez teniendo el apoyo de la imagen posicionada geográficamente, ésta se importó en Move y se realizó el trazo de las 3 secciones.

La construcción del modelo estructural derivado de la interpretación sísmica determinó que la estructura del Campo Zaap corresponde a un anticlinal asimétrico con orientación NW-SE, esta estructura se encuentra delimitada al norte y al sur por dos fallas que corren paralelamente al eje de la estructura. La falla al sur de la estructura es de tipo inversa, tiene una extensión de 7.79 km y tiene echado hacia el norte. La falla al norte también es inversa, al contrario que la falla descrita anteriormente, su echado es hacia el sur y tiene una extensión de aproximadamente 10 km.

Dado que el campo Zaap tiene una orientación muy aproximada E-W, las 3 secciones se trazaron con orientación cercana a N-S, presentan una orientación de  $175^\circ$ . También, se puede apreciar en la Figura 54 que la primera sección pasa por la ubicación del pozo Zaap-4, la segunda sección coincide con la ubicación del pozo Zaap-3D y la tercera con el pozo Zaap-27, por lo que cada una de las secciones se nombró de acuerdo al pozo que intersecta.

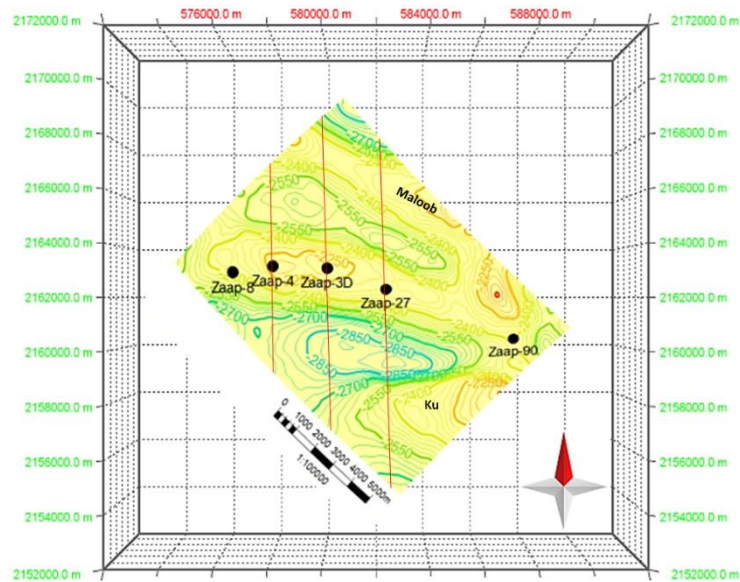


Figura 54. Vista en planta de la superficie del Eoceno Medio (Ccb) mostrando el trazo de las 3 secciones perpendiculares al campo Zaap.

Las secciones Zaap-3D y Zaap-27, cortan una porción del campo Maloob y también del campo Ku, por lo que el balanceo de secciones se extendió hacia las porciones de los campos circundantes al campo Zaap, las cuales se encontraban dentro del cubo sísmico interpretado.

Una vez trazadas las secciones, se realiza la proyección de cada uno de los elementos con los que intersectan, es decir, se colectan las superficies y las fallas, como se muestra en la Figura 55.

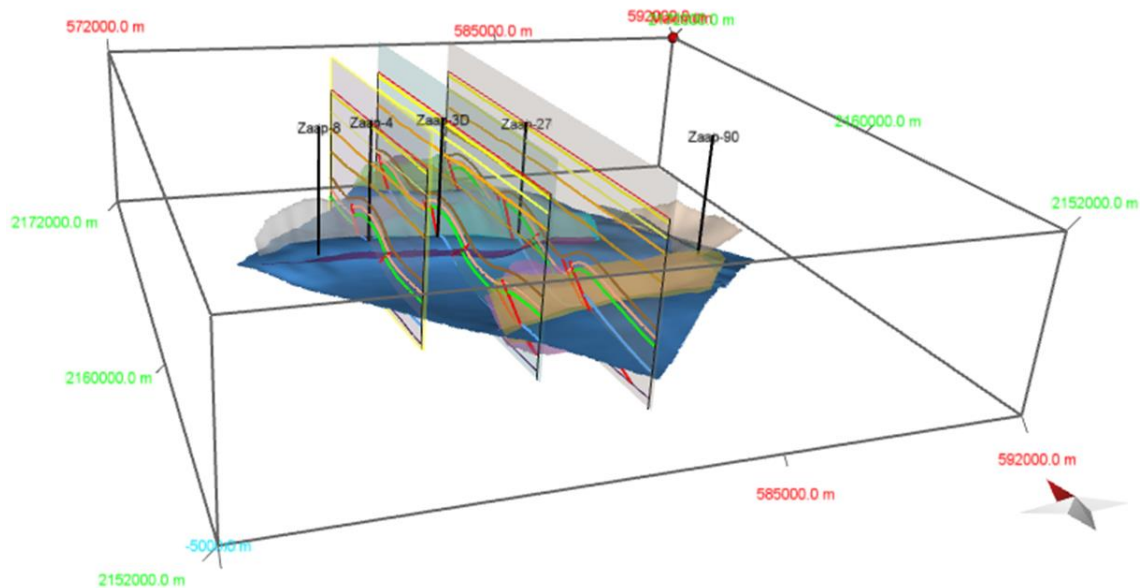


Figura 55. Secciones 2D creadas mostrando la colecta de superficies y fallas.

Así, se dio inicio al balanceo de secciones en el módulo 2D del software Move, en el que se desarrolló una restauración secuencial de las secciones Zaap-3D, Zaap-4 y Zaap-27, las cuales se encuentran paralelas entre sí, como puede observarse en la figura anterior. En esta restauración se crearon las etapas intermedias entre las secciones deformadas y las secciones restauradas.

Como anteriormente se mencionó, en la restauración secuencial de las secciones se desarrollaron los procesos de 'Decompaction, Isostasy, Unfolding y Move on fault.

La compactación es el cambio de volumen de la roca debido a procesos de subsidencia tectónica, o bien, a causa de la carga de agua y sedimentos, por subsidencia térmica y por compactación de sedimentos. En contraste, la descompactación supone que la porosidad disminuye a causa de estos procesos y que con el análisis del historial de subsidencia se puede realizar la reversión progresiva hacia la descompactación.

En el análisis de descompactación, el software Move, proporciona 4 algoritmos. En el caso particular de este estudio se utilizó el algoritmo Sclater-Christie (1980), el cual

---

está basado en la curva de compactación desarrollada en el trabajo de estos autores, en el que se asume que la porosidad disminuye conforme aumenta la profundidad (compactación) y en contraparte, la porosidad aumenta de acuerdo al decremento de la profundidad (descompactación), es decir, la compactación de los sedimentos, y las variaciones de porosidad pueden modelarse por un exponencial con la profundidad (Move Midland Valley-Tutorial, Algorithm Advice, 2016).

En el cuadro de herramientas del proceso de descompactación dentro de Move (2D Decompaction), se introdujeron los datos de la unidad que se descompactó, en la Figura 56 se muestra a modo de ejemplo la descompactación del Plioceno Superior. Como puede observarse en esta Figura, se introdujo la capa a descompactar (Top Bed), los elementos intermedios (Active Intermediate Objects) y el Despegue que corresponde a la superficie base de la sección 2D. Los parámetros usados fueron la curva de compactación con el algoritmo de Sclater-Christie, parámetros de porosidad inicial de 56%, un coeficiente de profundidad de  $0.39 \text{ km}^{-1}$  y una densidad de grano de  $2680 \text{ kg/m}^3$ . Cabe señalar que este proceso, también considera la base de datos de las unidades estratigráficas y sus propiedades de roca para el cálculo de la descompactación.

Otros parámetros utilizados fueron Airy Isostasy y Sub Marine Load. Normalmente, secciones de cientos de km serían adecuadas para el modelado por Flex Isostasy. En este proyecto de tesis, la sección Zaap-4 tiene una extensión de 7.5 km, la sección Zaap-3D mide 11.7 km y la sección Zaap-27 tiene una extensión de 13.6 km. Debido a esto se utilizó Airy Isostasy para el análisis isostático, tomando en cuenta que Airy Isostasy es más sensible a las variaciones de espesor.

De esta manera, se realizó la descompactación de las unidades superiores (Piso Marino, Plioceno Superior, Mioceno Superior y Mioceno Inferior) que se encontraban casi horizontales. Esto se desarrolló en las 3 secciones 2D, estableciendo los parámetros anteriormente descritos.

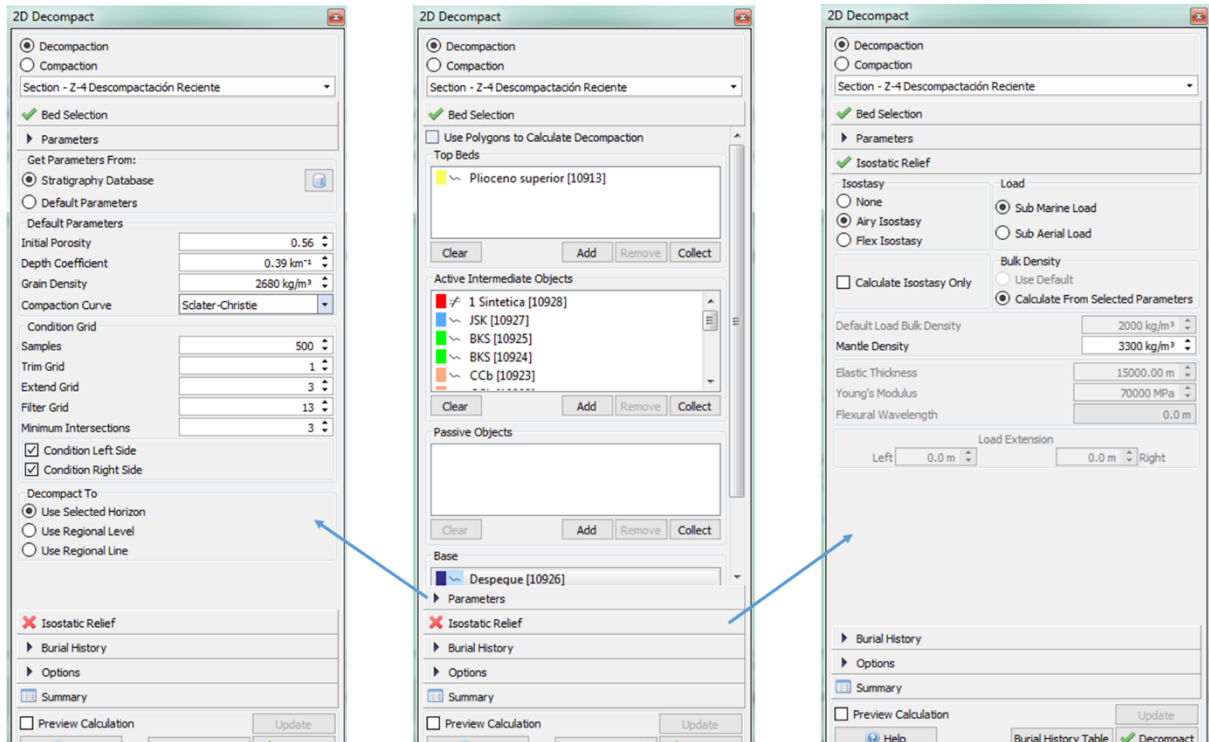


Figura 56. Cuadro de herramientas del proceso de ‘descompactación’ dentro del software Move (2D Decompaction), mostrando los parámetros utilizados.

Otro de los procesos desarrollados en este trabajo fue ‘Unfolding’, el cual se utilizó en las etapas durante la restauración secuencial de las 3 secciones para eliminar la deformación de los pliegues.

El algoritmo usado fue ‘Flexural Slip 2D’ el cual realiza un deslizamiento paralelo entre las capas, además, permite mantener el área y la longitud de las líneas. En este algoritmo se utiliza una línea fija o ‘Pin’, a partir de la cual se comienzan a desdoblarse los pliegues, lo que da como resultado que los componentes sean desplegados a sus posiciones pre-deformacionales. El Pin requiere definir un dátum o nivel regional, de esta manera el Pin debe intersectar esta elevación. Es necesario definir dentro del cuadro de herramientas, el conjunto de datos que se desdoblaron a partir del dátum, y también es preciso introducir el conjunto de objetos pasivos, los cuales no serán afectados dentro del proceso de desplegamiento.

A continuación, en la Figura 57, se observa un ejemplo del cuadro de herramientas del proceso de desplegamiento dentro de Move (2D Unfolding), en donde se introdujeron los datos de la unidad que se desplegó (Mioceno Superior).

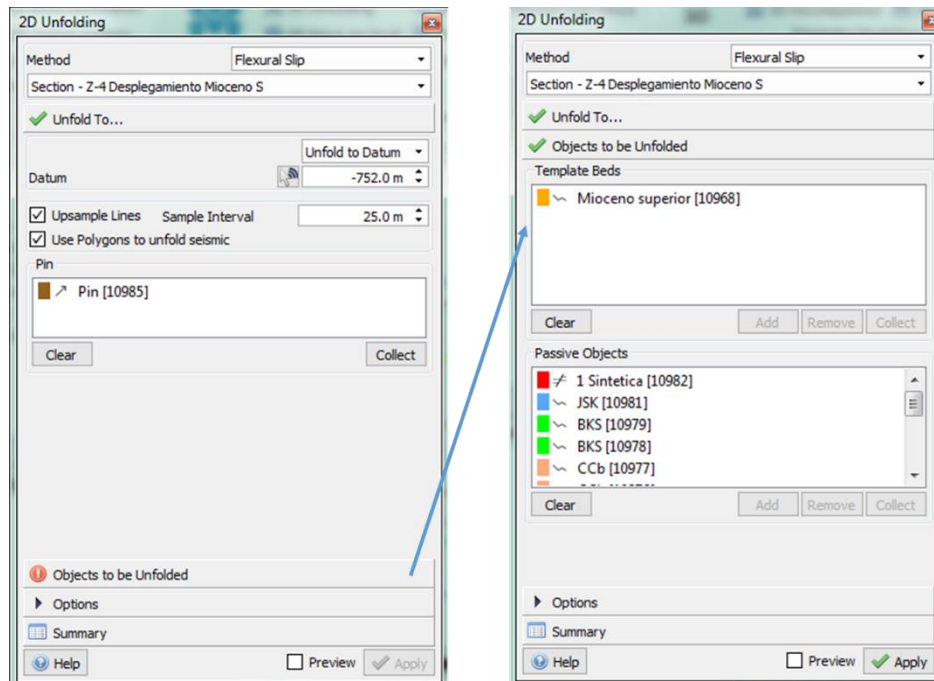


Figura 57. Cuadro de herramientas del proceso de 'desplegamiento' dentro del software Move (2D Unfolding), mostrando los parámetros utilizados.

Continuando con el desarrollo de la restauración secuencial de las 3 secciones mencionadas, en la restauración de las fallas se utilizó el proceso de 'Move on Fault'. Cuando la falla es del tipo de propagación, se utiliza el algoritmo de 'trishear', el cual es un método que se relaciona a pliegues por propagación de fallas suaves y charnelas redondeadas.

También, dentro del cuadro de herramientas de 2D Move on Fault (Figura 58), se proporcionaron datos que influyen en la elaboración de la restauración, es decir, se selecciona la falla a restaurar, los objetos que serán movidos a lo largo de la falla seleccionada, en este caso son los objetos que se encuentran en los bloques de techo

debido a que se trata de fallas inversas, y por último se proporcionó el desplazamiento que tuvieron los objetos.

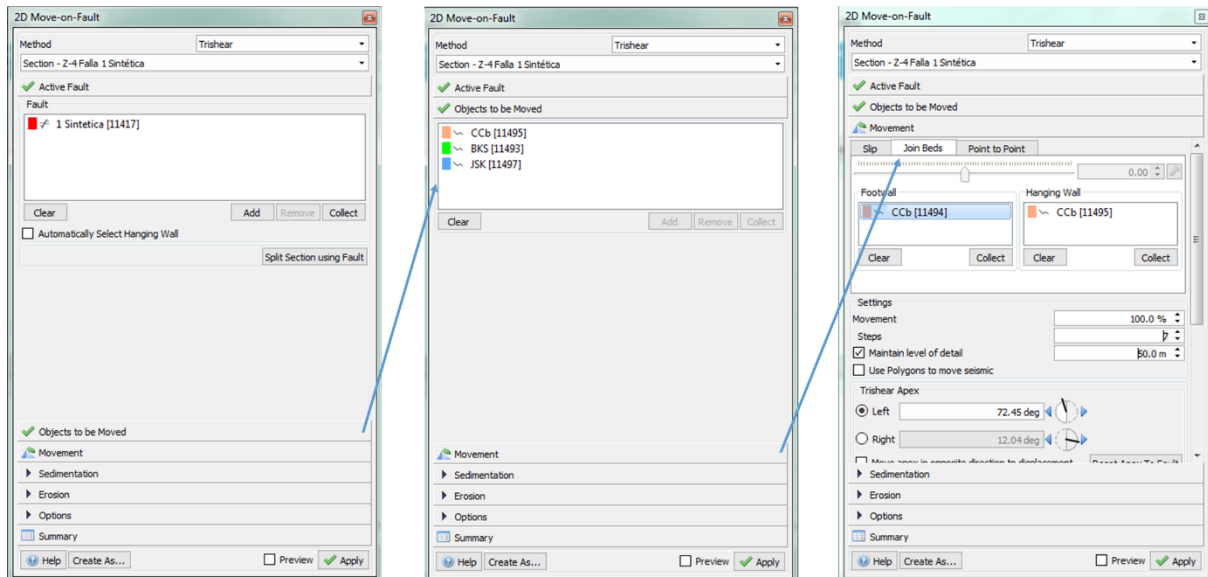


Figura 58. Cuadro de herramientas del proceso de ‘movimiento de falla’ dentro del software Move (2D Move on Fault), mostrando los parámetros utilizados.

El movimiento de los objetos, en este ejemplo las cimas CCb, BKS y JSK (como se muestra en la Figura 58), debe especificar una cantidad de movimiento del bloque de techo, esto se realiza uniendo las capas de una cima definida como referencia en el bloque de techo y en el bloque de piso, es decir, se unen las capas y se especifica si el movimiento es hacia adelante o hacia atrás, en este ejemplo, la cima de referencia fue CCb.

Finalmente, con el desarrollo de los procesos anteriormente descritos y el uso de los algoritmos y parámetros asociados, se obtuvieron 10 etapas de restauración para la sección Zaap-4 (Figura 59 a Figura 62), 17 etapas para la sección Zaap-3D (Figura 63 a Figura 68), y 18 etapas para la sección Zaap-27 (Figura 69 a Figura 74), obteniéndose el balanceo de estas 3 secciones mediante restauración secuencial, del estado de deformación actual a lo más antiguo.



---

Aun cuando el método de restauración es de lo actual a lo más antiguo, el proceso de evolución de las secciones se describe a continuación de lo más antiguo hasta la actualidad para mayor facilidad de entendimiento.

De esta manera, la evolución de los eventos observados en las 3 secciones estructurales, inicia con la unidad más antigua, que corresponde a una edad Calloviana, en la que se llevó a cabo una invasión de aguas marinas con bajo tirante de agua y que favoreció el depósito de secuencias evaporíticas. Esta unidad no fue cortada por ningún pozo utilizado en este estudio, sin embargo, se deriva de la interpretación sísmica. A partir de esta unidad, las unidades posteriores se encuentran corroboradas por la información obtenida de los pozos de este campo. Por otro lado, esta unidad representa el despegue sobre la cual se desarrollaron pliegues y fallas en las formaciones posteriores a esta sal autóctona.

Posterior al depósito de sal calloviana, y a medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron plataformas muy amplias durante el Oxfordiano, en donde la circulación de las aguas era muy restringida, y estaban limitadas hacia el mar por largas barras de oolitas. Estas condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron durante el Kimmeridgiano; en todas las secciones se muestra el depósito de esta unidad, representado por el horizonte azul, que corresponden a facies de wackestone, packstone y grainstone de ooides, así como secuencias dolomitizadas, como se muestra en la Figura 62 (sección Zaap-4), Figura 68 (sección Zaap-3D) y Figura 74 (sección Zaap-27). Estas secuencias se tienen identificadas como rocas almacén de hidrocarburos en el campo Zaap.

El período Jurásico Tardío se caracterizó por ser una época de tranquilidad tectónica en la que una subsidencia lenta, propició las condiciones necesarias para el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados. Se depositó la unidad del Tithoniano, una de las unidades más significativas desde el punto de vista del sistema petrolero, ya que es la roca generadora más importante del área marina en la Sonda de

---

Campeche, está compuesta por calizas arcillosas de color oscuro con intercalaciones de lutitas bituminosas ligeramente calcáreas; su contenido orgánico se compone de material algáceo, restos de plantas y animales.

La estabilidad tectónica regional continuó durante el Cretácico, el cual representa una secuencia sedimentaria de plataforma, con litofacies de carbonatos arcillosos dolomitizados. Enormes depósitos de carbonatos se desarrollaron durante el Cretácico Inferior y en el Cretácico Superior se registró un crecimiento de la plataforma carbonatada y el depósito de brechas y flujos turbidíticos en el talud continental, cuyas litofacies predominantes son dolomías, calizas arcillosas y brechas dolomitizadas. La sedimentación carbonatada del Cretácico Superior representa una importante unidad productora de hidrocarburos en la región, ésta se muestra también en la Figura 62, Figura 68 y Figura 74.

Durante el Cenozoico, se llevó a cabo un importante cambio de régimen tectónico, lo que originó un cambio notable en la sedimentación, representado por el contraste litológico entre los carbonatos del Cretácico y la potente columna de terrígenos del Terciario. Los horizontes interpretados del Terciario en este estudio fueron el Eoceno Medio (calcarenitas CCb), Eoceno Superior, Mioceno Inferior, Mioceno Superior, Plioceno Superior y Reciente.

El Eoceno, se compone principalmente de lutitas y limolitas calcáreas alternando con capas de lutitas bentoníticas. El Eoceno Medio, también es de interés económico en el campo Zaap, así como en campos aledaños, ya que representa un intervalo productor constituido por un cuerpo calcáreo de grainstone y packstone de bioclastos e intraclastos con impregnación de aceite. El depósito de esta unidad puede observarse también en la Figura 62, Figura 68 y Figura 74.

Durante el Oligoceno continuó el depósito de sedimentos clásticos y los mismos patrones sedimentarios continuaron durante el Mioceno Inferior, pero en el Mioceno Medio comenzó la formación de pliegues como respuesta al surgimiento de un pulso

---

compresivo de la Orogenia Chiapaneca, plegando las unidades del Jurásico, Cretácico, Paleógeno y principios del Neógeno, con un nivel de décollement en la cima de la sal calloviana y una vergencia hacia el norte, desarrollando los pliegues en esta región y la formación de fallas inversas.

Debido a que la dirección de transporte tectónico fue hacia el norte, en primer lugar se desarrolló el pliegue Ku, involucrando la deformación de las formaciones jurásicas, cretácicas y paleógenas (Figuras 68 y 74) con un nivel de despegue en la sal calloviana y continuando con la formación de fallas inversas cuyo desplazamiento corresponde a la misma dirección del transporte tectónico, definiendo así la dirección de las Fallas sintéticas 1 y 2 en el área de estudio, como puede observarse en la Figura 67 y Figura 73, de la sección Zaap-3D y Zaap-27 respectivamente.

El esfuerzo compresivo continuó, creando el pliegue Zaap (Figuras 61, 67 y 73) también con un nivel de despegue en la cima de la sal calloviana. El esfuerzo compresivo, llevó a las formaciones de un comportamiento dúctil a uno frágil, por lo que posteriormente se desarrollaron un conjunto de fallas inversas que actualmente delimitan al campo Zaap: la Falla 3 es la falla principal, la Falla 4 es sintética secundaria y la Falla 5 es antitética, es decir, tiene un desplazamiento opuesto al de la falla principal (Figuras 61, 66, 72 y 73).

Finalmente, se formó el pliegue Maloob como se muestra en las Figuras 65 y 72 y las fallas inversas que los delimitan, la Falla 6 es la falla principal, la Falla 7 es sintética secundaria y la Falla 8 es antitética, el desarrollo de estas fallas puede observarse en las Figuras 65 y 71.

Hacia finales del Mioceno e inicios del Plioceno, después de la deformación compresiva del evento chiapaneco, comenzó un gran aporte de sedimentos clásticos provenientes del Macizo de Chiapas, continuó durante el Plioceno y Pleistoceno (Figuras 59, 63 y 69), lo que causó el depósito de varios kilómetros de espesor de sedimentos, cuya sobrecarga empezó a generar grandes fallas extensionales de

crecimiento. Cabe señalar que en este estudio no se interpretaron fallas a nivel Terciario, debido a que estas fallas de crecimiento tienen una orientación NE-SW, siendo casi perpendiculares a la dirección de los pliegues formados durante el evento chiapaneco, por lo que están ‘a rumbo’ de las secciones interpretadas y balanceadas, y su visualización desde las líneas sísmicas ‘random lines’ no fue posible, las cuales anteceden a la creación de las 3 secciones balanceadas.

La disposición estructural actual refleja cada uno de los eventos de deformación que la zona ha sufrido a través del tiempo geológico. Hoy en día, la geometría estructural del campo Zaap, así como de los campos circundantes, con los cuales integra el complejo Ku-Maloob-Zaap, sugiere que corresponde a pliegues de despegue fallados, y que éstos se formaron por el notorio contraste existente entre el horizonte basal de rocas evaporíticas y las unidades sedimentarias con mayor competencia que lo sobreyacen, además de que se asocia también al origen de éstos, un comportamiento deformacional que va progresivamente de un plegamiento de despegue a una propagación de fallas.

Las estructuras de este complejo petrolero se formaron dentro del marco de diferentes episodios tectónicos en esta área; sin embargo, los eventos claves que controlaron el desarrollo de las estructuras anticlinales que actualmente conforman a los campos Ku, Maloob y Zaap, son 1) un período de extensión durante el Jurásico hasta el Cretácico, resultando en el depósito de secuencias carbonatadas de ambiente de plataforma; 2) acortamiento desarrollado durante el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior, lo que resultó en el desarrollo de trampas estructurales a partir de pliegues relacionados a fallas; y 3) eventos extensivos durante el Plioceno hasta el Holoceno, resultando en la generación de fallas lítricas normales que aunque no se observaron adecuadamente en las 3 secciones, pudieron identificarse en la sísmica 3D de la zona de estudio.

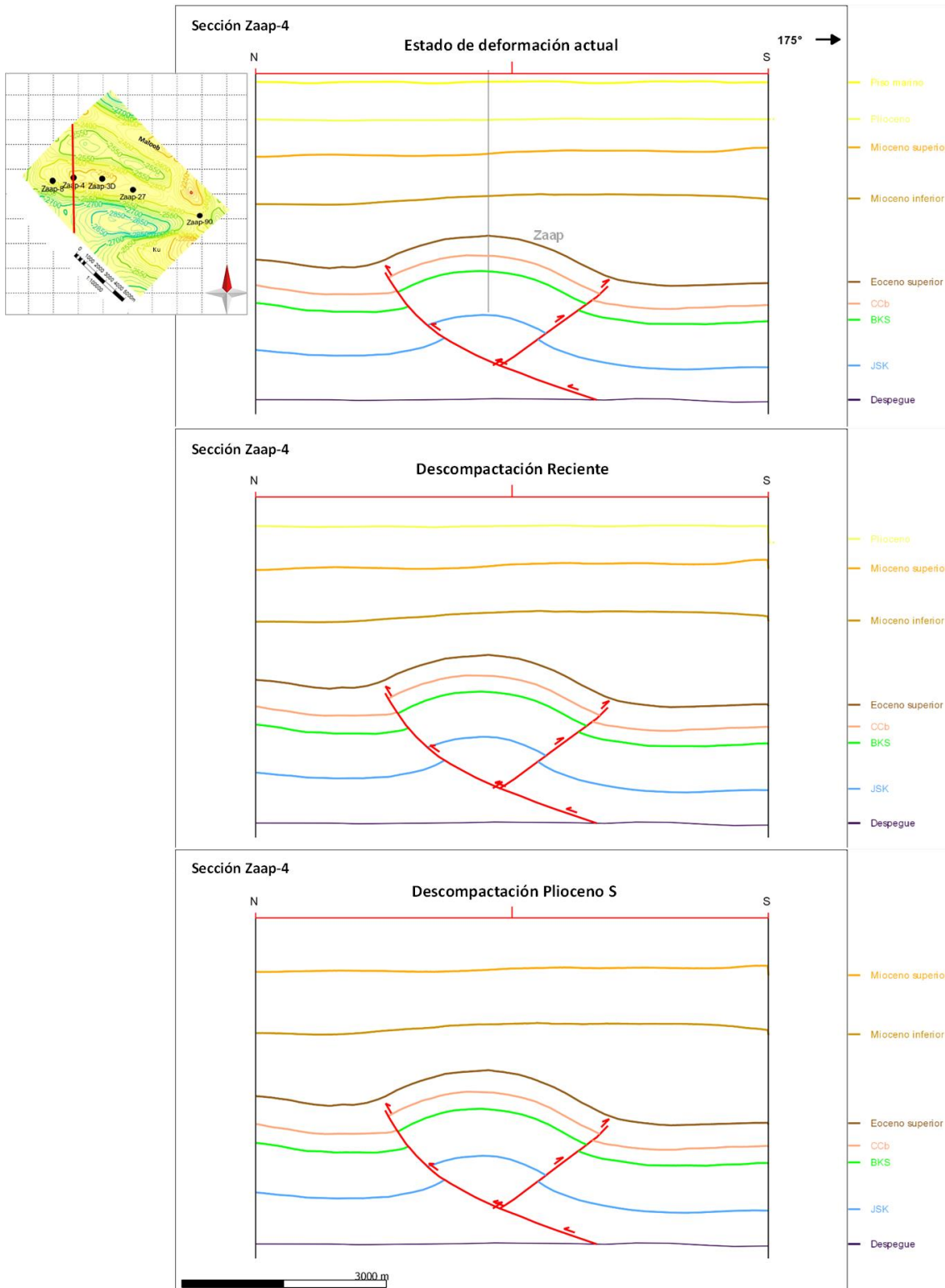


Figura 59. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-4' del estado de deformación actual, la descompactación del Reciente y la descompactación del Plioceno Superior.

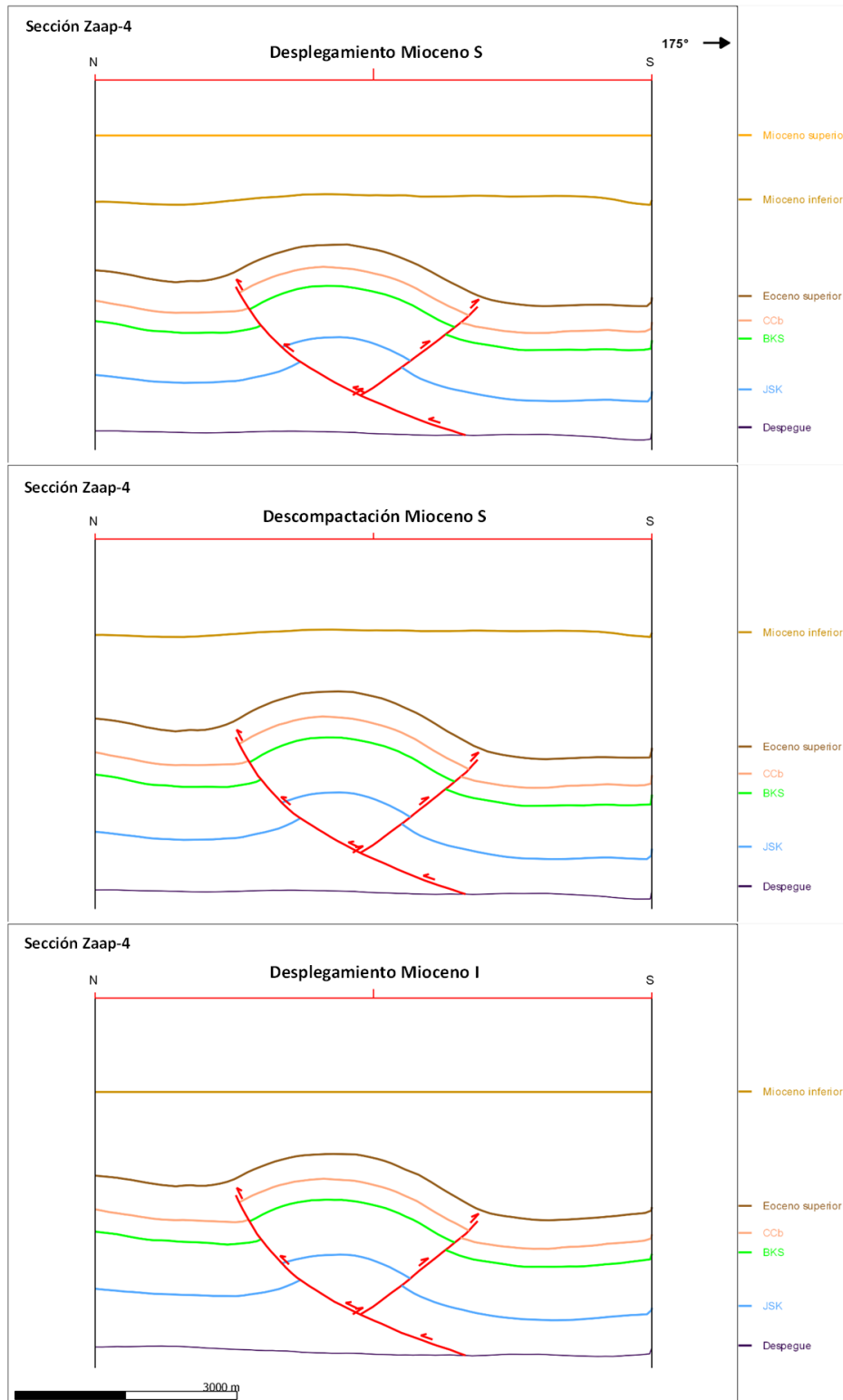


Figura 60. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-4' del desplegamiento del Mioceno Superior, la descompactación del Mioceno Superior y el desplegamiento del Mioceno Inferior.

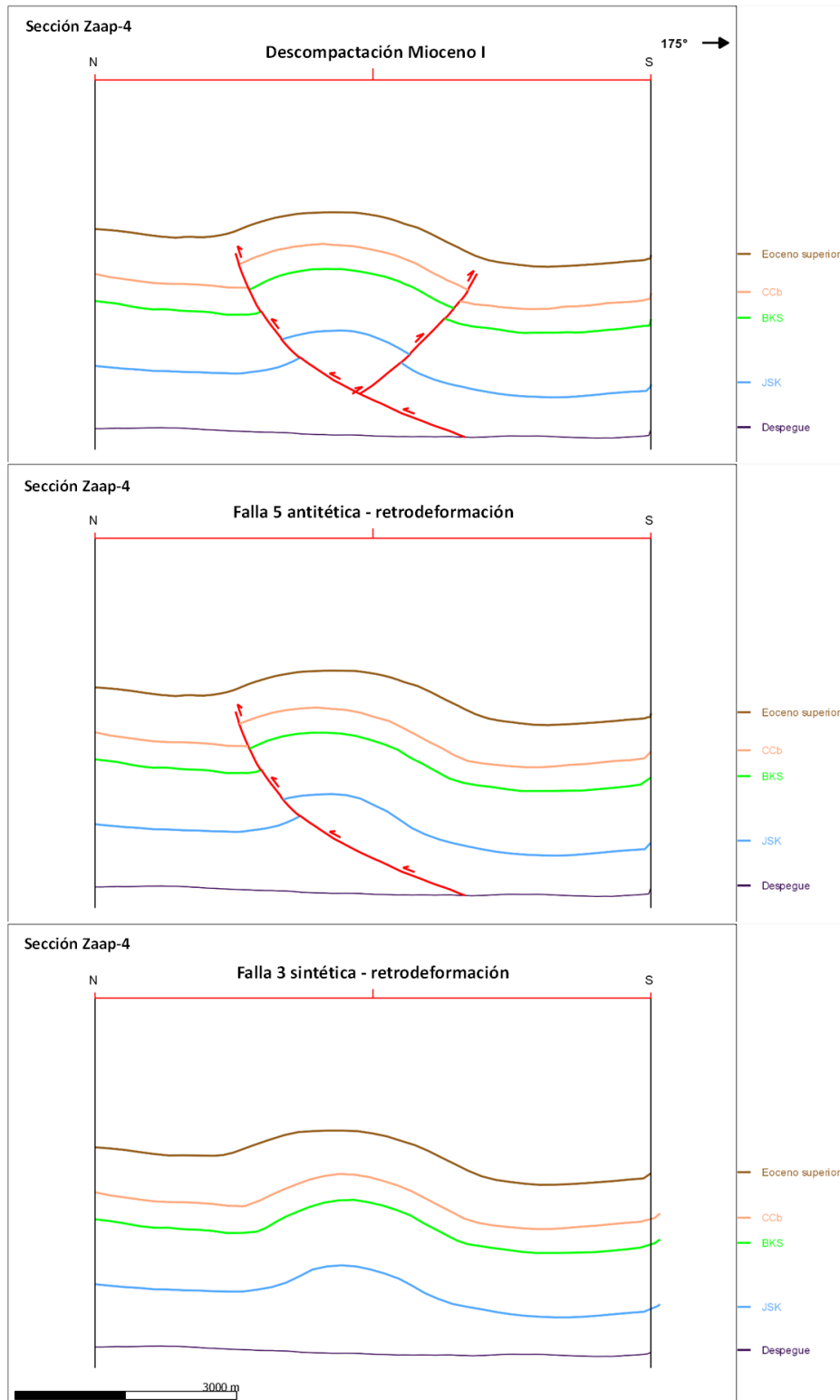


Figura 61. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-4' de la descompactación del Mioceno Inferior, la retrodeformación de la Falla 5 y la retrodeformación de la Falla 3.

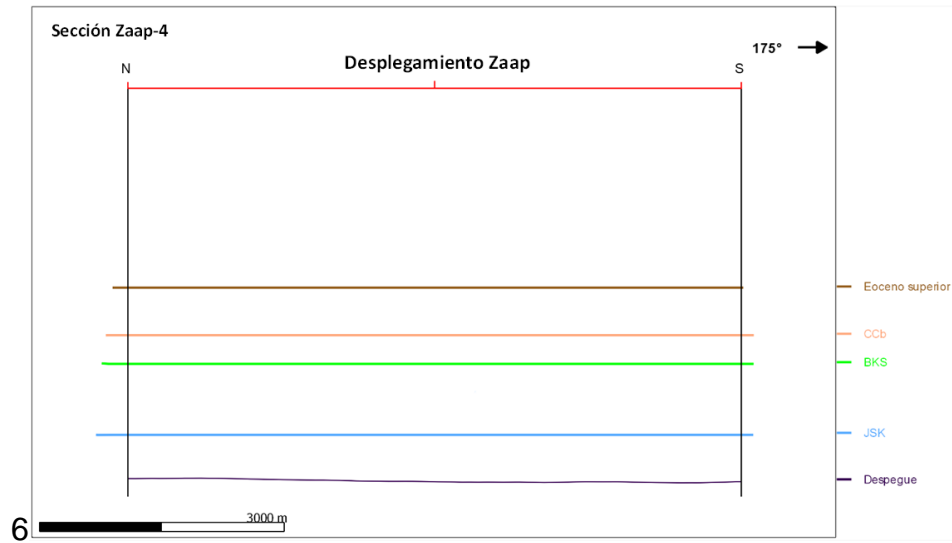


Figura 62. 'Sección Zaap-4' restaurada que muestra finalmente el desplegamiento de las unidades Eoceno Superior, CCb, Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), del pliegue Zaap.



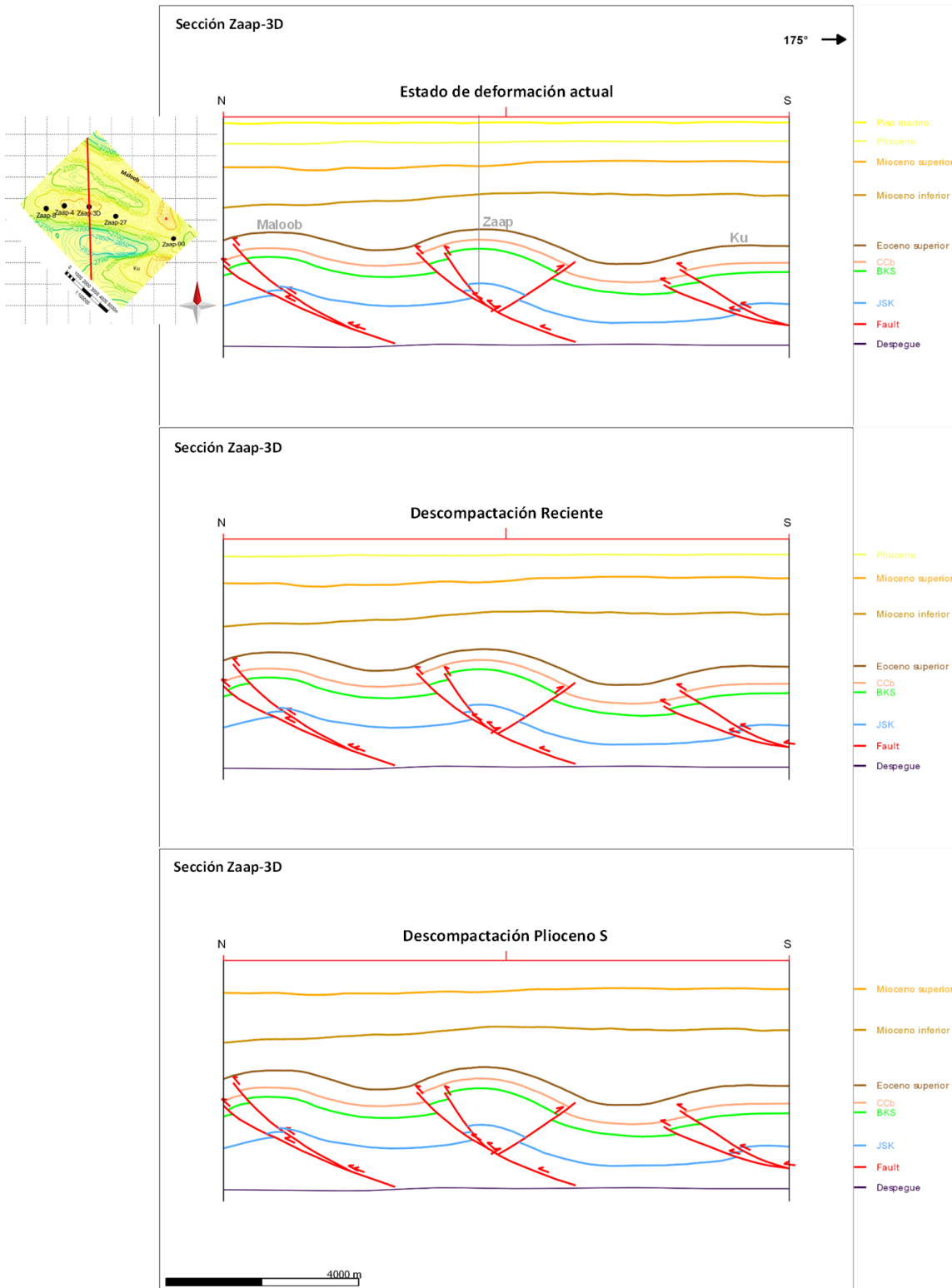


Figura 63. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-3D' del estado de deformación actual, la descompactación del Reciente y la descompactación del Plioceno Superior.

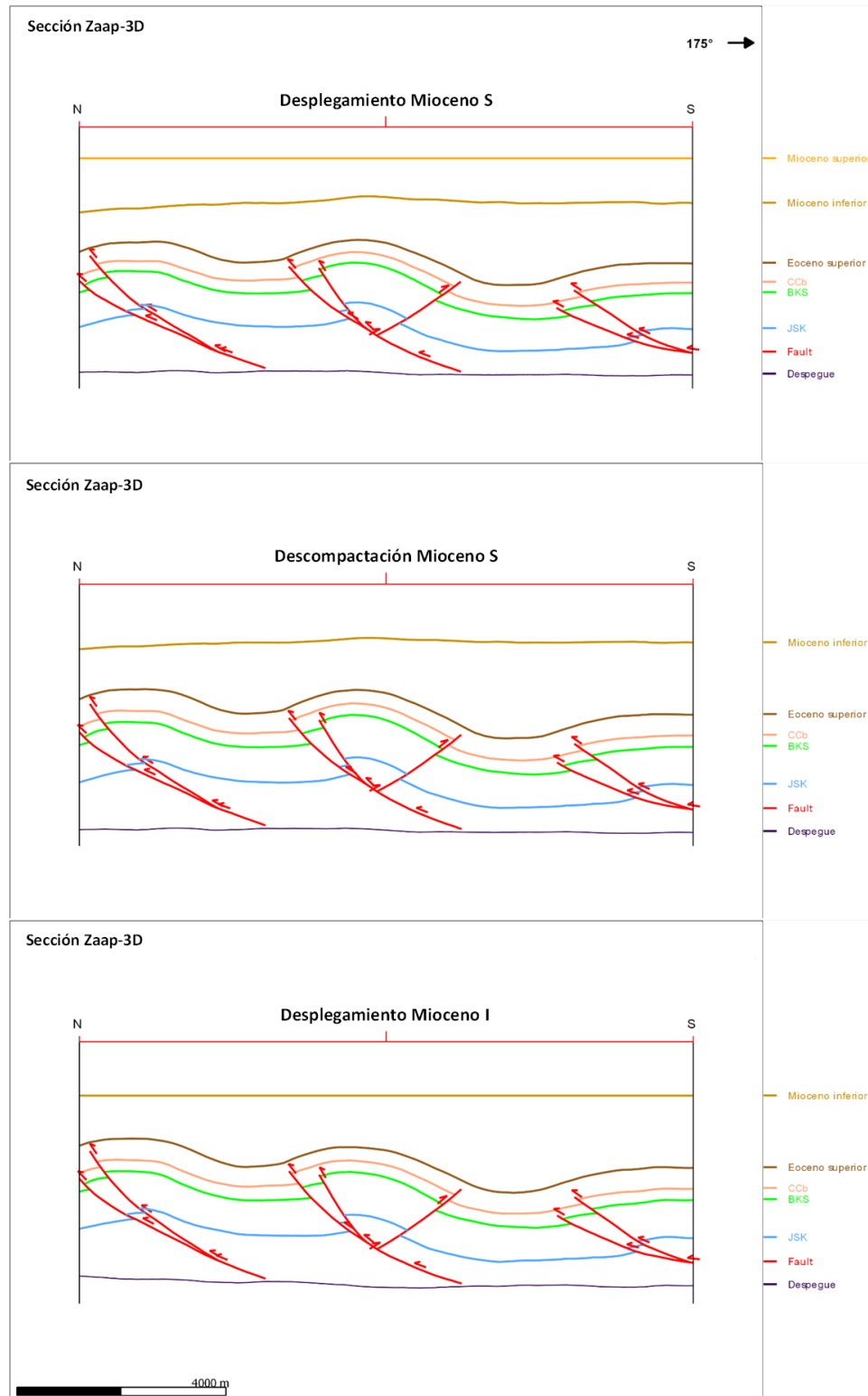


Figura 64. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-3D' del desplegamiento del Mioceno Superior, la descompactación del Mioceno Superior y el desplegamiento del Mioceno Inferior.

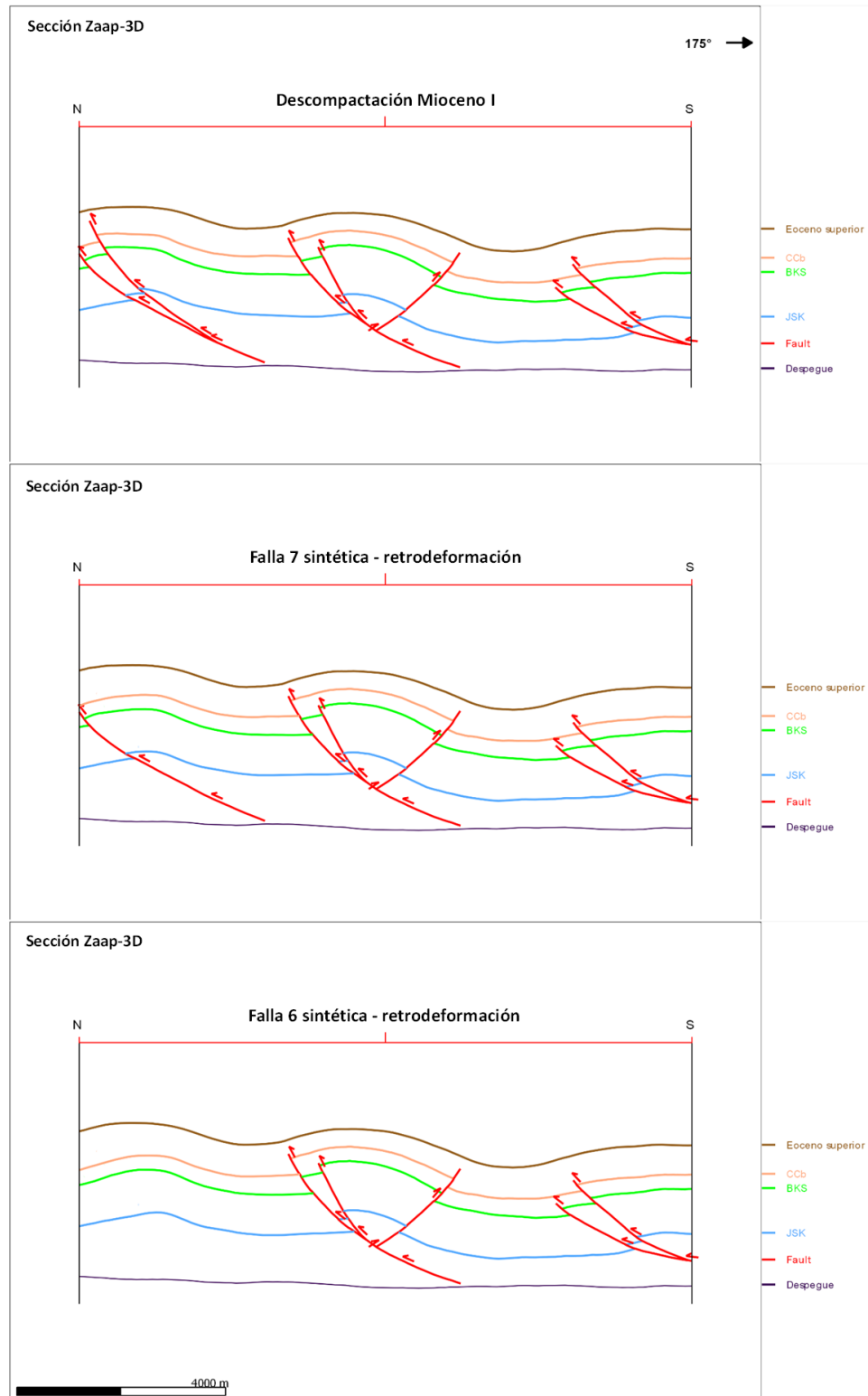


Figura 65. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-3D' de la descompactación del Mioceno Inferior, la retrodeformación de la Falla 7 y la retrodeformación de la Falla 6.

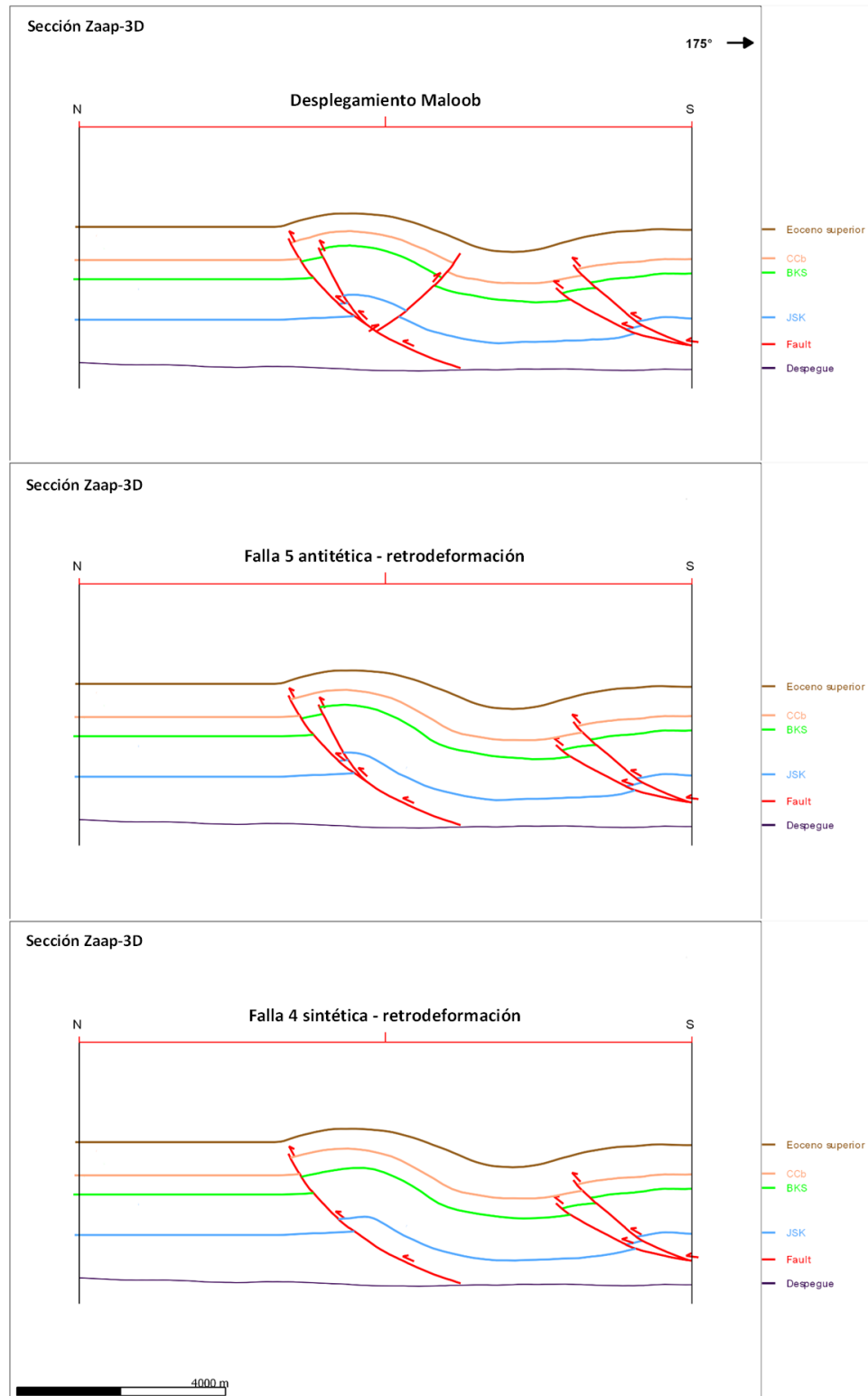


Figura 66. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-3D' del desplegamiento de Maloob, la retrodeformación de la Falla 5 y la retrodeformación de la Falla 4.

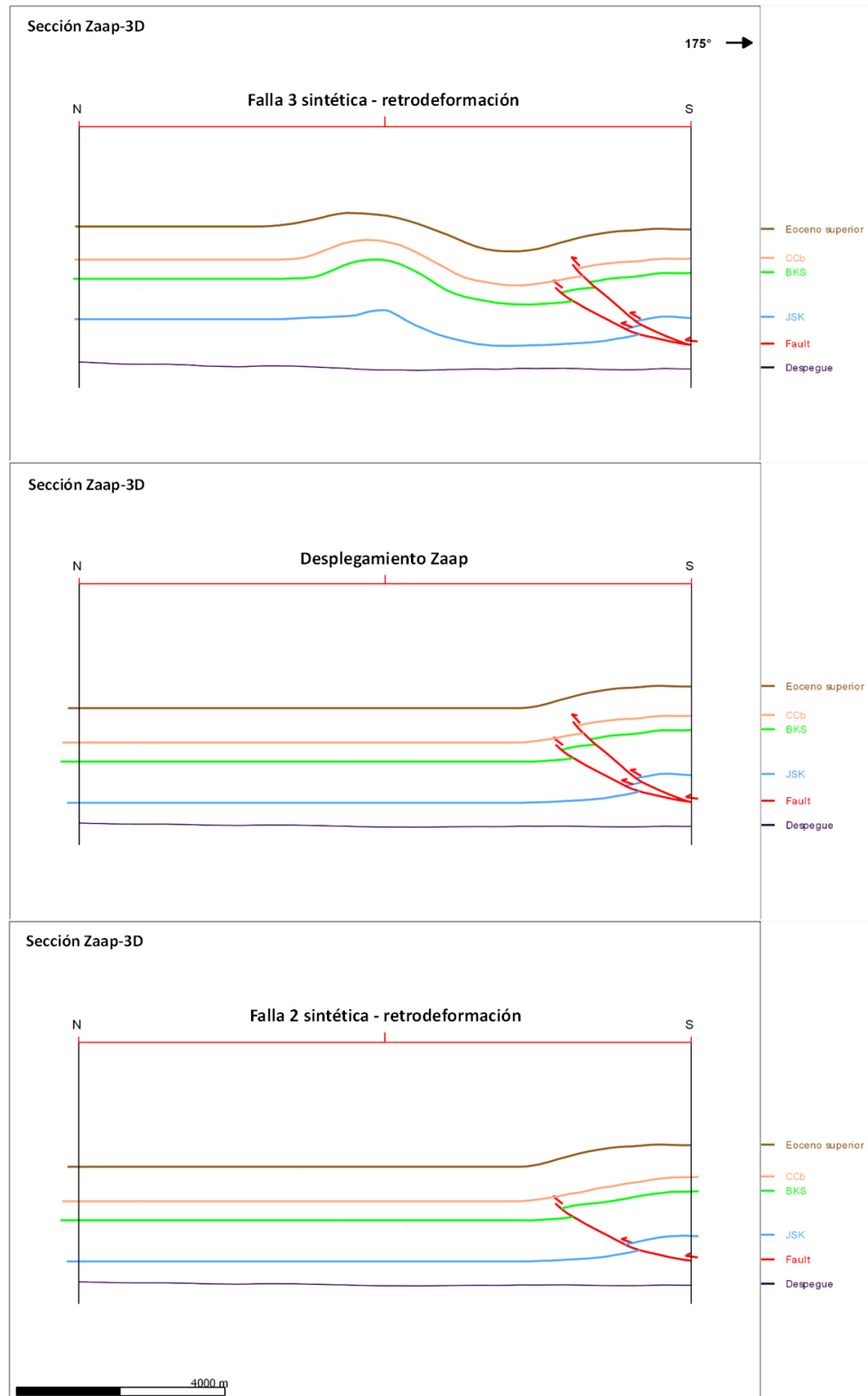


Figura 67. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-3D' de la retrodeformación de la Falla 3, del desplegamiento de Zaap, y la retrodeformación de la Falla 2.

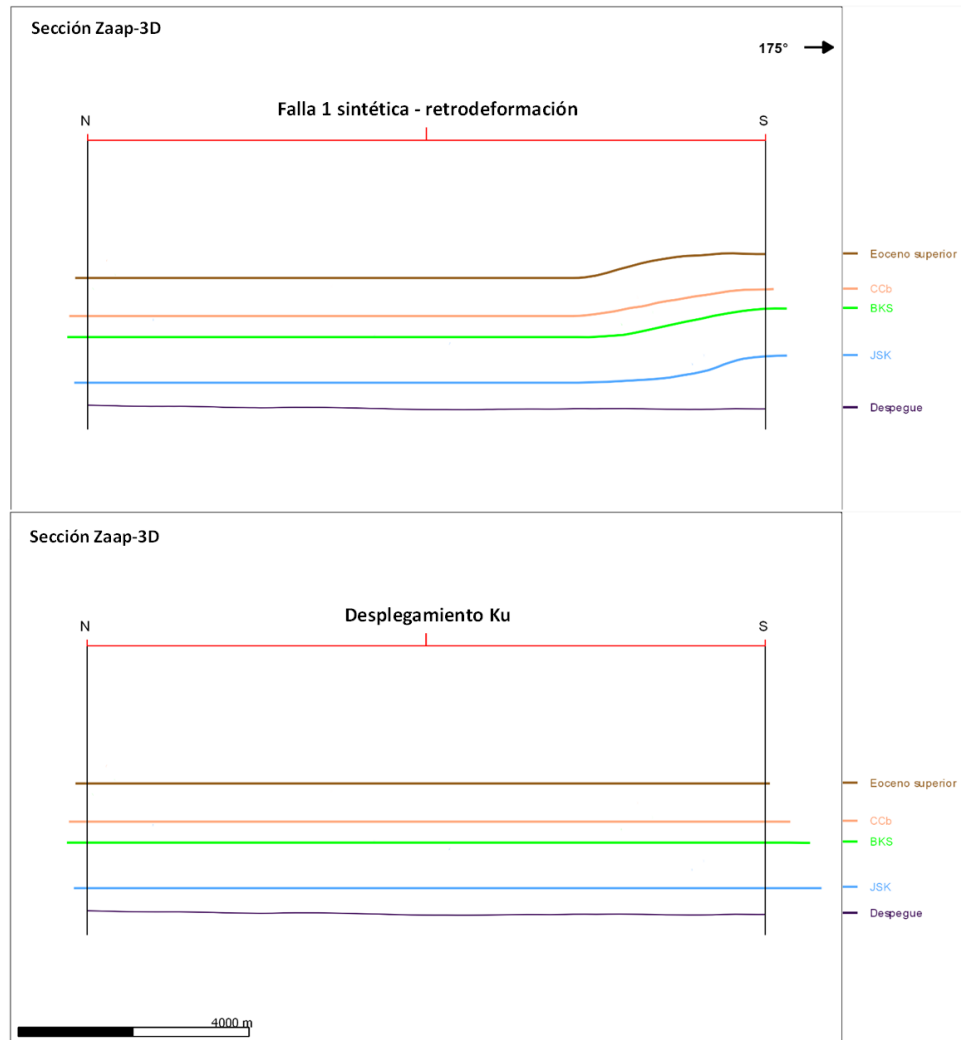


Figura 68. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-3D' de la retrodeformación de la Falla 1 y sección restaurada que muestra finalmente el desplegamiento de las unidades Eoceno Superior, CCb, Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), del pliegue Ku.

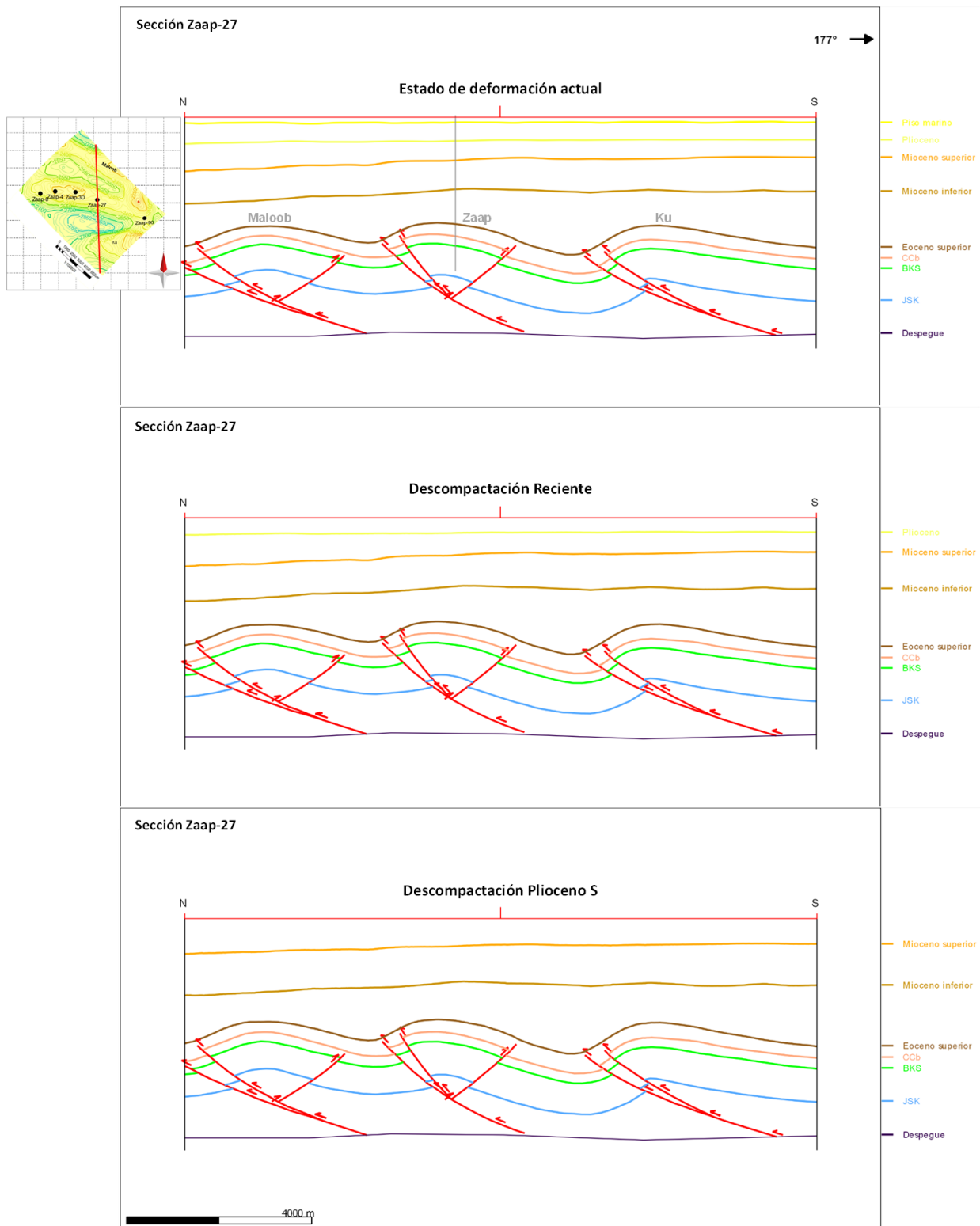


Figura 69. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-27' del estado de deformación actual, la descompactación del Reciente y la descompactación del Plioceno Superior.

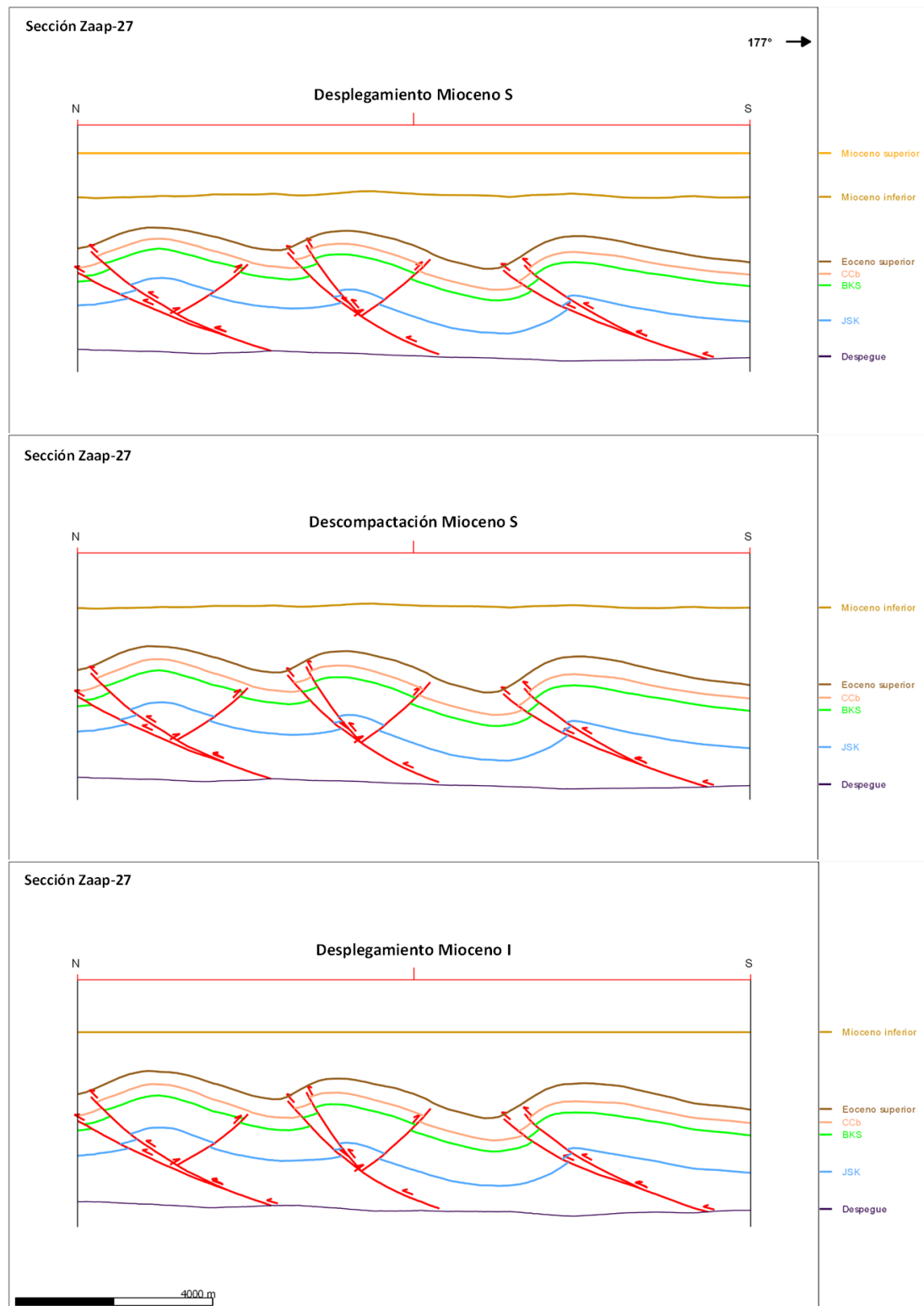


Figura 70. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-27' del desplegamiento del Mioceno Superior, la descompactación del Mioceno Superior y el desplegamiento del Mioceno Inferior.



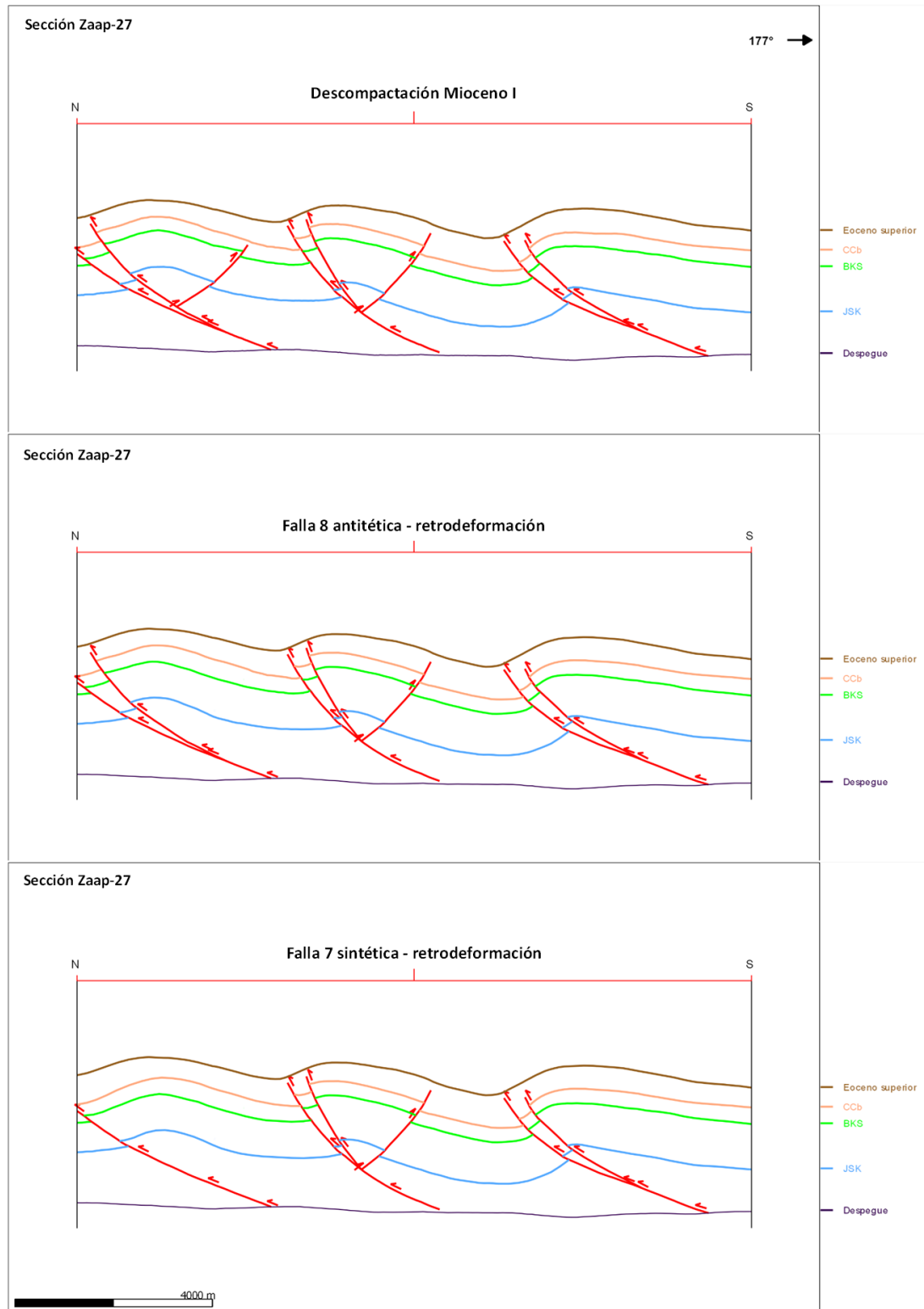


Figura 71. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-27' de la descompactación del Mioceno Inferior, la retrodeformación de la Falla 8 y la retrodeformación de la Falla 7.

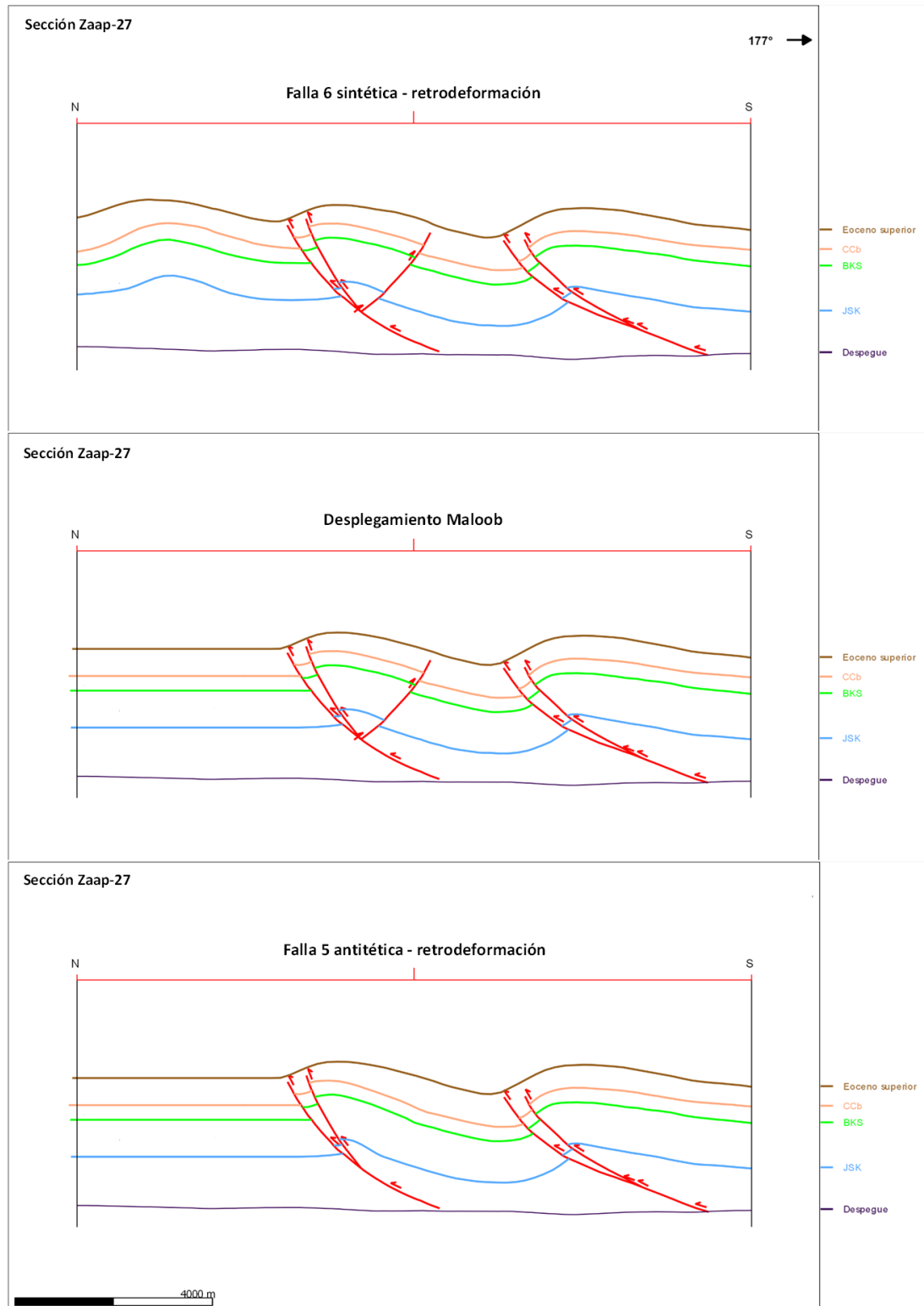


Figura 72. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-27' de la retrodeformación de la Falla 6, el desplegamiento de Maloob y la retrodeformación de la Falla 5.

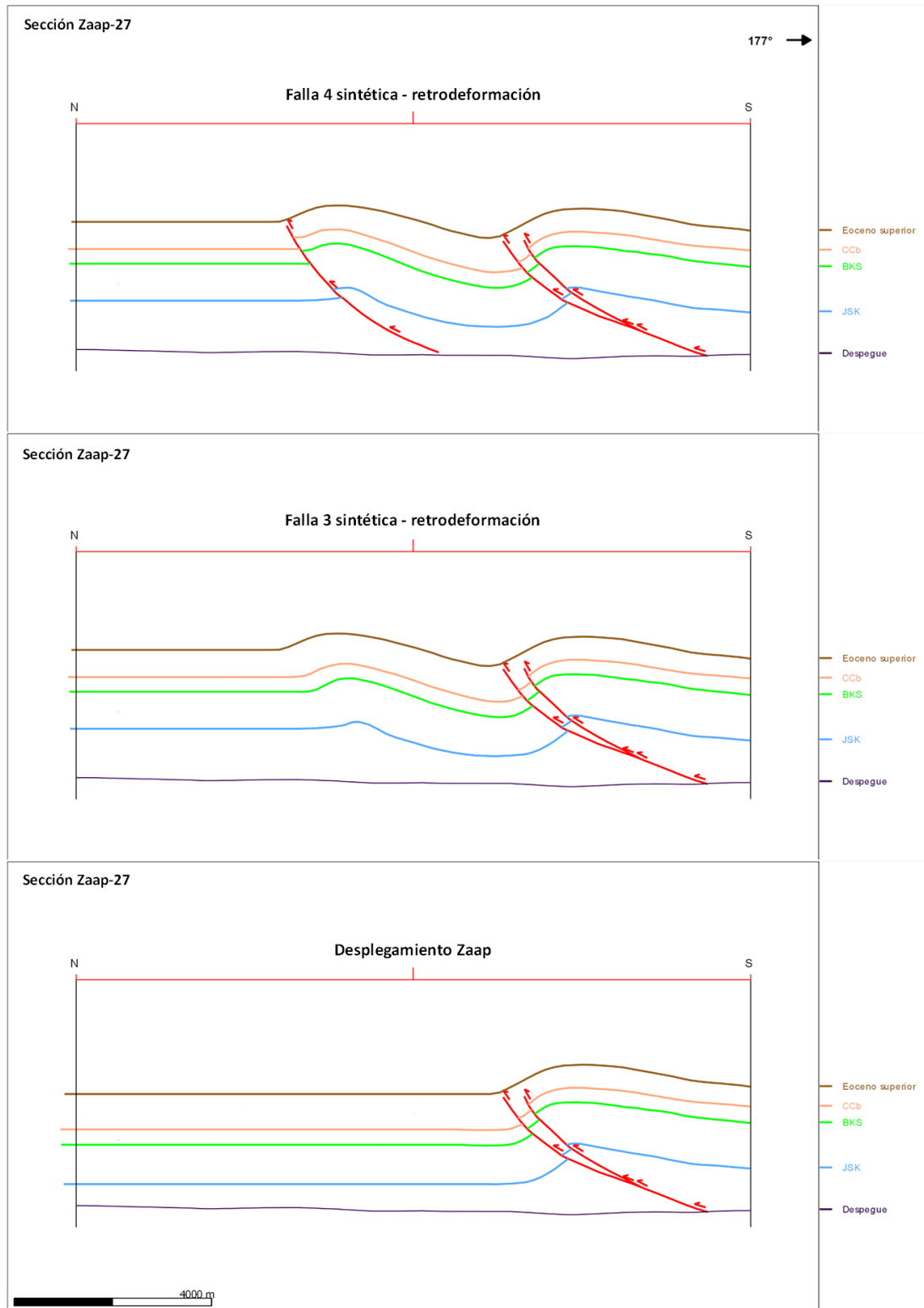


Figura 73. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-27' de la retrodeformación de la Falla 4, la retrodeformación de la Falla 3, y el despegamiento de Zaap.

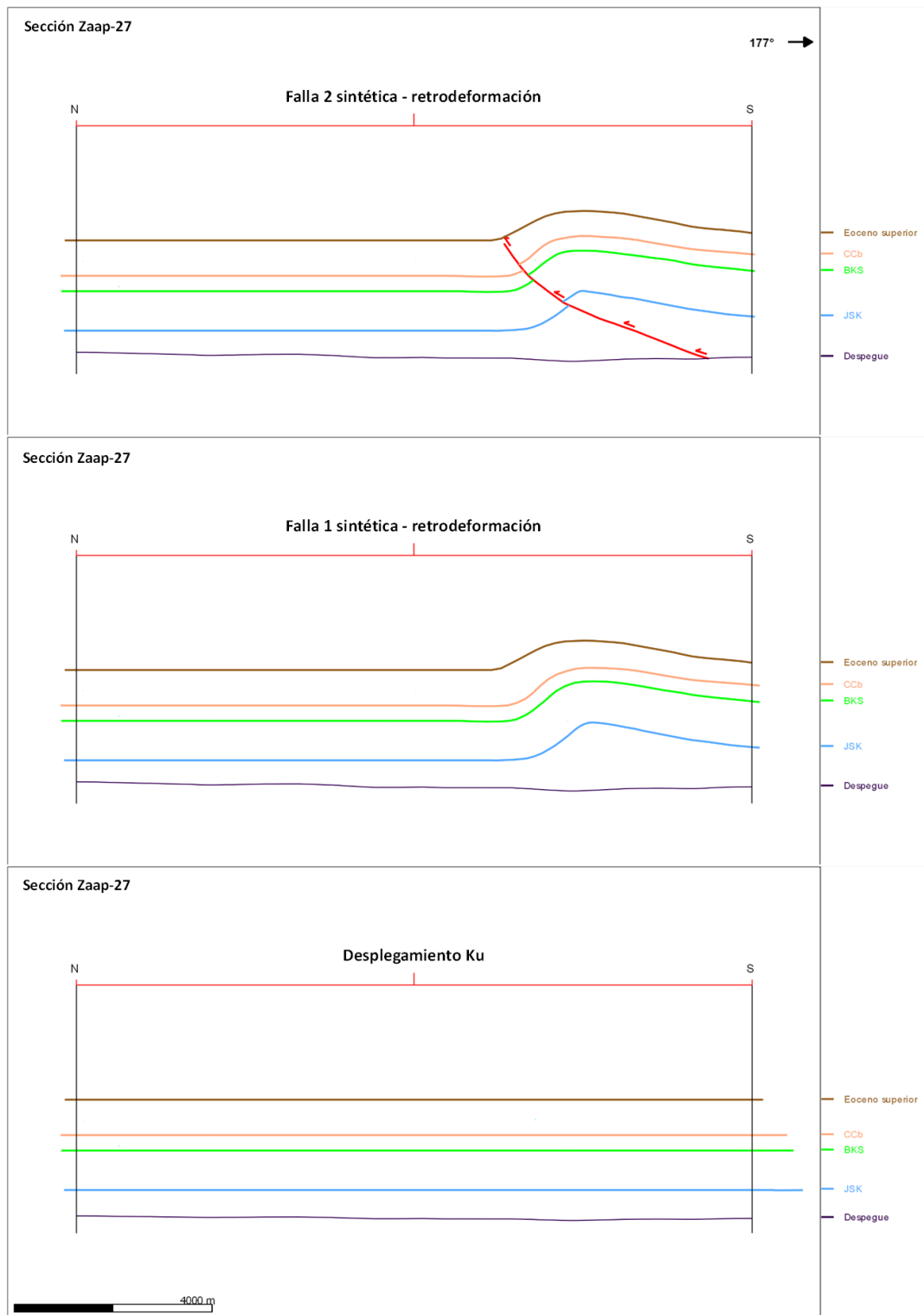


Figura 74. Restauración secuencial de la 'sección Zaap-27' de la retrodeformación de la Falla 2, la retrodeformación de la Falla 1, y la sección restaurada que muestra finalmente el desplegamiento de las unidades Eoceno Superior, CCb, Cretácico Superior (BKS) y Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), del pliegue Ku.

---

#### 4.6 ANÁLISIS Y VALIDACIÓN DEL BALANCEO DE SECCIONES DEL CAMPO ZAAP

La restauración geométrica de las secciones balanceadas Zaap-4, Zaap 3D y Zaap-27, satisface las reglas de la Geología Estructural, comprobando que las secciones son viables y admisibles y se acepta que el modelo tiene una explicación geoméricamente válida.

La restauración secuencial de las secciones, mostró que son ‘admisibles’ porque su configuración estructural representó las estructuras conocidas de la región por medio de la interpretación sísmica 3D y respetó el estilo estructural. Por otro lado, son secciones ‘viables’ porque lograron restaurarse a un estado no deformado, quitándoles a las estructuras los efectos de deformación hasta una posición inicial. Debido a esto, las 3 secciones transversales son balanceadas.

El modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap y los campos circundantes (Ku y Maloob), cumplió con las condiciones para considerarse un modelo balanceado válido, es decir, la interpretación se basó en un modelo estructural sólido, las secciones se orientaron en la dirección del transporte tectónico y el resultado del balanceo es geológicamente razonable.

A continuación se muestra el análisis de las 3 secciones en su estado de deformación actual y las secciones balanceadas resultantes de la restauración secuencial mostrada anteriormente.

En la Figura 75, se muestra la sección Zaap-4 en su estado de deformación actual, donde se observa la configuración estructural del campo Zaap. En esta Figura se desarrolla el análisis de los espesores y las longitudes de línea de cada formación, teniendo en cuenta que la sección tiene una extensión de 7.5 km y una orientación de 175°. Cabe señalar que el análisis se realizó dentro del software Move.

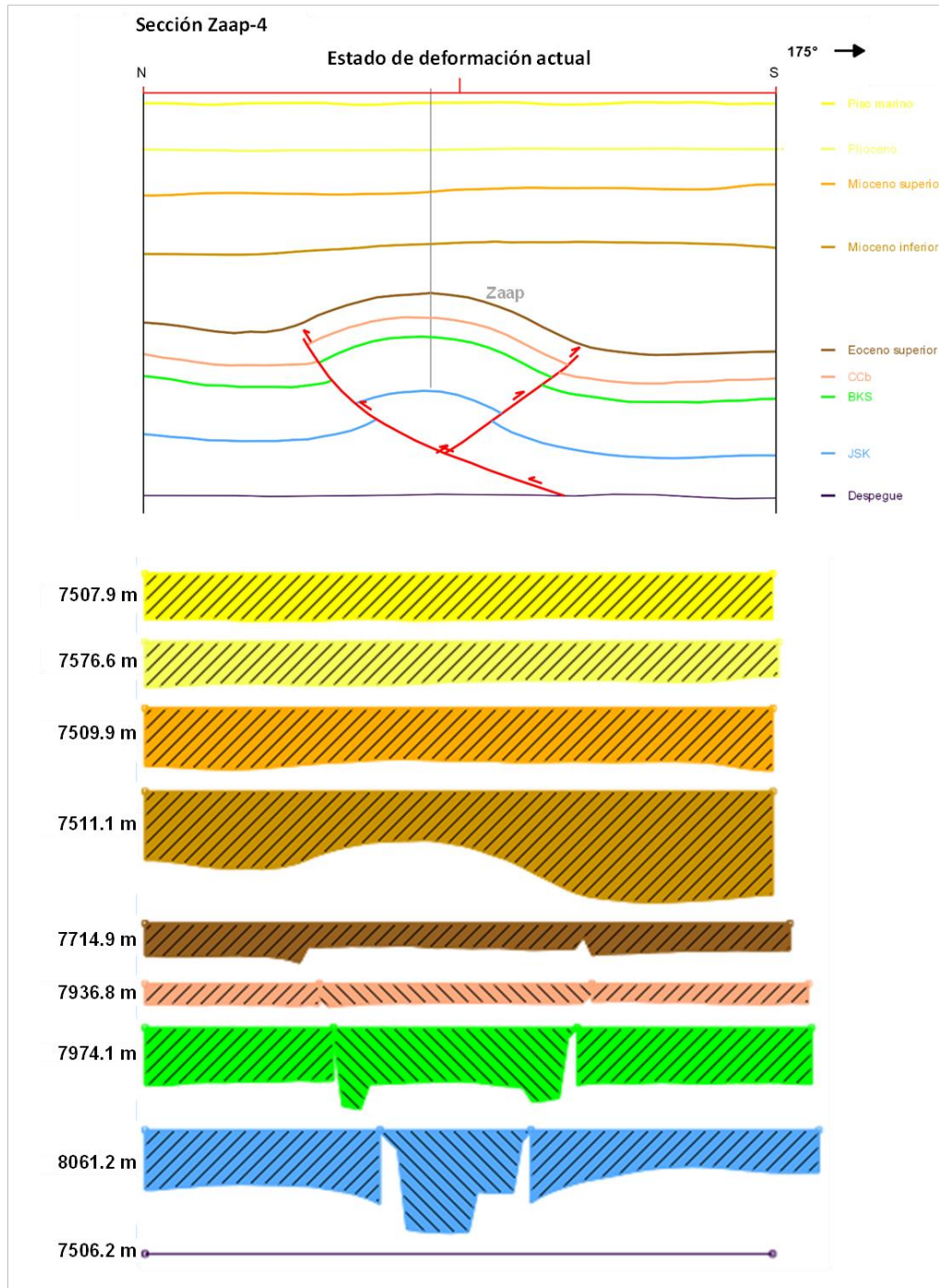


Figura 75. Estado de deformación actual de la sección Zaap-4 y el análisis de los espesores y las longitudes de líneas.

En la Figura 76, se presenta la sección balanceada Zaap-4, la cual fue restaurada a un estado inicial no deformado, cuya restauración por longitud de líneas mostró que los valores iniciales y los valores finales son muy aproximados, por lo que se asume que no hay cambios en la longitud de líneas. Por otro lado, la restauración por áreas muestra diferencia en los espesores finales, pero que se consideran aceptables. Esta variación se debe a los efectos de compactación de los depósitos sedimentarios en la región y que fueron posteriores a la deformación de la secuencia jurásica y cretácica. Sin embargo, derivado de este análisis se comprueba que esta sección está balanceada al ser viable y admisible, y además se acepta que presenta una explicación geoméricamente válida.

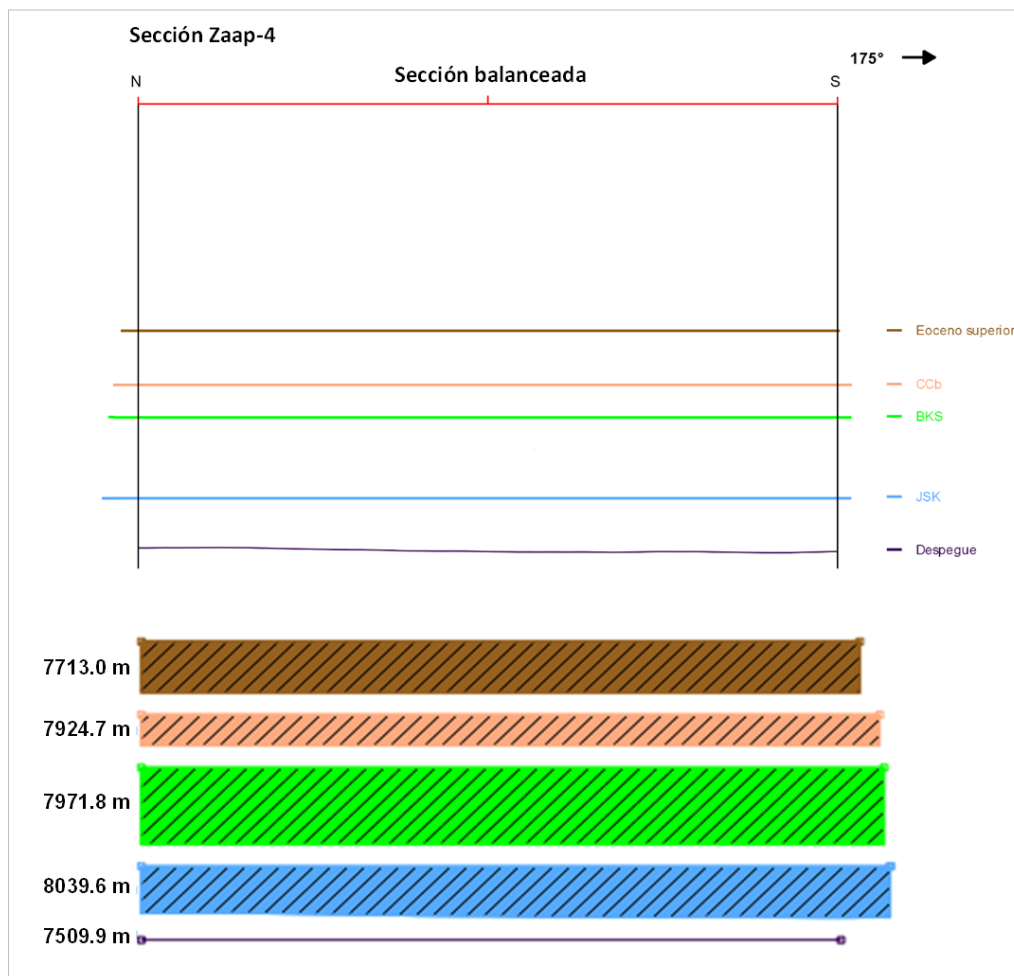


Figura 76. Sección balanceada Zaap-4 y el análisis de los espesores y longitudes de líneas.

En la Figura 77, se presenta la sección Zaap-3D en su estado de deformación actual, donde se observa la configuración estructural del campo Zaap y la configuración parcial de los campos aledaños Maloob y Ku. De igual forma, se desarrolló el análisis de los espesores y las longitudes de líneas de cada formación. Esta sección tiene una extensión de 11.7 km y una orientación de 175°.

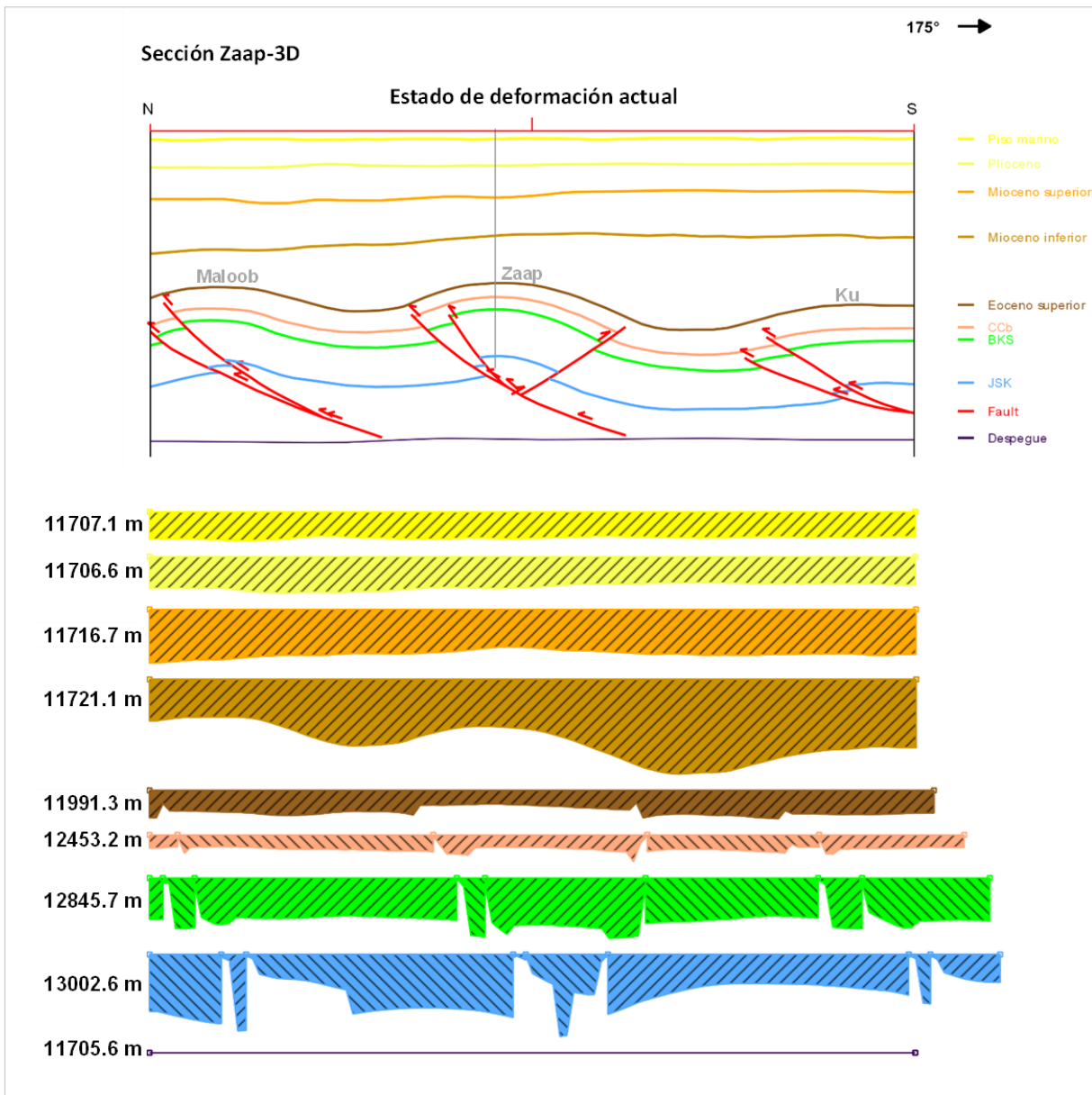


Figura 77. Estado de deformación actual de la sección Zaap-3D y el análisis de los espesores y las longitudes de líneas.



En la Figura 78, se muestra la sección balanceada Zaap-3D, la cual también fue restaurada a un estado inicial no deformado, y cuya restauración por longitud de líneas mostró que los valores iniciales y los valores finales son muy cercanos, por lo que se asume que no hay cambios en la longitud de líneas. De igual forma que en la sección balanceada anterior, la restauración por áreas mostró una diferencia en los espesores finales, pero que también se consideran aceptables.

Proveniente de este análisis se comprueba que esta sección está balanceada, por ser viable y admisible, y además se acepta que como una sección geoméricamente válida.

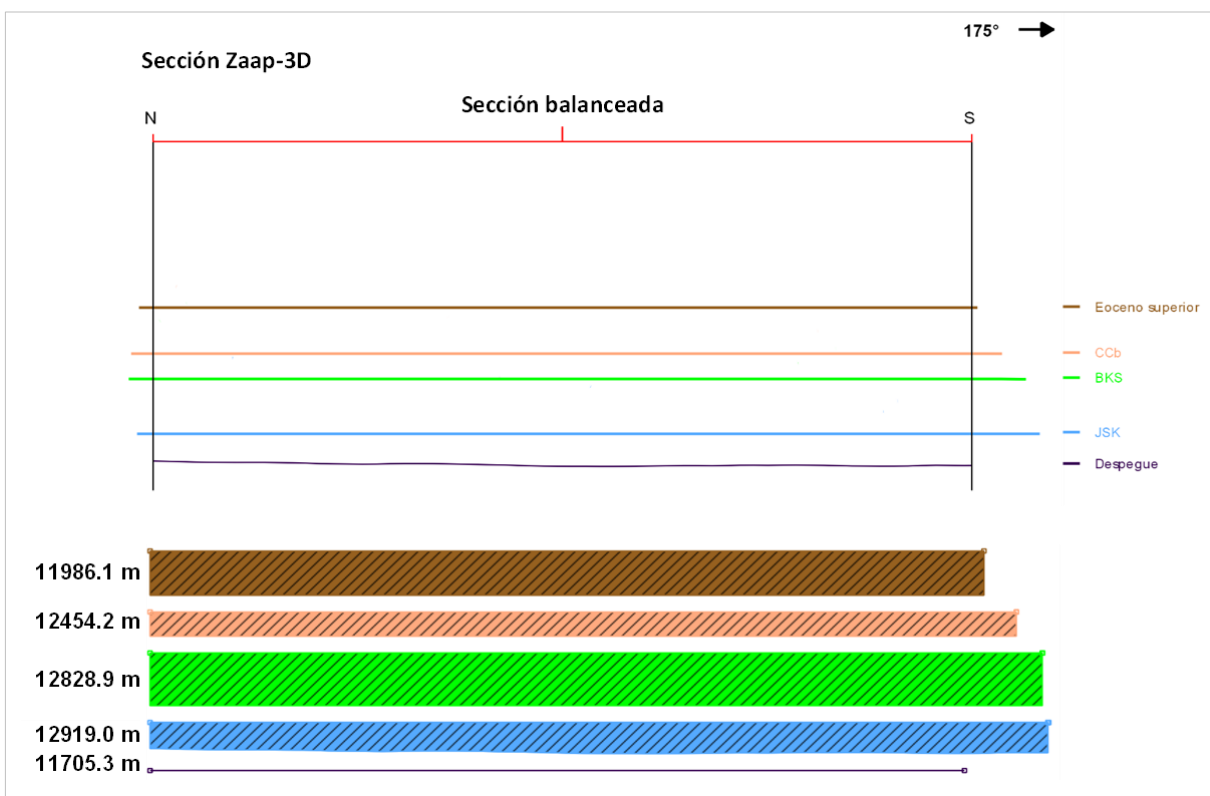


Figura 78. Sección balanceada Zaap-3D y el análisis de los espesores y longitudes de líneas.

En la Figura 79, se muestra la sección Zaap-27 en su estado de deformación actual, se observa la configuración estructural del campo Zaap y la configuración de los campos circundantes Maloob y Ku. Igualmente, se desarrolló el análisis de los espesores y las longitudes de líneas de cada formación. La extensión que presenta esta sección es de 13.6 km y una orientación de 177°.

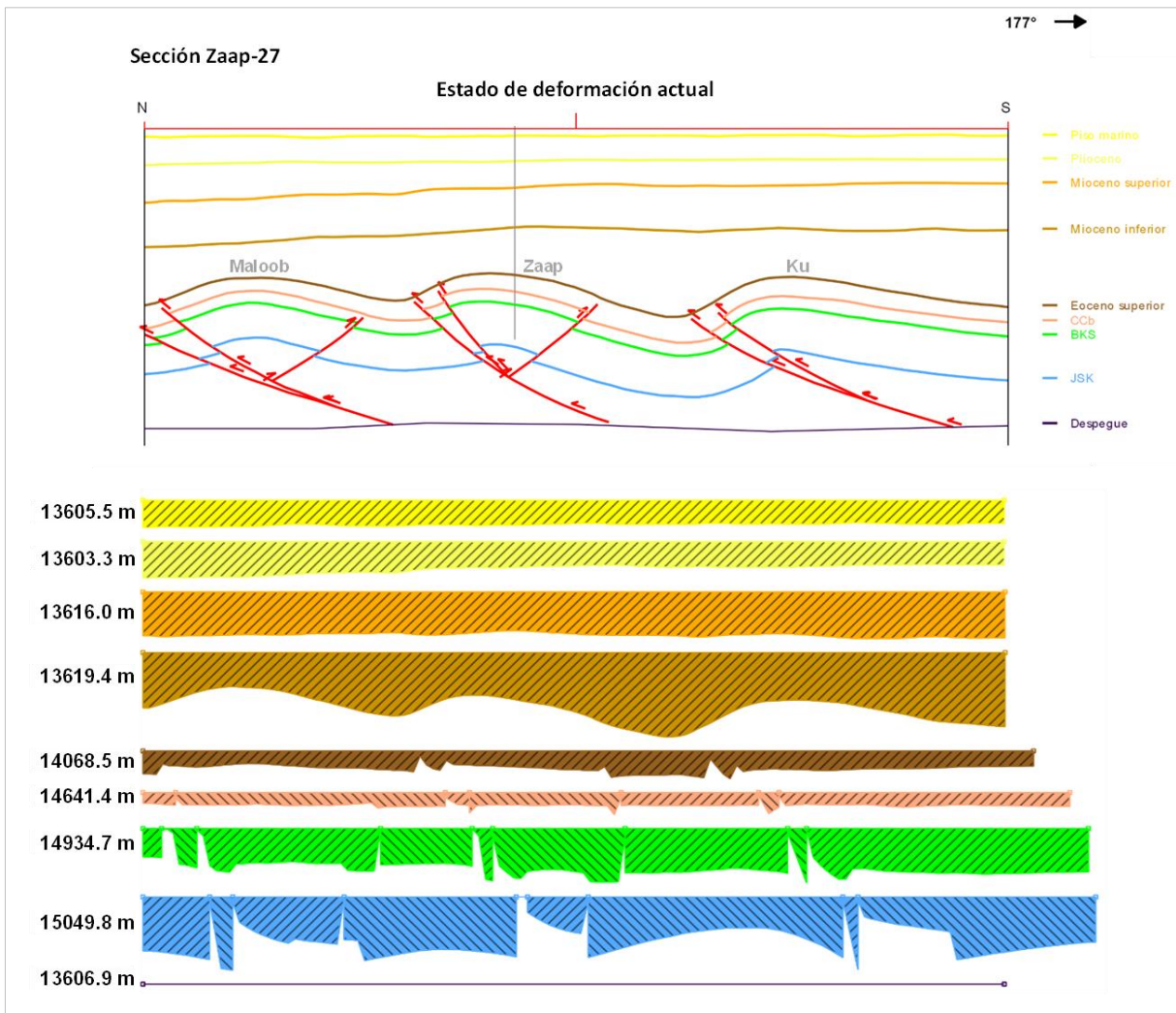


Figura 79. Estado de deformación actual de la sección Zaap-27 y el análisis de los espesores y las longitudes de líneas.

Finalmente, se observa en la Figura 80, la sección balanceada Zaap-27, ésta fue restaurada a un estado inicial no deformado, y cuya restauración por longitud de líneas mostró que los valores finales después del balanceo de la sección, son aproximados a los valores de longitud de líneas en el estado de deformación actual, por lo que se considera que no hay cambios en la longitud de líneas. Por otro lado, la restauración por áreas mostró también una diferencia en los espesores finales, pero éstos se consideran aceptables, ya que se explican por medio de los efectos de compactación.

Teniendo en cuenta este análisis, se comprueba que esta sección está balanceada, por ser viable y admisible, y además se acepta que como una sección geoméricamente válida.

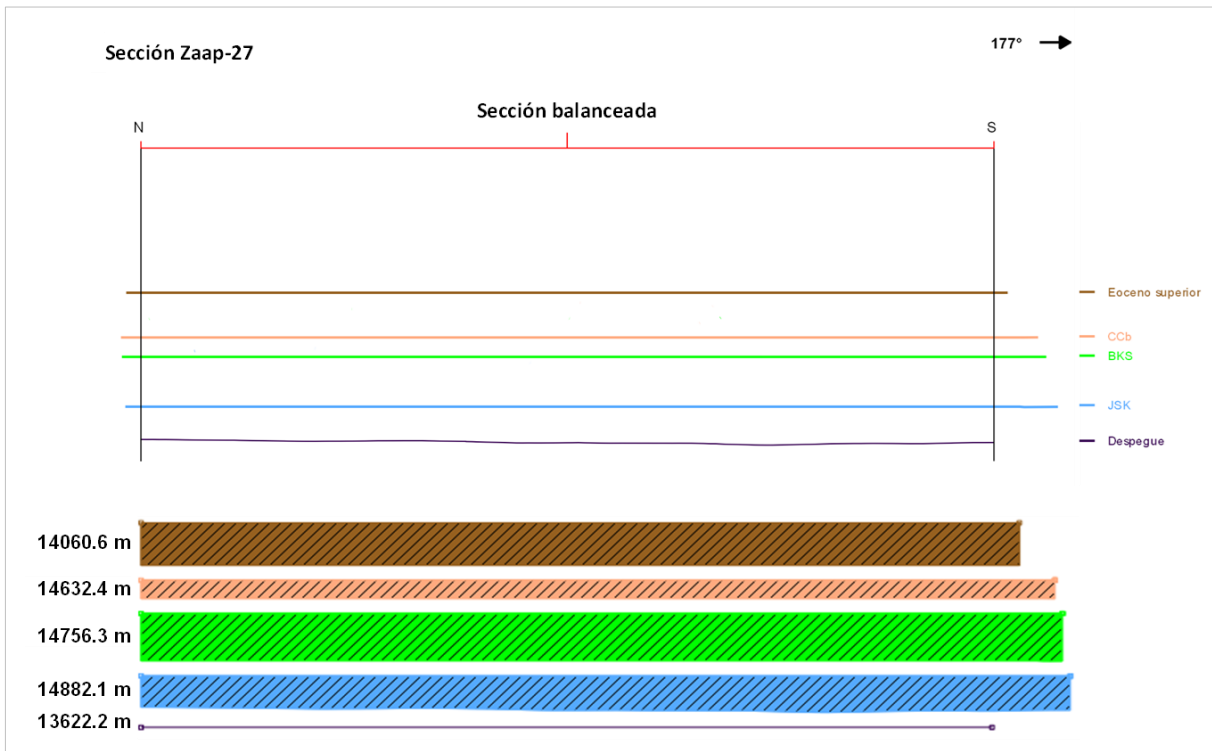


Figura 80. Sección balanceada Zaap-27 y el análisis de los espesores y longitudes de líneas.

---

Una vez obtenidas las secciones balanceadas, el cálculo de acortamiento es bastante sencillo y es el resultado de la diferencia de longitud entre las secciones balanceadas y las secciones deformadas, mediante la fórmula:

$$S = ((l_0 - l_f) * 100) / l_0$$

Donde S es el valor de acortamiento resultante,  $l_0$  es la longitud de la sección balanceada, es decir, en el estado inicial previo a la deformación y  $l_f$  es la longitud de la sección en su estado deformado.

De esta manera se puede establecer que la sección Zaap-4, tiene un acortamiento de 6.7%, la sección Zaap-3D tiene un acortamiento de 9.4% y la sección Zaap-27 presentó un acortamiento de 8.6%.



# CAPÍTULO 5

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- 5.1 Conclusiones
- 5.2 Recomendaciones

---

## 5.1 CONCLUSIONES

Se realizó la interpretación sísmica 3D en tiempo de 8 unidades estratigráficas y 10 fallas, tales elementos integraron la construcción del modelo estructural, el cual mediante el desarrollo de un modelo de velocidades, permitió la conversión a profundidad de estos elementos.

Dado que la información sísmica comprendía también a las estructuras de dos campos circundantes al campo Zaap (Maloob y Ku), se decidió extender la interpretación para incluir a estas estructuras.

Partiendo de la interpretación sísmica en profundidad, se construyó un modelo geológico estructural balanceado del campo Zaap que fue validado mediante la metodología de secciones balanceadas

El desarrollo del modelo geológico estructural balanceado se representó por las secciones Zaap-4, Zaap-3D y Zaap-27, cuya dirección de cada una de estas secciones, se trazó cercana a los 180°, por lo que se orientaron perpendiculares a los campos mencionados.

Los principales elementos que conformaron a las secciones son 9 unidades estratigráficas (desde el despegue representado por la sal calloviana hasta el Piso Marino), 3 pliegues (Ku, Zaap y Maloob) y 8 fallas inversas (6 sintéticas y 2 antitéticas).

Se determinó que el primer pliegue en formarse fue el pliegue del campo Ku y sus 2 fallas sintéticas asociadas (Falla 1 y Falla 2). Posteriormente se formó el pliegue del campo Zaap y las fallas que actualmente delimitan al campo (Fallas sintéticas 3 y 4, y Falla antitética 5). Finalmente, se desarrolló el pliegue del campo Maloob y sus fallas relacionadas (Fallas sintéticas 6 y 7, y Falla antitética 8). Estas estructuras fueron el resultado del transporte tectónico como respuesta al esfuerzo compresivo durante el

---

Eoceno Superior hasta el Mioceno Inferior, plegando las formaciones jurásicas, cretácicas, paleógenas. Por lo tanto, se estima la posibilidad de que la edad de formación de las estructuras es anterior al pulso tectónico de la Orogenia Chiapaneca del Mioceno Medio.

El acortamiento resultó en el desarrollo de trampas estructurales a partir de los pliegues relacionados a fallas. El cálculo del acortamiento de cada sección estableció que la sección Zaap-4 presentó un acortamiento de 6.7%, la sección Zaap-3D un valor de 9.4% y la sección Zaap-27 desarrolló un acortamiento de 8.6%, por lo que se sugiere que el desplazamiento es diferente de acuerdo a la posición de cada sección, teniendo mayor desplazamiento en el centro del pliegue Zaap y menor en los extremos del mismo.

Con el resultado de la restauración secuencial de las 3 secciones Zaap-4, Zaap 3D y Zaap-27, se estableció que son secciones balanceadas, debido a que satisfacen las reglas de la Geología Estructural, donde se comprobó que éstas son viables y admisibles y se acepta que el modelo tiene una explicación geoméricamente válida.

El área de estudio además del interés geológico, tiene una importancia económica para el país debido a la acumulación de hidrocarburos en los yacimientos convencionales de las formaciones Jurásico Superior Kimmeridgiano (JSK), brechas del Cretácico Superior (BKS) y calcarenitas del Eoceno Medio (CCb). La roca generadora por excelencia en esta área pertenece a la formación del Jurásico Superior Tithoniano. El modelo desarrollado aquí sugiere que los hidrocarburos generados en el Tithoniano, se almacenaron en las trampas estructurales conformadas por los pliegues Ku, Maloob y Zaap y las rutas de migración conformadas por el fallamiento inverso.

---

## 5.2 RECOMENDACIONES

Partiendo de la interpretación sísmica 3D, se recomienda realizar un análisis más profundo incrementando la cantidad de secciones y ampliar el área de trabajo para desarrollar un modelo geológico balanceado tridimensional en el que se pueda analizar con detalle el play petrolero incluyendo estudios geoquímicos y datos de producción.



## REFERENCIAS

- **Allmendinger, R. W.**, 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonic*, Vol. 17, #4, p. 640-656.
- **Allmendinger, R. W.**, 2015, A structural geology laboratory manual for the 21<sup>st</sup> century, *Modern Structural Practice*, p. 220-229.
- **Ángeles Aquino, F. J.**, 1996, Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la Sonda de Campeche (Golfo de México), IPN, ESIA, Tesis de maestría, México, D.F., p.93.
- **Ángeles Aquino, F. J. y Cantú Chapa, A.**, 2001, Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico, *American Association of Petroleum Geologist*.
- **Ángeles Aquino, F. J.**, 2006, Monografía Petrolera de la Zona Marina, Ed. Por la AMGP.
- **Ángeles Aquino, F. J., Reyes Núñez, J. y Quezada Muñetón, J. M.**, 1992, Evolución tectónica de la Sonda de Campeche, estilos estructurales resultantes y su implicación en la generación y acumulación de hidrocarburos, *II Simposio de Exploración Petrolera*, Instituto Mexicano del Petróleo, México, D.F.
- **Bartollini, C., Buffler, R. T. y Blickwede, J. F.**, 2003, The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, *American Association of Petroleum Geologist*, Memoir 79.
- **Cantú Chapa, A.**, 2001, Mexico as the western margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic, *American Association of Petroleum Geologist*, Memoir 75.
- **Cantú Chapa, A.**, 2009, Upper Jurassic stratigraphy (Oxfordian and Kimmeridgian) in petroleum wells of Campeche Shelf – Gulf of Mexico, *American Association of Petroleum Geologist*, Memoir 90, p. 79-91.

- 
- **Cárdenas Vences, G.**, 2008, Evaluación petrolera y métodos de explotación en el complejo Ku-Maloob-Zaap, UNAM, FI, tesis, México, D.F.
  - **Comisión Nacional de Hidrocarburos**, 2014, Golfo de México – Cuencas del Sureste, Aguas Someras, Síntesis Geológica Petrolera.
  - **Comisión Nacional de Hidrocarburos**, 2018, Portal de Información Técnica, <https://portal.cnih.cnh.gob.mx/index.php>.
  - **Comisión Nacional de Hidrocarburos**, 2020, Atlas Geológico Cuencas del Sureste – Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas, Centro Nacional de Información de Hidrocarburos.
  - **Contreras, C., Drinkwater, N., Geel, C. R., y Hodgetts, D.**, 2003, Investigación de la sedimentología de los yacimientos clásticos, Oilfield Review, p. 58-81.
  - **Contreras Pérez, J.**, 2010, Un abordaje euleriano al problema del balanceo de secciones geológicas estructurales, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v27, núm.1, p. 18-31.
  - **Cristallini, E.**, 2000, Introducción a las fajas plegadas y corridas, Informe de curso, ciencias geológicas, Universidad de Buenos Aires.
  - **Erslev, E. A.**, 1991, Trishear fault-propagation folding, Geology, vol.19, Department of Earth Resources, Colorado State University, p.617-620.
  - **Fossen, H.**, 2011, Structural Geology, Cambridge University Press, Tercera edición.
  - **García Avendaño, A.**, 2010, Estudio de núcleos de roca del activo Cantarell de la Sonda de Campeche, UNAM, FI, tesis de licenciatura, México, D.F.
  - **Grajales Nishimura, J.**, 2000, Chicxulub Impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico fields, Geology, v.28, p. 307-310.
  - **González García, R., y Holguín Quiñones, N.**, 1991, Las rocas generadoras de México, boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.59, p.16-30.

- 
- **Hardy, S., y Ford, M.**, 1997, Numerical modeling of trishear fault propagation folding, *Tectonics*, Vol. 16, #5, p. 841-854.
  - **Iracheta Escobedo, D. F., Balleza Correa, J. A., Correa López, M. J. y Martínez Ibarra, R.**, 2019, Caracterización de procesos diagenéticos y evolución de porosidad de los yacimientos del Eoceno Medio de los campos Ku, Zaap y Maloob, *Voz Petrolera, Revista del Colegio de Ingenieros, Petroleros de México, A. C.*, Edición 32, p. 8-11.
  - **Lozano Serrano, J., Alvarado Arellano, F., y Rojas Figueroa, A.**, 2013, Capitalizando lecciones aprendidas y mejores prácticas en el desarrollo del proyecto Ku Maloob Zaap, *Ingeniería Petrolera*, vol. 53, # 4, p. 211-232.
  - **Mattauer, M.**, 1976, Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre, Omega.
  - **McClay, K., Shaw, J. H. and Suppe, J.**, 2001, Thrust Fault-Related Folding, *American Association of Petroleum Geologist, Memoir 94*.
  - **Mitra, S.**, 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematics and hydrocarbon traps, *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin 74*, p. 921-945.
  - **Mitra, S., Durán González, J. A., García Hernández, J., Hernández García, S., Banerjee, S.**, 2006, Structural geometry and evolution of the Ku, Zaap, and Maloob structures, Campeche Bay, Mexico., *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin 90*, p. 1565-1584.
  - **Move Midland Valley-Tutorial**, 2016, Algorithm Advice.
  - **Move Midland Valley-Tutorial**, 2016, Tutorial 20, Perdido Salt Restoration.
  - **Padilla y Sánchez, R. J.**, 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al Presente en el contexto regional del Golfo de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, Núm.1, p. 19-42.
  - **Padilla y Sánchez, R. J.**, 2013, *Geología Estructural*, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C., 1ª edición.

- 
- **PEMEX Exploración y Producción**, 2016, Informe Final, Pozo Zaap 3D, Activo de Producción Ku Maloob Zaap, Región Marina Noreste.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2011, Informe Final, Pozo Zaap 4, Activo de Producción Ku Maloob Zaap, Región Marina Noreste.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2011, Informe Final, Pozo Zaap 8, Activo de Producción Ku Maloob Zaap, Región Marina Noreste.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2011, Informe Final, Pozo Zaap 27, Activo de Producción Ku Maloob Zaap, Región Marina Noreste.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2013, Informe Final, Pozo Zaap 90, Activo de Producción Ku Maloob Zaap, Región Marina Noreste.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2006, Las Reservas de Hidrocarburos en México.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2007, Las Reservas de Hidrocarburos en México.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2008, Las Reservas de Hidrocarburos en México.
  - **PEMEX Exploración y Producción**, 2014, Programa de perforación del pozo de desarrollo Zaap-51.
  - **Pérez Martínez, E., Prado Morales, G. E., Rojas Figueroa, A., y Correa López, M, J.**, 2013, Desarrollo de campos marginales – caso de estudio: campos Ku-Maloob-Zaap formación Eoceno Medio, México, Ingeniería Petrolera, Vol. 53.
  - **Pindell, J., y Kennan, L.**, 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, Geological Society of London, special publication.
  - **Santamaría Orozco, D.**, 2008, La formación del petróleo en el sur del Golfo de México: predicción de su calidad, Academia de Ingeniería México, p.1-28.

- 
- **Santamaría Orozco, D., y Horsfield, B.**, 2003, Gas generation potential of Upper Jurassic (Tithonian) source rocks in the Sonda de Campeche, Mexico, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 79, p. 349-363.
  - **Schlumberger**, 2010. Well Evaluation Conference (WEC), México.
  - **Sharpton Virgil, L., Marín, L. E., Carney, J. L., Sikora, P. y Spudis, P. D.**, 1996, A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples, Geological Society of America, Special Paper 307, p. 55-74.
  - **Zehnder, A. T., y Allmendinger, R. W.**, 2000, Velocity field for the trishear model, Journal of Structural Geology #22, p. 1009-1014.