



**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA,
MINAS Y GEOFÍSICA
COMISIÓN DE POSTGRADO
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**



**Metodología para Construcción de Modelos de Velocidades en 3D,
Geológicamente Delimitados, en Áreas Estructuralmente Complejas.
Caso de estudio: sur del Golfo de México.**

Presentado ante la ilustre

Universidad Central de Venezuela

Para optar al Título de Magíster Scientiarum

Por el Ingeniero Geofísico **Rómulo F. Guedez C.**

Caracas, abril de 2019

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINAS Y GEOFÍSICA
COMISIÓN DE POSTGRADO
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**Metodología para Construcción de Modelos de Velocidades en 3D,
Geológicamente Delimitados, en Áreas Estructuralmente Complejas. Caso
de estudio: sur del Golfo de México.**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Dr. Franck Audemard

Presentado ante la ilustre

Universidad Central de Venezuela

Para optar al Título de Magíster Scientiarum

Por el Ingeniero Geofísico Rómulo **F. Guedez C.**

Caracas, abril de 2019

DEDICATORIA

A Dios, por darme salud y brindarme la oportunidad de finalizar una meta anhelada.

A mi familia, por su amor y por ser todos ejemplo de trabajo y superación.

*A México, por haberme adoptado como uno de sus hijos y ser tierra de
oportunidades.*

*A mi linda Caracas y a mi amada Venezuela, les debo todo, siempre ocuparán un
lugar especial en mi corazón.*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, nuestra máxima casa de estudio, la casa que vence las sombras, por todo lo que he recibido de ella y por permanecer como un faro inagotable de luz y saber, aún en los momentos más oscuros de la República.

A la Facultad de Ingeniería, especialmente la Escuela de Geología, Minas y Geofísica. A todos sus profesores y empleados por continuar formando profesionales capaces y competentes.

Al profesor Dr. Franck Audemard, tutor académico de este proyecto, por su amistad, paciencia, guía y excelencia demostrada a lo largo del desarrollo de este proyecto.

A toda la Gerencia del Activo Integral de Producción Bloque AS02-04 de Pemex Exploración y Producción, especialmente a los ingenieros Gabino Cruz y Esteban Soriano, por permitir y apoyar la ejecución de este proyecto.

A la compañía Emerson (Paradigm), por permitirme el uso de su tecnología para el desarrollo de este trabajo, particularmente al ingeniero José Roberto Torres Posadas por su apoyo durante la ejecución de este trabajo

Al Ingeniero Javier Banda Hernández, por su gran apoyo durante la realización de este trabajo de grado.

A mi familia por todo su apoyo incondicional y por estar siempre presentes.

A todos los colegas y amigos que han colaborado de una forma u otra en la finalización de esta anhelada meta.

ÍNDICE

	Pág.
ÍNDICE GENERAL	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE TABLAS.....	xv
RESUMEN.....	xvi
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	17
1.1. Generalidades.....	17
1.2. Objetivos.....	19
1.2.1. Objetivo General	19
1.2.2. Objetivos Específicos.....	20
1.3. Antecedentes.....	21
1.3.1. Modelos de Velocidades previos	21
1.3.2. Historia petrolífera en el área de estudio	35
CAPITULO II. MARCO TEÓRICO	39
2.1. Geología de superficie	39
2.2. Marco Estratigráfico	42
2.2.1. Marco Cronoestratigráfico.....	42
2.2.2. Marco Tectonoestratigráfico	60
2.3. Marco Sedimentológico	102
CAPITULO III. METODOLOGIA GENERAL Y DESARROLLO DEL ESTUDIO.....	118
3.1. Interpretación Sísmica – Estructural.....	119

3.2. Construcción del Modelo Estructural 3D.....	135
3.3. Modelo de Velocidades.....	140
3.3.1. Análisis de las funciones de velocidades de pozos.....	140
3.3.2. Conversión de las velocidades del procesamiento RMS (<i>Root Mean Square</i>) a velocidades interválicas a través de algoritmos lineales (<i>Dix</i>) y no lineales (<i>Constrained Velocity Inversion</i>).....	144
3.3.3. Determinación de la velocidad interválica de las intrusiones salinas.....	150
3.3.4. Generación del modelo de velocidades interválicas refinado y detallado	152
3.4. Conversión Tiempo - Profundidad	160
CAPITULO IV. RESULTADOS	162
4.1. Análisis de Resultados	163
4.1.2 Construcción del modelo estructural 3D en profundidad.....	172
4.2 Discusión de Resultados	176
CAPITULO V. CONCLUSIONES	181
CAPITULO VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	184

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación regional del área de estudio.	18
Figura 2. Mapas de velocidades a nivel del horizonte de interés, en la zona de estudio, extraída a partir de los registros sísmicos (a) y checkshot (b) (Tomado de Meidiana y Razi, 2015).....	22
Figura 3. Resultado de la conversión tiempo-profundidad, usando registro sísmico calibrado (a) y checkshots (b). Los círculos segmentados de color negro indican las zonas con las mayores diferencias estructurales en la conversión tiempo profundidad. Los altos estructurales son mostrados en color rojo (Meidiana y Razi, 2015).....	23
Figura 4. Secciones transversales a través de un prospecto en aguas profundas del Golfo de México, comparando velocidades intervalicas iniciales (A) y velocidades intervalicas actualizadas (B) a partir de modelado de cuencas, usado para realizar remigrado del dato sísmico (Petmecky, <i>et al.</i> , 2008).....	25
Figura 5. Sección velocidad interválica típica, escala vertical en profundidad. (Siddiqui, <i>et.al.</i> , 2003).....	26
Figura 6. Descripción de cortes de muestras de canal, información de velocidades del registro sísmico y la velocidad interválica promedio por cada roca descrita (Costa de Oliveira, <i>et al.</i> , 2015).....	27
Figura 7. Resultados de modelos de velocidades para el área de estudio. A) Modelo de velocidades original a partir del proceso de migración; B) Respuesta de amplitud usada para condicionar el modelado de velocidades; y C) Modelo de velocidades obtenido usando la metodología propuesta (Costa de Oliveira. <i>et al.</i> , 2015).....	28

Figura 8. (A) Sección sísmica de amplitud mostrando respuestas de estratificación; (B) modelo de velocidad considerando la velocidad de la columna de sal como constante; (C) impedancia acústica de la sección evaporítica; y (D) modelo de velocidades obtenido considerando la respuesta de inversión para las estratificaciones de la sal. En esta última imagen también puede ser posible observar el mayor detalle de las velocidades modeladas de la capa suprayacente a la columna de sal (Gobatto, <i>et al.</i> , 2016)	29
Figura 9. Volumen de velocidades intervalicas refinado, modelado con la superficie del tope de la sal (Viloria, <i>et al.</i> , 2009).....	31
Figura 10. Sección Este-Oeste de velocidad: Sup) de Intervalo; Inf) promedio. (Tomado de Pérez Alvis, <i>et al.</i> , 2012).....	32
Figura 11. Sección sísmica; a) en tiempo mostrando una estructura operante (pull-up) por la variación de velocidades en Terciario; b) convertida a profundidad (Pérez Alvis, <i>et al.</i> , 2012).....	32
Figura 12. (a) Modelo de velocidades de entrada, y (b) modelo de velocidades final después de aplicar la tomografía <i>well-tie</i> (amarre a pozo) (Mancini, 2013).....	34
Figura 13. (a) Línea compuesta a través de cuatro de los pozos usados para la conversión del volumen sísmico a profundidad, con los modelos de velocidades inicial (a) y final (b) (Mancini, 2013).....	34
Figura 14. Provincias petroleras de México (WEC México, 2010).....	36
Figura 15. Ubicación, Subprovincias y principales campos de la Provincia del Sureste (WEC México, 2010).....	37

Figura 16. Historia de producción de la Provincia del Sureste en millones de barriles por día, al año 2007 (WEC México, 2010).....	38
Figura 17. Mapa de ubicación y correlación estratigráfica de las unidades propuestas para la plataforma de Campeche, con el noreste, centro y sureste de México (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).....	39
Figura 18. Localidades en donde aflora el basamento pre-Mesozoico y ubicación de pozos que lo han perforado en el subsuelo en áreas circunvecinas. La ubicación relativa del área de este estudio se muestra en recuadro rojo (Modificado de Ángeles-Aquino, 1988).....	41
Figura 19. Plano de ubicación de la plataforma de Campeche, mostrando algunos de los campos productores más importantes (modificado de Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).....	43
Figura 20. Tabla estratigráfica indicando la distribución y expresión en los registros de pozos de las ocho litofacies que conforman el Jurásico Superior en la plataforma de Campeche: (A) arenas, carbonatos arcillosos y lutitas calcáreas (<i>claystone</i>); (B) terrígenos, carbonatos arcillosos y lutitas calcáreas; (C) calizas dolomitizadas; (D) pizarras algáceas y arcillosas; (E) calizas dolomitizadas oolíticas; (F) calizas arcillosas con radiolarias; (G) esquistos calcáreos con fósiles de <i>saccocoma</i> ; y (H) calizas arcillosas con fósiles tintinides (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).....	44
Figura 21. Distribución de las litofacies terrígenas con influencia continental desde el Grupo Ek-Balam del Oxfordiano superior (A). Las litofacies agradan a carbonatos con influencia marina hacia el oeste de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).....	45
Figura 22. Distribución del miembro inferior de terrígenos B de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano Inferior), localizado en el este de la plataforma de	

Campeche. La litología del miembro B cambia a carbonatos hacia el oeste de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001)..... 48

Figura 23. Distribución de litofacies del miembro carbonatado C de la Formación Akimpech (kimmeridgiano inferior), localizado en el centro de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001)..... 49

Figura 24. Distribución del miembro terrígeno superior D de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano inferior), oeste de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001)..... 50

Figura 25. Distribución del miembro calcáreo superior E de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano). Dolomías mesocristalinas (a) y microcristalinas (b). (c) representa la zona de facies de carbonatos evaporíticos (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001)..... 51

Figura 26. Esquema general de facies del Jurásico Superior (Pimienta, 1995)... 53

Figura 27. Mapa de ubicación de la plataforma de Campeche, en el sureste del Golfo de México, los pozos de Pemex y las secciones transversales consideradas en el estudio de Cantú-Chapa y Landeros-Flores (2001)..... 55

Figura 28. Sección transversal A-A'. Se tomó como dato el límite Paleoceno inferior-superior, mostrándose la Formación Cantarell y la Formación Abkatun. El límite Cretáceo-Paleoceno está basado en registros de rayos gamma, datos de fósiles y segmentos de núcleos (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001)..... 56

Figura 29. Sección transversal estratigráfica D-D' en los campos Cantarell y Abkatun. Pozos Cantarell-82 y Abkatun-5 representan las secciones tipos para los campos Cantarell y Abkatun (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001)..... 57

Figura 30. Columna estratigráfica tipo del Cretácico Superior en la Región Marina de Campeche (Modificado de Ángeles-Aquino, 1988).....	59
Figura 31. Representación esquemática cronológica de los eventos tectónicos que afectaron la región del sureste mexicano y la región meridional del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).....	61
Figura 32. Reconstrucción de 190 Ma (Jurásico Inferior) de la región circundante al Golfo de México, empleando el ajuste al Atlántico Ecuatorial de Pindell <i>et al.</i> , (2006), con marcos de referencia fijados en Norte América (Pindell y Kennan, 2009).....	63
Figura 33. Reconstrucción de 158 Ma de la región circundante al Golfo de México (Pindell y Kennan, 2009).....	65
Figura 34. Paleogeografía del Jurásico Medio en el área del Golfo de México. En color negro se muestra la distribución actual de la sal depositada durante el Calloviano (Padilla y Sánchez, 2007).....	66
Figura 35. Mapa tectónico actual de la Región del Golfo de México, donde el cuadro rojo resalta la ubicación relativa de la zona de este estudio (Modificado de Pindell y Kennan, 2009).....	67
Figura 36. Estructuras regionales que afectan la corteza continental de México (Padilla y Sánchez, 2007).....	69
Figura 37. Cuencas salinas en la región del Golfo de México, mostrando la ubicación de las estructuras salinas (Hudec, <i>et al.</i> , 2013).....	71
Figura 38. Restauración de la evolución de la Cuenca del Golfo de México para el Jurásico Superior-Tithoniano, mostrando el modelo de expansión del fondo	

oceánico y dispersión de los depósitos salinos que iniciaron en el Jurásico Medio Calloviano (Hudec, *et al.*, 2013)..... 73

Figura 39. Paleogeografía del Kimmeridgiano Temprano. Para este tiempo había cesado la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca, y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque de Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy (Hudec, *et al.*, 2013)..... 75

Figura 40. Extensión del despegue de la sal (Salt-detached) sin balancear por acortamiento del despegue de la sal en la Cuenca Salina de Yucatán (Hudec, *et al.*, 2013)..... 76

Figura 41. Sección esquemática mostrando las relaciones de distribución de sedimentos al inicio de la expansión del suelo oceánico (Hudec, *et al.*, 2013)..... 77

Figura 42. Restauración secuencial de la expansión de la Cuenca del Golfo de México y la depositación y expansión de la sal (Hudec *et al.*, 2013)..... 79

Figura 43. Mapa del Golfo de México mostrando en detalle las provincias salinas (Hudec *et al.*, 2013)..... 80

Figura 44. Paleogeografía del Turoniano-Maestrichtiano (Padilla y Sánchez, 2007)..... 82

Figura 45. Marco tectónico actual del área de estudio, a escala de tectónica de placas en el contexto de la tectónica del Caribe (Modificado de Meneses-Rocha, 2001)..... 84

Figura 46. Marco tectónico actual de la región del Caribe (Morán-Zenteno *et al.*, 2009)..... 85

Figura 47. Modelo alternativo para la posición del Paleógeno del Bloque Chortis propuesto por Keppie y Morán Zenteno (2005).....	86
Figura 48. Mapa esquemático de la margen continental del sur de México mostrando posiciones alternativas de la triple unión Norte América-Caribe-Farallon hace 30 Ma (Morán-Zenteno <i>et al.</i> , 2009).....	88
Figura 49. Mapa del este de México mostrando la ubicación del cinturón plegado de Chiapas, las secciones sísmicas de reflexión, el Alto Transformante de Tehuantepec, el macizo de Chiapas y otros elementos tectónicos y geográficos (Modificado de Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).....	90
Figura 50. Correlación cronoestratigráfica de pozos ubicados en la Sonda de Campeche (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).....	91
Figura 51. Sonda de Campeche. (a) datos de sísmica de reflexión e interpretación, (b) interpretación geológica (modificada de PEMEX), Región Marina del Activo Regional de Exploración, Grupo de Cuencas y Sistemas Petroleros, (C) Sección balanceada (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).....	94
Figura 52. Reconstrucciones mostrando la ubicación de los arcos volcánicos, el Macizo de Chiapas, la Trinchera Mesoamericana y la Transformada/Ridge de Tehuantepec hace 13 Ma (Keppie y Morán Zenteno, 2005).....	96
Figura 53. Unión difusa triple de las placas Norte América-Cocos-Caribe, mostrando sismicidad, gravimetría, fallas mayores y los fragmentos de Arco Caribe propuestos (terrenos Chontal y Tehuantepec) por Kindell y Pennan (2009).....	98
Figura 54. Secciones transversales del desarrollo del suroeste de México, mostrando la conversión del suroeste de México desde el flanco norte de una	

transformante intra-continental al bloque alto de la Trinchera Mesoamericana (Pindell y Kennan, 2009)..... 101

Figura 55. Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. La ubicación de las estructuras tipo pilar tectónico (horst) fue esquematizada por Salvador (1991c) con datos de superficie de superficie y de subsuelo. Las líneas de costas y de fronteras se muestran como referencia (Padilla y Sánchez, 2007)..... 103

Figura 56. Distribución del continente arcaico en el subsuelo del noroeste de Poza Rica y Tampico, donde fueran depositadas las series sedimentarias del Jurásico Medio-Superior y del Cretácico Inferior (Cantú-Chapa, 2001)..... 105

Figura 57. Eventos transgresivos del Jurásico Medio al Superior desde el sur de México (Bajociano) al Golfo de México (Estados Unidos y Cuba) (Oxfordiano inferior) determinado por amonites (Cantú-Chapa, 2001).....107

Figura 58. a) Mapa isométrico de pozos en las regiones noroeste de Poza Rica y Tampico, este de México. Datum de referencia: tope del Jurásico o base del Cretácico Inferior en contacto con capas rojas (Cantú-Chapa, 2001)..... 108

Figura 59. (a) Correlación estratigráfica del Jurásico Medio al Superior con pozos ubicados en la planicie costera del Golfo de México. (b) Síntesis Estratigráfica (Cantú-Chapa, 2001)..... 110

Figura 60. Modelo sedimentario de las rocas del Kimmeridgiano, mostrando un ambiente somero de alta y baja energía en las aguas abiertas y restringidas de la plataforma de Campeche, en el sureste del Golfo de México. Se muestra la ubicación del campo UECH, uno de los más representativos en esta etapa (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001)..... 111

Figura 61. Distribución de las litofacies terrígenas del miembro G de la Formación Edzná (Titoniano) (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001)..... 112

Figura 62. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano (Padilla y Sánchez, 2007).....	114
Figura 63. Mapa esquemático paleogeográfico y de litofacies para la plataforma Maastrichtense de carbonatos y arcillas calcáreas basales en el sureste de México. Distribución de la brecha del límite Cretáceo-Terciario (K-T Boundary) sobre la plataforma marina de Campeche (Grajales-Nishimura <i>et al.</i> , 2000).....	116
Figura 64. Paleogeografía de inicios del Paleoceno, edad propuesta para el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub, Península de Yucatán, México. En este tiempo se depositó una brecha de carbonatos de gran extensión y espesores de hasta 700 m (Padilla y Sánchez, 2007).....	117
Figura 65. Calculo del registro sísmico calibrado.....	122
Figura 66. Ventana de calibración sísmica-pozo.....	123
Figura 67. Imagen Superior: Velocidades interválicas, registros de densidad y de impedancia P, pozo Y-101. Imagen Inferior: Sección Sísmica sobre la ubicación del pozo Y-101.....	124
Figura 68. Vista 3D de las superficies interpretadas para los cuerpos salinos intrusivos del Terciario (Sal Alóctona) y la Sal Autóctona.....	129
Figura 69. Sección Sísmica arbitraria a través de algunos pozos claves dentro del área de estudio, con la interpretación de los cuerpos salinos del Terciario (Sal Alóctona) y del Mesozoico (Sal Autóctona).....	129
Figura 70. Sección Sísmica IL 9670, mallado en el dominio de tiempo del horizonte Cretácico Inferior (KI). En la esquina inferior izquierda se tiene la interpretación del horizonte Cretácico Superior.....	131
Figura 71. Sección Sísmica IL 9240, de orientación N-S, mostrando la complejidad estructural al extremo oeste del área de estudio.....	132

Figura 72. Sección Sísmica IL 9880, mostrando la complejidad geológica del área de estudio.....	133
Figura 73. Sección Sísmica arbitraria, de dirección NO-SE, mostrando principales rasgos geológicos del área, desde el punto de vista sísmico estructural y sísmico estratigráfico.....	134
Figura 74. Modelo estratigráfico conceptual del área de estudio a nivel del Cretácico. Región marina, sur del Golfo de México.....	136
Figura 75. Modelo o red de fallas (<i>fault network</i>). Zona de estudio, región marina, sureste del Golfo de México.....	137
Figura 76. Modelo o red de fallas (<i>fault network</i>) y horizontes modelados. Zona de estudio, región marina, sureste del Golfo de México.....	138
Figura 77. Representación del cambio del espacio geológico (x, y, z) al espacio paramétrico (u, v t) (modificado de Mallet, <i>et al.</i> , 2009).....	139
Figura 78. Modelo estructural en 3D, generado a partir de la integración de la interpretación sísmico-estructural y la información geológica de los pozos (topes geológicos).....	139
Figura 79. Ley de Velocidad del pozo Y-101.....	141
Figura 80. Distribución Espacial de los Pozos con Funciones de Velocidad empleados para la construcción del modelo de velocidades.....	143
Figura 81. Volumen de Velocidad Interválica obtenido a partir de las velocidades del procesamiento RMS, aplicando el algoritmo <i>Constrained Velocity Inversion</i> (CVI; Inversión de Velocidad Restringida).....	145
Figura 82. Gráfico de comparación en el comportamiento de la función de velocidad interválica generada a partir de la calibración tiempo-profundidad con la función de velocidad interválica del volumen calculado a partir de las velocidades RMS.....	147

Figura 83. Gráfico cruzado entre las velocidades interválticas obtenidas de los pozos Vs. velocidades interválticas extraídas del volumen de velocidades interválticas convertidas de las velocidades RMS del procesamiento.....	148
Figura 84. Histogramas de distribución de Velocidades Interválticas para los pozos utilizados para la generación del modelo de velocidades.....	149
Figura 85. Histograma de distribución de las Velocidades Interválticas de los ocho (8) pozos utilizados en el modelo de velocidades.....	150
Figura 86. Histograma de distribución de los datos de velocidad interváltica para los pozos que atravesaron las intrusiones de sal alóctona (Terciario).....	151
Figura 87. Pozos que cortaron tope y base de Sal Alóctona.....	152
Figura 88. Histograma de Distribución de las Velocidades Interválticas dentro del enrejado geológico, para modelo de velocidades 3D	154
Figura 89. Vista 3D del modelo de velocidades interválticas del área de estudio, en el enrejado geológico 3D.....	155
Figura 90. Vista 3D del modelo de velocidades interválticas del área de estudio, transferido al voxet.....	157
Figura 91. Sección arbitraria en dirección NO-SE, a través de algunos pozos claves, mostrando la complejidad geológica del área de estudio y la consecuente complejidad del campo de velocidades resultante.....	158
Figura 92. Control de calidad de los valores de velocidades interválticas extraídas del modelo de velocidades final.....	159
Figura 93. Sección Sísmica Arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', NO-SE.....	161
Figura 94. Sección Sísmica Arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', SO-NE.....	161

Figura 95. Sección Sísmica Arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', S-N.....	162
Figura 96. Sección Sísmica Arbitraria, TIEMPO, A – A', dirección NO-SE.....	163
Figura 97. Sección Sísmica Arbitraria, PROFUNDIDAD, A – A', dirección NO-SE.....	164
Figura 98. Sección sísmica arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', dirección S-N, a través del pozo Y-101.....	169
Figura 99. Mapa estructural en TIEMPO, a nivel del horizonte Cretácico Inferior de la zona de estudio.....	166
Figura 100. Mapa estructural en PROFUNDIDAD, a nivel del horizonte Cretácico Inferior de la zona de estudio.....	170
Figura 101. Modelo de fallas y superficie modelada del tope de la sal autóctona. Dominio: PROFUNDIDAD.....	173
Figura 102. Horizontes modelados y superficie del tope de la sal autóctona modelada en PROFUNDIDAD.....	173
Figura 103. Sección Transversal (<i>Cross-Section</i>), A-A' en dirección N-S, el dominio de Profundidad presentando detalladamente los resultados de la conversión a profundidad hacia el bloque alto del centro del área de estudio.....	175
Figura 104. Principales marcos tectónicos presentes en el área de estudio: Compresional y extensional, con los rasgos estructurales y estratigráficos característicos de cada uno de ellos.....	177
Figura 105. Mapa en profundidad del Cretácico Inferior (KI), mostrando los principales rasgos y estilos estructurales del área de estudio, dentro del contexto de la evolución tectónica del sureste del Golfo de México.	

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Distribución de fósiles en las rocas del límite Cretácico Superior-Paleoceno basados en la información de pozos de Pemex, sur del Golfo de México (Cantú-Chapa, A., y R. Landeros, 2001).....	54
Tabla 2. Horizontes interpretados en la sísmica 3D para la realización de este estudio.....	125
Tabla 3. Total de fallas interpretadas para la realización de este estudio.....	126
Tabla 4. Profundidad del fondo marino de pozos que se encuentran en el área de estudio.....	126
Tabla 5. Eventos discordantes interpretados en la sísmica 3D.....	127
Tabla 6. Horizontes de velocidad, de la secuencia terciaria, interpretados en la sísmica 3D.....	128
Tabla 7. Espesores de la intrusión salina alóctona de los pozos que la cruzaron en el Terciario y profundidad del tope (cima) de la sal autóctona de los pozos que llegaron a atravesar este depósito.....	128
Tabla 8. Lista de pozos con funciones de velocidad intervállica.....	143
Tabla 9. Regiones Generadas en el modelo estructural 3D para la construcción del modelo de velocidades.....	156
Tabla 10. Tabla de representación cronológica de los eventos que definieron la evolución tectónica y complejidad estructural del área de estudio, dentro del contexto regional del sur - sureste de la Cuenca del Golfo de México.....	181

Guédez C. Rómulo F.
**METODOLOGÍA PARA CONSTRUCCIÓN DE MODELOS DE VELOCIDADES
EN 3D, GEOLÓGICAMENTE DELIMITADOS, EN ÁREAS
ESTRUCTURALMENTE COMPLEJAS. CASO DE ESTUDIO: SUR DEL GOLFO
DE MÉXICO.**

**Tutor Académico: Dr. Franck Audemard. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2018, 186 p.**

Palabras Clave (Golfo de México, Sonda de Campeche, Pilar Reforma Akal, Modelos de Velocidades, Geológicamente Delimitados, Métodos Geoestadísticos, Funciones de Velocidades, Conversión Tiempo - Profundidad).

El área de estudio se encuentra al sureste de la Cuenca del Golfo de México, en la zona conocida como Sonda de Campeche, de alta complejidad estructural, debido a la interacción de las placas tectónicas de Norteamérica, Caribe y de Cocos. El conocimiento de los marcos geológicos y estructurales desarrollados en el área de estudio a lo largo de su historia geológica, y su entendimiento a través de los estudios regionales, es clave para la generación de modelos de velocidades con mayor sentido geológico. En el subsuelo de la Sonda de Campeche subyace la mega estructura geológica llamada Pilar de Reforma-Akal, estructura bien conocida, con varios de los campos petroleros más prolíficos del hemisferio occidental (Cantarell, Ku Maloob Zaap), y amplias zonas aun por estudiar y explotar a su máximo potencial. Esta complejidad estructural, y la importancia económica del área nos llevan al objetivo principal del presente estudio; definir una metodología general para la generación y actualización de modelos de velocidades en zonas de alta complejidad estructural, tomando en cuenta íntegramente la complejidad geológica (estructural y estratigráfica) de la zona de estudio (tectónica salina, fallas inversas, cabalgamientos, fallas listricas, laterales, etc), sin asumir ningún tipo de simplificación. Los cambios laterales y verticales del campo de velocidades originadas por este tipo de complejidad geológica pueden causar efectos no relacionados con estructuras geológicas sobre los datos sísmicos en el dominio de tiempo: falsas estructuras anticlinales/sinclinales afectan los cálculos volumétricos realizados en los yacimientos de interés.

Para la generación de modelos de velocidades detallados, geológicamente delimitados, es necesaria la construcción de modelos estructurales, en el dominio de tiempo, tomando en cuenta toda la información proveniente de la interpretación sísmico-estructural: horizontes sísmicos, fallas, intrusiones, etc., como datos de entrada. Se realiza un control de calidad exhaustivo de la información de velocidades proveniente de los pozos disponibles, originados a partir de la calibración sísmica-pozo y la información de sísmica de pozos (registros sónicos DT, Checkshots, VSP). Estas son leyes o funciones de velocidades 1D de onda P, generados a lo largo de la trayectoria de los pozos calibrados. Los valores de las funciones de velocidad calibradas son graficados junto con los marcadores geológicos principales que hayan sido perforados por cada pozo, para asegurar que las velocidades de los pozos se correspondan con las esperadas para cada formación geológica, basados en los rangos de velocidades interválicas de onda P esperados para cada litología. Las funciones de velocidades validadas se propagan a lo largo del modelo estructural 3D a través de métodos geoestadísticos, influenciados por las complejidades geológicas del área de interés a través de algoritmos de "transformación estratigráfica". Esto permite construir modelos de velocidades enfocados en la complejidad geológica, tales como las estructuras geológicas presentes al Sur del Golfo de México. El modelo de velocidades se calibra con la información de los marcadores geológicos, usando el volumen de velocidades promedio o las velocidades interválicas. Los resultados obtenidos permiten la construcción de modelos de velocidades detallados, geológicamente restringidos, para realizar con mayor certidumbre conversiones tiempo-profundidad, cálculos volumétricos, así como ser utilizados como datos de entrada para estudios de tomografía, migración y demás procesos de mejora la imagen sísmica.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

El Golfo de México constituye una de las regiones más prolíficas del mundo en producción y reservas de hidrocarburos, con un crecimiento importante en los últimos años. Desde el punto de vista geológico, el Golfo de México es una gran cuenca que ha sido rellenada con sedimentos de hasta 15 km de espesor, variando en edad desde el Triásico Tardío hasta el Holoceno. La región sureste se define como de alto grado de complejidad geológico-estructural, causada por la interacción de las placas tectónicas de Norteamérica, Caribe y Cocos.

En este contexto de compleja historia tectónica-estructural, y alto potencial de producción de hidrocarburos, la construcción de modelos de velocidades se constituye en una etapa crucial para la conversión de la información proveniente de la interpretación sísmica-estructural, en el dominio de tiempo a profundidad, y de esta manera poder llevar a cabo estudios de caracterización de yacimientos de hidrocarburos con la mayor certidumbre posible. En esta etapa de un estudio de caracterización geológica, el modelo de velocidades se convierte en una etapa de un valor agregado importante, el cual puede afectar, eventualmente, parámetros tales como: el volumen de hidrocarburos producido en determinada área de interés.

Tomando en cuenta el potencial de reservas y producción del sur-sureste de la Cuenca del Golfo de México, y su complejidad geológica, se desarrolla una metodología para la construcción de modelos de velocidades 3D, donde se tomen en cuenta los diversos estilos estructurales y complejidad geológica, considerando de manera íntegra la información de la interpretación sísmica-estructural en tiempo. Además, se toma en cuenta las tablas Tiempo-Profundidad de los pozos calibrados, las velocidades del procesamiento de los datos sísmicos (*Root Mean Square*; Velocidades de la raíz media cuadrática -RMS-), modelándose los cambios de velocidades, laterales y verticales y generando una conversión del dominio de tiempo a profundidad con mayor certidumbre.

El área de estudio comprende 200 km², ubicados en las aguas territoriales del Golfo de México, en los límites entre la Sonda de Campeche (área costafuera) y las Cuencas del Sureste Terrestre, al sureste del Golfo de México (Figura 1).

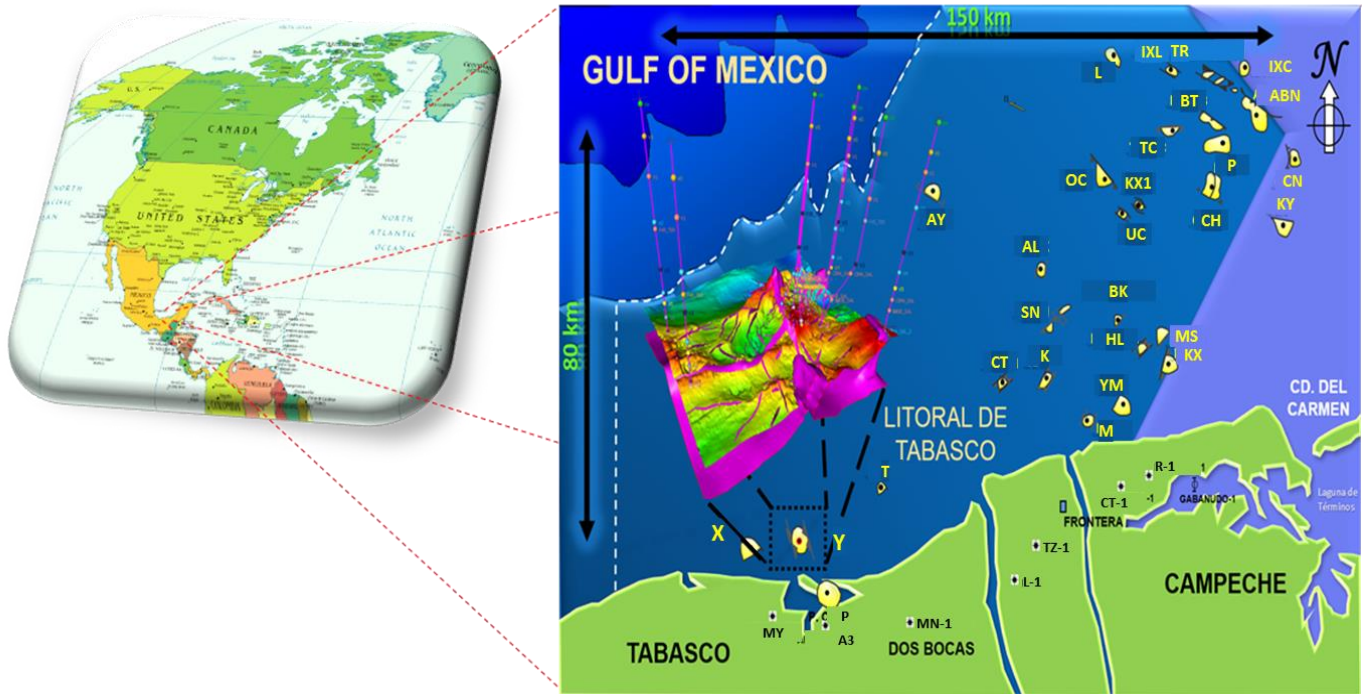


Figura 1. Mapa de ubicación regional del área de estudio.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

A partir de información de pozos y de sísmica 2D/3D, y a través de una metodología general para construcción de modelos de velocidades detallados, en tres dimensiones, geológicamente delimitados, en áreas estructuralmente complejas, se propone la construcción de un modelo geológico-estructural más ajustado que tome en cuenta toda la información geológica y complejidad estructural del área de estudio, sin simplificaciones, lo cual busca optimizar la exploración y explotación de hidrocarburos. El caso de estudio se encuentra ubicado en el Sureste de la Cuenca del Golfo de México, en áreas pertenecientes a PEMEX Exploración y Producción.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Validar la información geológica, de pozos, sísmica, horizontes y fallas interpretadas disponibles, a fin de garantizar la confiabilidad de la información empleada y seleccionar los mejores datos para la construcción del modelo.
- Identificar el marco estructural y estratigráfico del área de estudio, a fin de reconocer el posible comportamiento de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas a lo largo de las diferentes formaciones geológicas, lo cual constituye un elemento importante para la integración de diferentes disciplinas (geología y geofísica) y como control en la construcción de modelos geológicos más detallados.
- Identificar los cambios litológicos, tanto laterales como verticales, que pueden ocurrir en el área de interés, tomando en cuenta la información proveniente de registros petrofísicos y/o geofísicos de los pozos disponibles con información de registros sísmico (DT) y sísmica de pozos (Perfiles Sísmicos Verticales; *Vertical Seismic Profile –VSP-*, Disparos Sísmicos de Calibración –*Checkshot-*), e integrando con la información geológica del área de estudio.
- Construir Modelo Geológico 3D en el dominio de tiempo, haciendo énfasis en la conservación de toda la complejidad estructural del área de estudio, la cual fue determinada en la etapa de interpretación sísmica-estructural, tomando en cuenta las relaciones que vinculan la geometría de fallas, horizontes, intrusiones salinas,

erosiones, etc., con el nivel de detalle que se requiera de acuerdo con los alcances (exploración / caracterización de yacimientos).

- Generar un Modelo de Velocidades 3D geológicamente integrado, tomando en cuenta la información geológica disponible, funciones de velocidades construidas a partir de registros petrofísicos y de información de registros sísmicos de pozos (registro Sónico DT, Disparos sísmicos de calibración Tiempo-Profundidad o *Checkshot*, Perfiles Sísmicos Verticales VSP), además de la integración del modelo geológico estructural en tiempo previamente construido con datos provenientes del procesamiento de la sísmica 3D: velocidades de apilamiento (RMS).
- Generación de un modelo geológico-estructural integrado y detallado a partir de la conversión a profundidad de la información sísmica, horizontes, fallas, intrusiones salinas o arcillosas, etc.
- Establecer los estilos estructurales predominantes en el área de estudio.

1.3. ANTECEDENTES

1.3.1. Modelos de Velocidades previos

Los datos sísmicos son grabados en el dominio del tiempo, pero para efectos de interpretación estructural las secciones sísmicas son requeridas, en muchos casos, en el dominio de profundidad. La conversión de los datos sísmicos del dominio de tiempo a profundidad es una de las tareas más importantes para la interpretación sísmica. Existen diversas técnicas y metodologías para la construcción de modelos de velocidades que tratan de representar la complejidad geológica de un área de estudio, proceso necesario para una mayor confiabilidad de los mismos. El conocimiento del marco geológico-estructural y su entendimiento a través de estudios de geología regional, es una de las claves para la generación de modelos de velocidades con mayor sentido geológico.

En los últimos tiempos, el uso de modelos de velocidades detallados y consistentes con la información proveniente de los pozos y el ambiente geológico del área de estudio se ha convertido en herramienta fundamental para la exploración y producción de hidrocarburos, debido a la necesidad, a nivel mundial, de optimizar sus costos de producción en zonas geológicamente más complejas a las áreas de producción tradicionales. La integración de varios conjuntos de datos para la obtención de una imagen óptima del subsuelo, y relevante desde el punto de vista geológico, es una de las mayores metas de los geofísicos (Stewart *et al.*, 1987).

Esta integración ha logrado en los últimos tiempos grandes pasos respecto a su aplicabilidad en la mejora de la imagen sísmica en zonas de alta complejidad geológico-estructural, por ejemplo, con la presencia de tectónica salina. El trabajo realizado por Meidiana y Razi (2015), en el oeste de Java, Indonesia, tuvo como resultado un modelo de velocidades interválicas afinado y adecuado con objetivo principal dirigido a la conversión del dominio de tiempo a profundidad de la información generada durante la interpretación estructural en el dominio de tiempo: horizontes y fallas, además del volumen sísmico; usando de manera integrada la información geológica y geofísica disponible (marcadores o topes geológicos, registros sísmicos, velocidades RMS, velocidades interválicas, y velocidades

promedio). La geología del área de estudio está dominada principalmente por fallas normales con tendencia N-S, las cuales formaron estructuras levantadas (horst) y deprimidas (graben). Se obtuvieron campos de velocidades diferentes al generar el modelo de velocidades a partir de los registros sísmicos de los pozos, y a partir de las velocidades de la sísmica de pozos (*checkshots*). La figura 2 muestra la diferencia, a través de los mapas de velocidades extraídos a nivel de uno de los horizontes de interés, usando el campo de velocidades obtenido a partir de las velocidades de los registros sísmicos de pozos (izquierda, figura 2a) y el modelo de velocidades obtenido a partir de las velocidades de la sísmica de pozos (*checkshot*). Los colores claros se corresponden con las zonas de velocidades interválicas altas, las zonas de color azul oscuro son las zonas de velocidades interválicas relativamente más bajas.

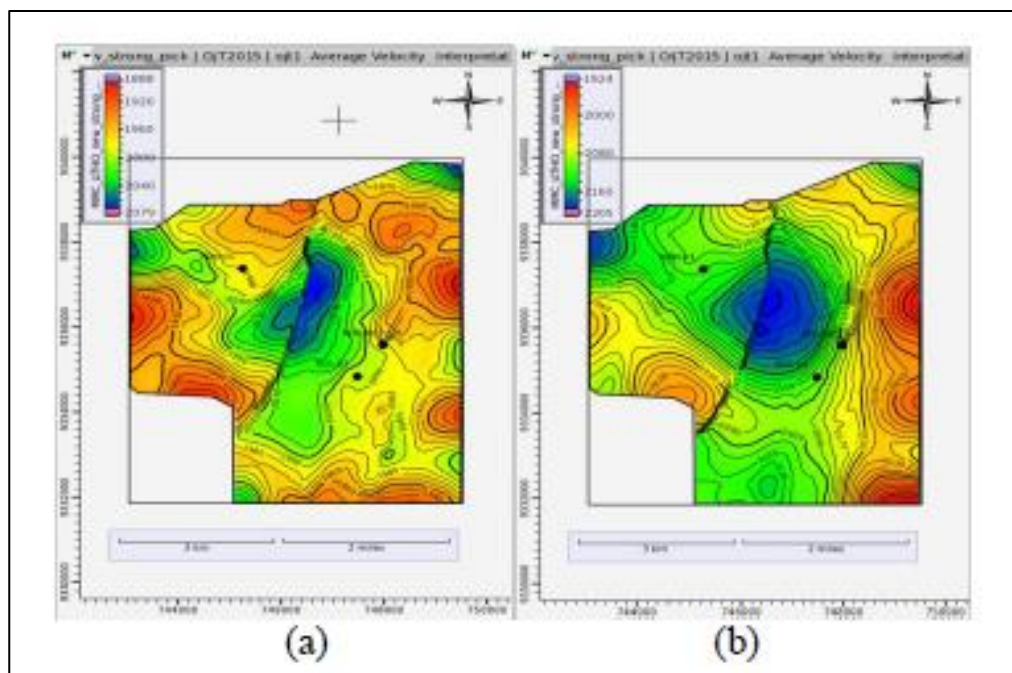


Figura 2. Mapas de velocidades a nivel del horizonte de interés, en la zona de estudio, extraídos a partir de los registros sísmicos (a) y checkshot (b). (Tomado de Meidiana y Razi, 2015).

La diferencia entre el modelo de velocidades generado a partir de los registros sísmicos calibrados (Figura 2a) y los checkshots (Figura 2b), revelan diferentes resultados en los mapas estructurales en profundidad, obtenidos durante la conversión de tiempo a profundidad (Figura 3). Se muestran configuraciones

estructurales diferentes, obtenidas a partir de la misma sísmica y de la misma interpretación estructural generadas en el dominio de tiempo. Una de las razones atribuidas es que el dato de checkshot utilizado en esta zona, es dato sintético.

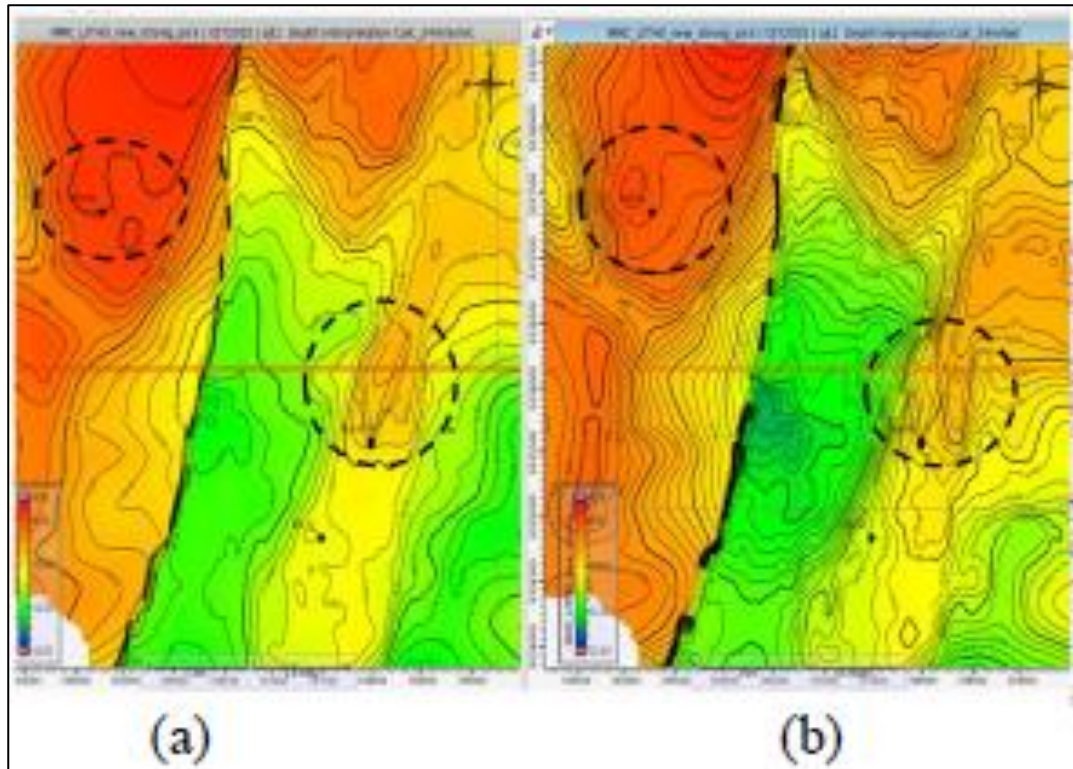


Figura 3. Resultado de la conversión tiempo-profundidad, usando registro sísmico calibrado (a) y checkshots (b). Los círculos segmentados de color negro indican las zonas con las mayores diferencias estructurales en la conversión tiempo profundidad. Los altos estructurales son mostrados en color rojo (tomado de Meidiana y Razi, 2015).

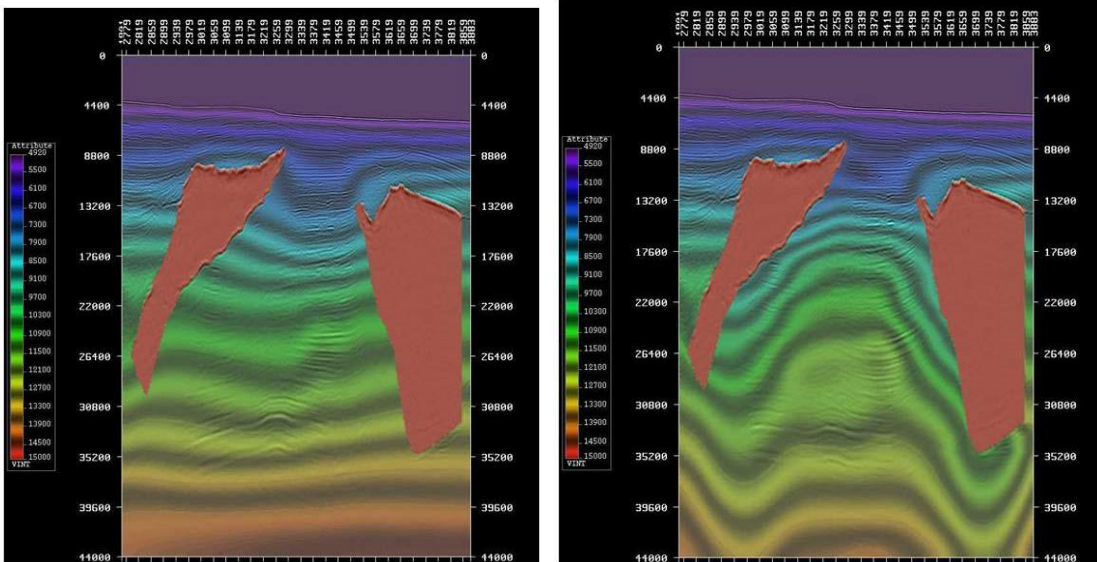
Las zonas de alta complejidad estructural, como aquellas con presencia de tectónica salina, se caracterizan por una información sísmica con baja iluminación y baja relación señal ruido, elementos que conforman un reto en la exploración de áreas prolíficas en hidrocarburos, tales como aguas profundas de Angola, costa afuera de Brasil o en el Golfo de México (Petmecky *et al.*, 2008). La información de velocidades es afectada principalmente en las zonas con datos sísmicos infrayacentes a las intrusiones salinas o subsalinos, lo que ocasiona que estos sean de alta incertidumbre y baja resolución.

Modelos de velocidades precisos son requeridos también desde el punto de vista de la imagen sísmica en profundidad como dato de entrada para interpretaciones

estructurales confiables en zonas complejas. Los flujos de trabajo típicos para la generación de este tipo de modelos de velocidades usan un modelo de velocidades preliminar para generar una imagen sísmica inicial, este modelo inicial es iterativamente actualizado sobre la base de los resultados de la imagen (Petmecky *et al.*, 2008). Cuando la calidad del dato es buena y la iluminación es suficiente, las técnicas de análisis de tomografía generan excelentes resultados. Cuando la iluminación es deficiente, por ejemplo, en ambientes subsalinos, se debe poner más énfasis en la generación del mejor modelo de velocidades inicial, debido a que se tiene menor margen para obtener información de velocidades a partir del dato sísmico por sí mismo.

La metodología llamada modelado de presión estructural (Petmecky *et al.*, 2008), se basa en el efecto que ciertas geometrías estructurales tienen sobre un flujo de fluidos en el subsuelo, y por lo tanto en las presiones, las cuales pueden ser observadas donde es posible un análisis de velocidades detallado. Típicamente, las crestas de las estructuras anticlinales coinciden con bajas velocidades, mientras que los sinclinales tienden a estar caracterizadas por velocidades interválicas mayores (Albertin *et al.*, 2002 y Albertin *et al.*, 2007). Si la señal sísmica subsalina es lo suficientemente nueva para identificar estructuras, entonces los estimados de sobrepresiones para cuerpos de arenas conectadas pueden ser usados para construir este control estructural dentro del modelo de esfuerzos subsalinos.

El nuevo campo de velocidades obtenido a partir de este método muestra características comúnmente observadas en áreas de buena calidad sísmica, donde hay una disminución de las velocidades interválicas hacia la cresta de las estructuras y generalmente mayores velocidades en los sinclinales. (Figura 4).



(A)

(B)

Figura 4. Secciones transversales a través de un prospecto en aguas profundas del Golfo de México comparando velocidades interválicas iniciales (A) y velocidades interválicas actualizadas (B) a partir de modelado de cuencas usado para realizar remigrado del dato sísmico (Petmecky *et al.*, 2008).

Ha sido también común el uso de modelos de velocidades como dato de entrada para flujos de trabajo de migración pre-apilado en profundidad (PSDM: *Pre Stack Depth Migration*). La integración de la interpretación sísmica, los algoritmos de procesamiento y la construcción del modelo de velocidades, son claves para la elaboración de proyectos de imagen sísmica en profundidad (Siddiqui *et al.*, 2003) (figura 5). Uno de los aspectos claves para determinar la metodología para la construcción de modelos de velocidades es el contexto geológico del área de estudio (Albertin, 2001; Guo y Fagin, 2002). En el Golfo de México, especialmente en la región norte de la cuenca, la sedimentación ha cargado la sal autóctona del Jurásico y la ha desplazado en repetidos escenarios de crecimiento lateral y dispersión lateral. La cercana relación entre carga de sedimentos y movimientos de la sal ha creado una amplia variedad de tipos de cuencas y geometrías salinas complejas (Siddiqui *et al.*, 2003).

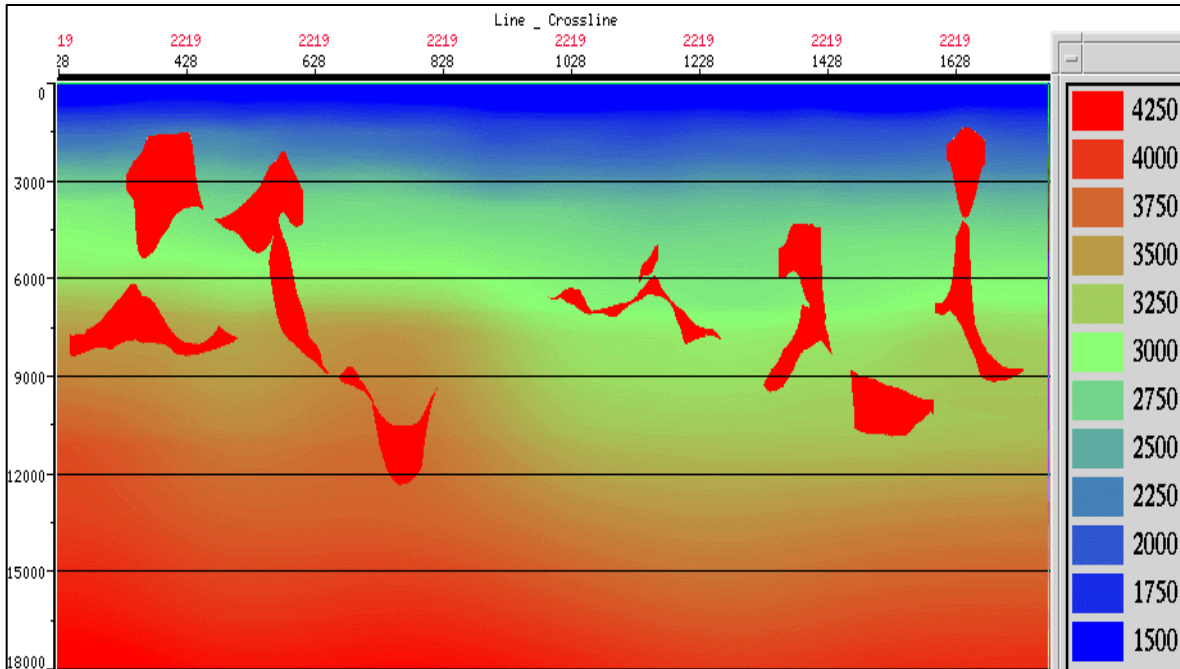


Figura 5. Sección de velocidad interválica típica, escala vertical en profundidad (Siddiqui *et al.*, (2003).

La construcción de modelos de velocidades y la posterior migración en profundidad es un proceso altamente interpretativo. La calidad de la migración en profundidad no solo depende del cálculo de tiempo de viajes y de los algoritmos de migración, también depende de la calidad de la interpretación, conocimiento del marco estructural y del modelo de velocidades (Siddiqui *et al.*, 2003).

Costa de Oliveira *et al.* (2015) plantean un método para la construcción de modelos de velocidades para zonas con presencia de tectónica salina e intrusiones ígneas de gran amplitud. Presentan una metodología respecto a la incorporación de la estratificación dentro de los cuerpos salinos a través del modelo de velocidades. De acuerdo con la descripción de las muestras de canal y el análisis de las velocidades instantáneas de pozos en el área de estudio fue posible discriminar varias velocidades de rocas dentro de la columna de la sal: halita, anhídrita, roca ígnea y rocas de baja velocidad (figura 6).

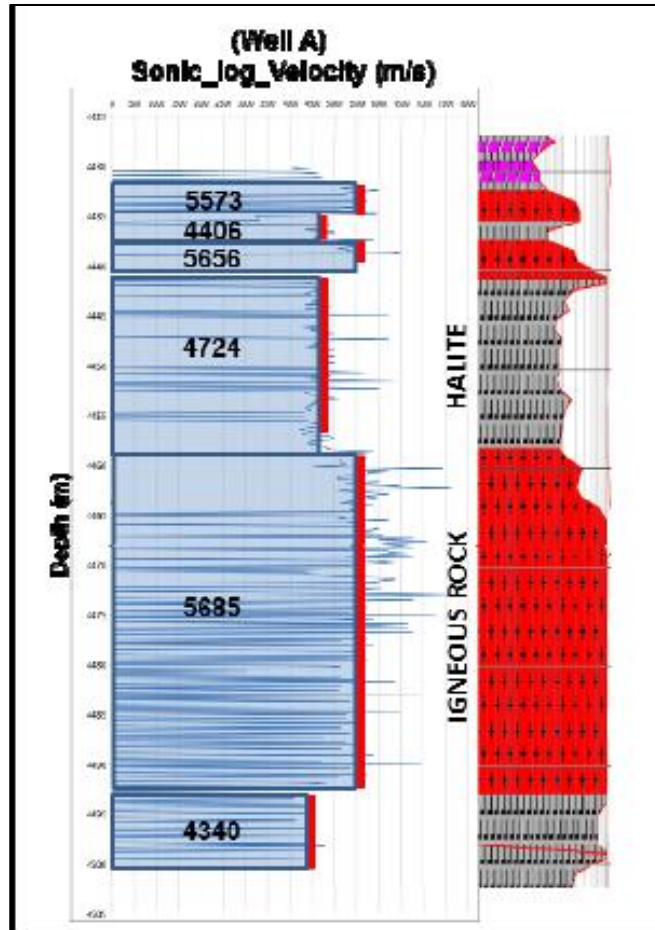


Figura 6. Descripción de cortes de muestras de canal, información de velocidades del registro sónico y la velocidad intervállica promedio por cada roca descrita. (Costa de Oliveira *et al.*, 2015).

Los pozos analizados en este estudio indicaron que existe un alto nivel de heterogeneidad dentro de la columna de sal y estos podrían ser causados por la estratificación de la sal dentro de esta sección (figura 7).

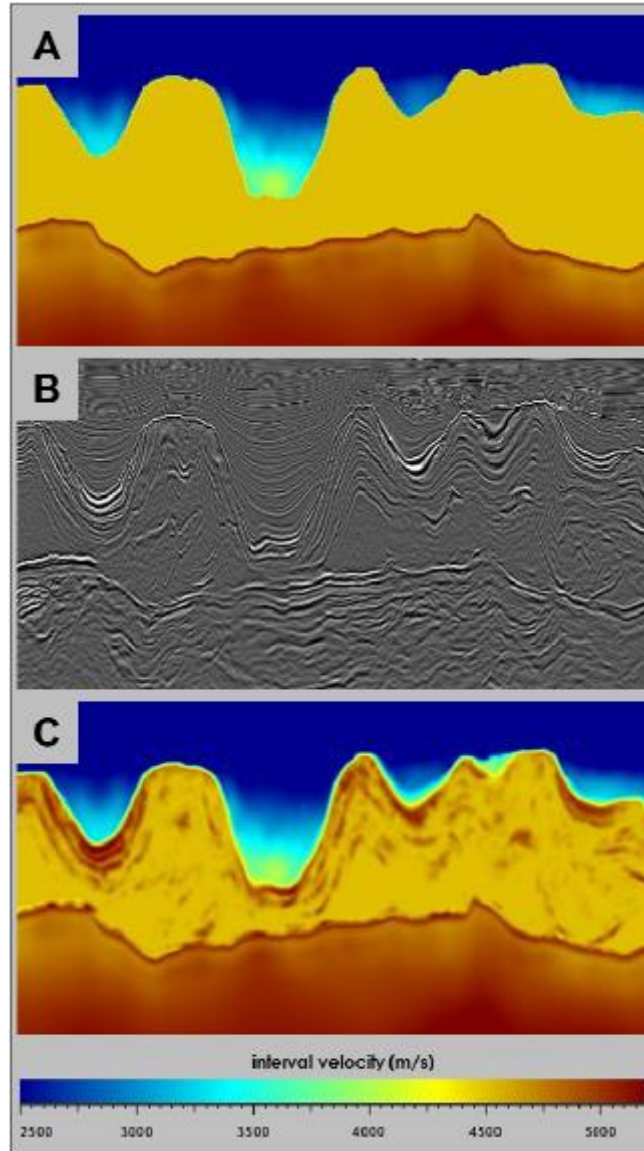


Figura 7. Resultados de modelos de velocidades para el área de estudio. A) Modelo de velocidades original a partir del proceso de migración; B) Respuesta de amplitud usada para condicionar el modelado de velocidades; y C) Modelo de velocidades obtenido usando la metodología propuesta. (Costa de Oliveira *et al.*, 2015).

Gobatto *et al.* (2016) desarrollan una metodología para construir modelos de velocidades geológicamente delimitados, los cuales pueden ser utilizados en diversos casos: estudios de iluminación, procesamiento sísmico, estudios de inversión, clasificación de facies sísmicas, incertidumbres en la conversión a profundidad, geomecánica, incertidumbre para el cálculo de reservas; esto aplicado en zonas ubicadas costafuera de Brasil.

Esta metodología usa información a partir de las velocidades sísmicas, registros de pozos, amplitudes sísmicas e información de respuesta de atributos sísmicos, inversión sísmica, facies sísmicas, etc. Esta información es útil para obtener una posición más realista de cualquier tipo de evaporitas dentro de la columna de sal (figura 8).

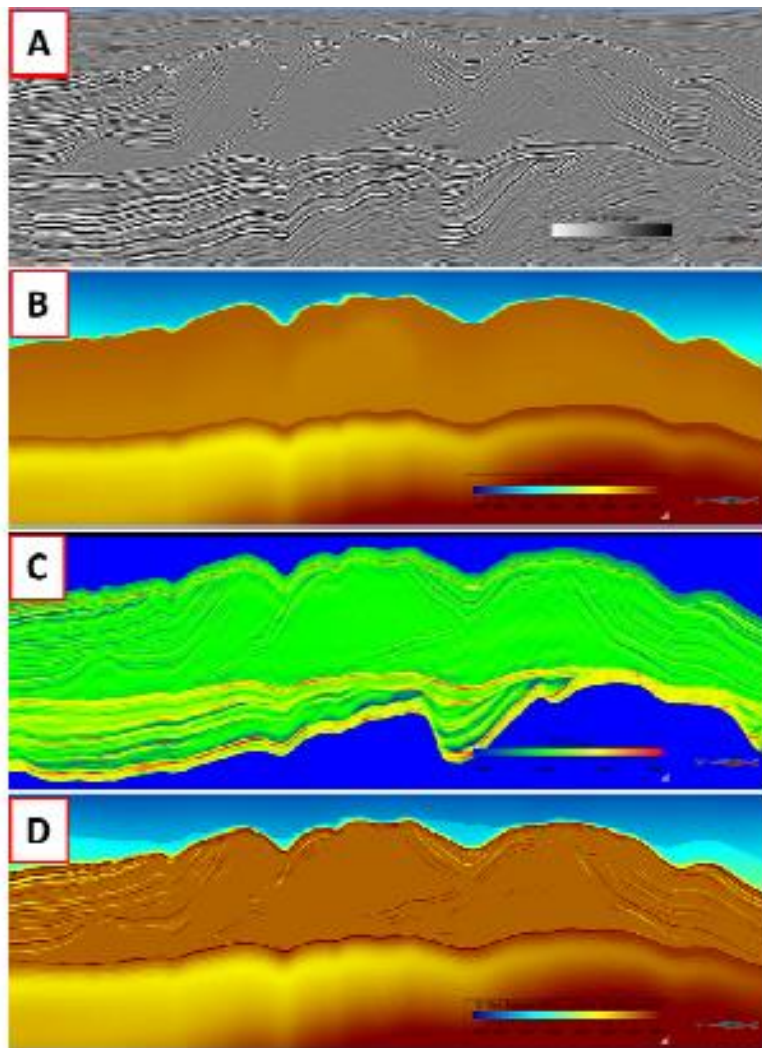


Figura 8. (A) Sección sísmica de amplitud mostrando respuestas de estratificación; (B) modelo de velocidad considerando la velocidad de la columna de sal como constante; (C) Impedancia Acústica de la sección evaporítica; y (D) modelo de velocidades obtenido considerando la respuesta de inversión para las estratificaciones de la sal. En esta última imagen también puede ser posible observar el mayor detalle con las velocidades modeladas de la capa suprayacente a la columna de sal. (Gobatto *et al.*, 2016).

Respecto al sur del Golfo de México, donde se encuentra el área analizada en este estudio, se cuenta con un limitado número de trabajos publicados respecto a la construcción de modelos de velocidades, en estas áreas de gran complejidad geológico-estructural, donde se tiene la interacción, desde el punto de vista regional, de las placas Norteamericana, Cocos y Caribe (WEC México, 2010).

En el trabajo de Vilorio et al. (2009) se muestra una metodología, empleando tecnología de punta, donde se logra el manejo de estructuras geológicas de alta complejidad en un área ubicada al sureste del Golfo de México (figura 9). Se integraron diversas fuentes de información de velocidades para la construcción de un modelo de velocidades detallado que mejoró la conversión tiempo-profundidad. Para la construcción de este modelo de velocidades detallado se incluyó un modelo estructural para el volumen de interés, usando toda la información de fallas y horizontes interpretados, modelados. Se generaron regiones o bloques dentro del volumen de interés, como especie de compartimientos y se utilizaron las velocidades interválicas estimadas a partir de las velocidades RMS (*root mean square*; mínimos cuadrados), las cuales fueron transformadas a velocidades interválicas usando la fórmula de Dix (Dix, 1955). Se calibró el modelo de velocidades interválicas ajustando los mismos a la tendencia observada en la ubicación de los pozos para valores de velocidad interválica de pozos. Se extrajeron del volumen de velocidades “no calibrado”, las velocidades de los pozos y se compararon con las velocidades interválicas de los pozos con funciones de velocidades propias, donde se obtuvo un factor de corrección que fue propagado en el volumen de estudio a través de métodos geoestadísticos.

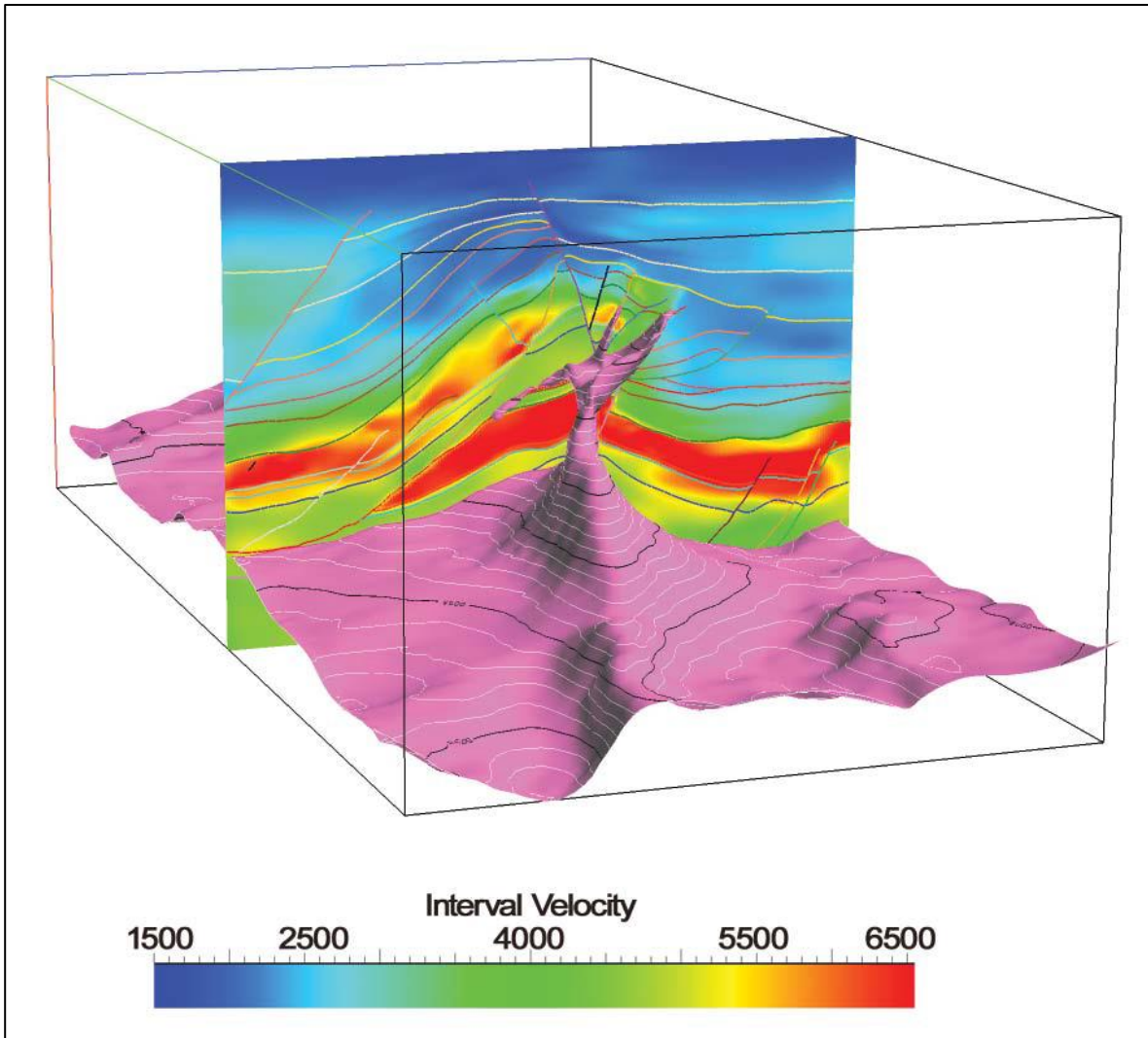


Figura 9. Volumen de velocidades interválicas refinado, modelado con la superficie del tope de la sal (Vilorio *et al.*, 2009).

Pérez *et al.*, (2012) realizaron un modelo de velocidades de carácter semi-regional (2500 km²), donde utilizaron siete (7) volúmenes sísmicos en tiempo (PreSTM), más de 50 pozos verticales con ley de velocidad (sismograma sintético, VSP y/o Checkshot), 70 pozos de control, 12 horizontes sísmicos interpretados para control de velocidad y 9 fallas regionales. Se obtuvo un modelo de velocidades (figura 10) consistente con la complejidad estructural del área estudiada. La conversión a profundidad mostró diferencias importantes entre las estructuras geológicas mostradas en la sísmica en el dominio de tiempo y profundidad (figura 10).

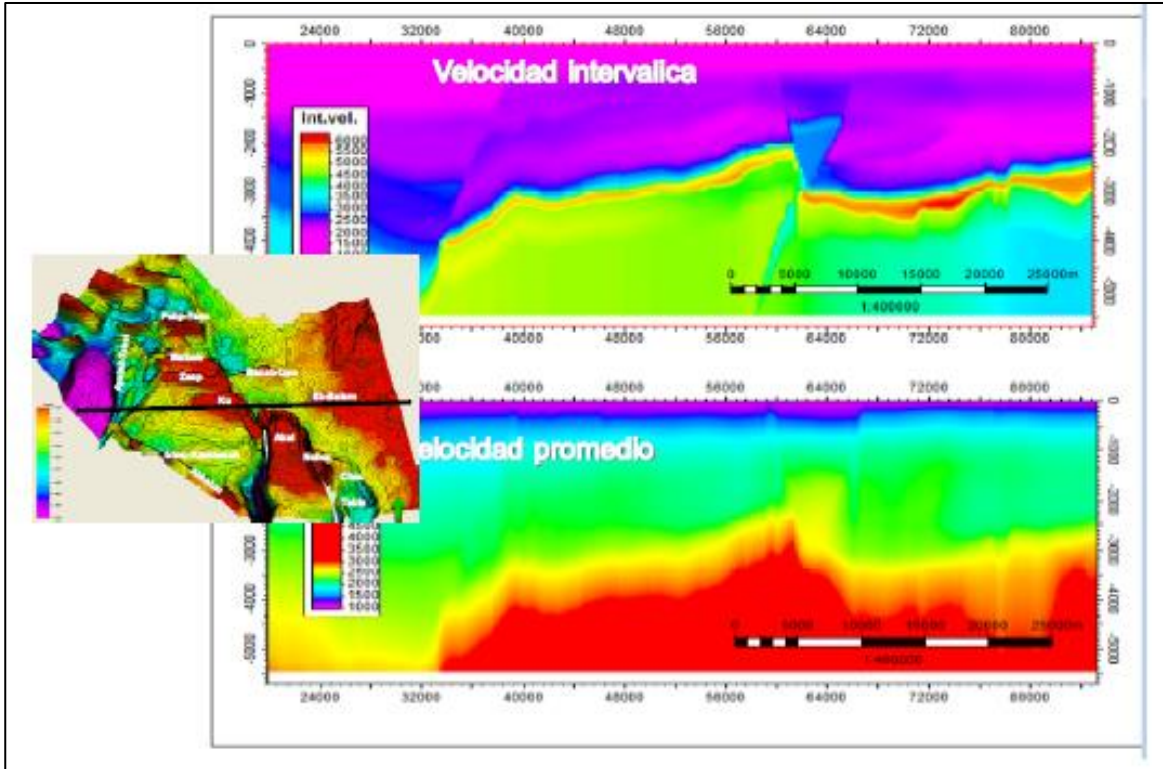


Figura 10. Sección Este-Oeste de velocidad: Sup) de Intervalo; Inf) promedio (tomado de Pérez *et al.*, 2012)

A partir del modelo de velocidades se convirtió la información sísmica a profundidad, descartándose la estructura geológica levantada ubicada en la sección sísmica en el dominio de tiempo (figura 11). Se considera inicialmente originada por mayores velocidades a nivel de Terciario entre círculo naranja (figura 11).

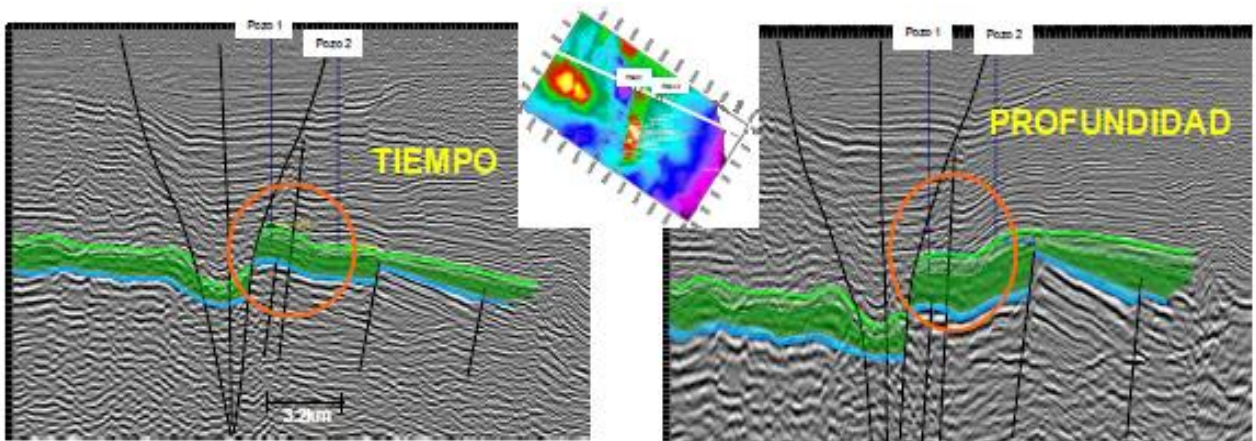


Figura 11. Sección sísmica; Izq) en tiempo mostrando una estructura operante (pull-up) por la variación de velocidades en Terciario; b) convertida a profundidad (Pérez Alvis *et al.*, 2012).

Respecto a la conversión tiempo-profundidad, se tiene que este es el proceso donde las velocidades sísmicas son escaladas de acuerdo con los checkshots y los registros geofísicos de pozos de manera que los marcadores geológicos y los horizontes interpretados en la sísmica coincidan en profundidad (Mancini, 2013). El ajuste del modelo de velocidades a los marcadores de los pozos a través de la tomografía 3D (*Well Tomography Tie*: amarre por tomografía de pozo), es una técnica simple y rápida para el refinamiento de modelos de velocidades (figura 12) y la conversión de tiempo a profundidad (figura 13), de un uso cada vez más extendido en los últimos tiempos. El principal objetivo es minimizar únicamente el desajuste (*mistie*) vertical entre los pozos y el dato sísmico en lugar de los errores del tiempo de viaje (*traveltime errors*) en todas las distancias fuente-receptor (*offset*) en una colección o agrupamiento de trazas sísmicas (*gather*) común (Mancini, 2013). Esta metodología evita el correr largos procesos de corrección usando externamente funciones derivadas y/o transformaciones de velocidades interválicas a promedio y viceversa. Debido a la forma en que trabaja y su rapidez de ejecución, es un método adecuado para la actualización de modelos de velocidades cada vez que un nuevo pozo es perforado e incluido en el análisis de las diferencias entre datos de pozos y sísmica o *misties*, tal como en el caso de estudio en el área ubicada en la Cuenca Carnarvon, Australia (Mancini, 2013).

El flujo de trabajo aplicado en esta metodología por Mancini (2013) es básicamente una rutina de construcción de modelos de velocidades por tomografía convencional, el cual sigue los siguientes pasos a partir del modelo de velocidades inicial definido:

- 1) Conversión a profundidad de los horizontes a partir del dominio en tiempo.
- 2) Cálculo de las diferencias o *misties* por cada horizonte y el grid generado, y generación de los mapas de error (*mis-tie maps*).
- 3) Correr la tomografía 3D para minimizar el error en profundidad en todos los horizontes.
- 4) Convertir los horizontes de interés a profundidad con el nuevo modelo de velocidades (actualizado) y calcular nuevos *misties* en profundidad.

- 5) Los pasos 3 y 4 se repiten hasta lograr un resultado satisfactorio respecto al error residual de los mapas de *misties*.

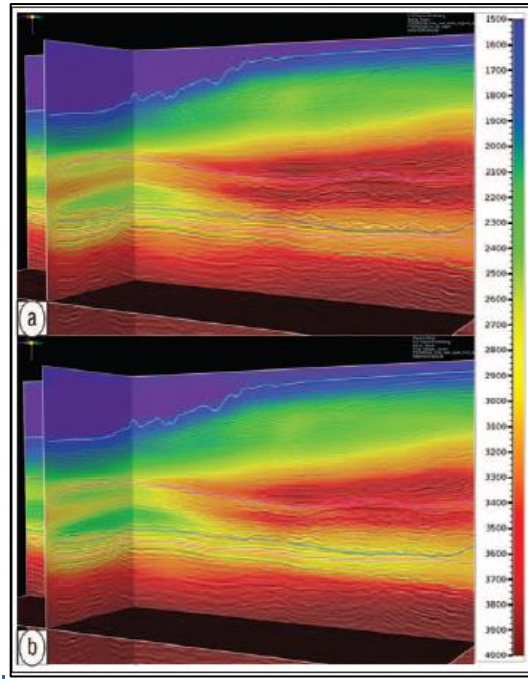


Figura 12. (a) Modelo de velocidades de entrada, y (b) modelo de velocidades final después de aplicar la tomografía well-tie (Mancini, 2013).

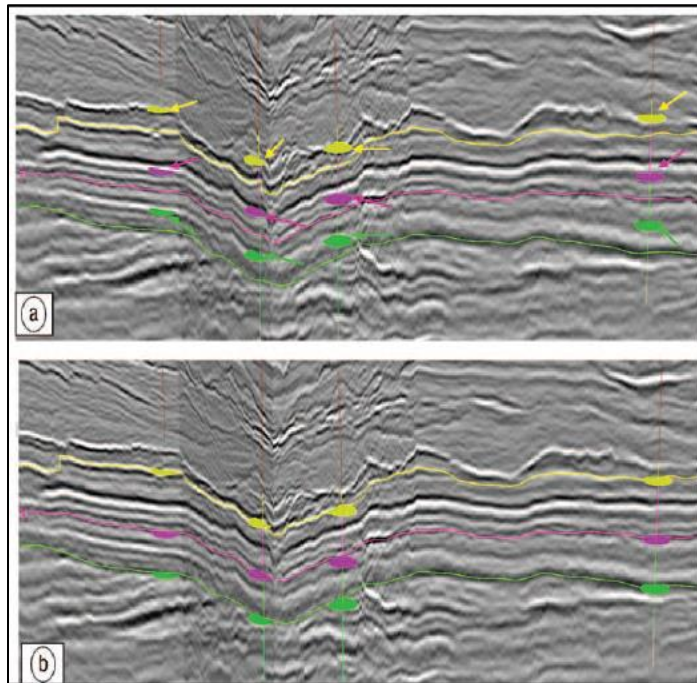


Figura 13. (a) Línea compuesta a través de cuatro de los pozos usados para la conversión del volumen sísmico a profundidad, con los modelos de velocidades inicial (a) y final (b) (Mancini, 2013).

1.3.2. Historia petrolífera en el área de estudio

Desde mediados del siglo XIX se ha registrado la ocurrencia de menes de petróleo, tal como ocurre en las áreas terrestres de Tampico, Tuxpan y Veracruz. Un mene fue muestreado en 1863, sin embargo, el primer descubrimiento significativo de petróleo fue en 1904 cuando el pozo La Pez-1 fluyó con 1500 barriles de petróleo por día (BPPD) del campo Ebano-Panuco en el área de Tampico (Magoon *et al.*, 2001). Las perforaciones exploratorias a principios del siglo XX tuvieron como objetivo acumulaciones superficiales, y fueron hechos descubrimientos comerciales en el área de Veracruz y en la “antigua” Faja de Oro en el área de Tuxpan (Acevedo, 1980). Una productividad excepcional marcó a los descubrimientos iniciales en la Faja de Oro; diversos pozos fluyeron y estuvieron fuera de control por al menos varios meses. Las tasas iniciales que se estimaron fueron tan altas como los 260.000 BPPD del pozo Cerro Azul-4, el cual había producido un acumulado de 87 millones de barriles para el año 1969 (Viniegra O. y Castillo-Tejero, 1970, Carrasco, 1977). La exploración continuó usando métodos gravimétricos que llevaron al descubrimiento de campos petroleros alrededor de los domos salinos en la Cuenca Salina (1920) y en un alto estructural del basamento en la región de Poza Rica (1930).

La industria petrolera de México fue nacionalizada en 1938. Desde ese momento, Petróleos Mexicanos (PEMEX), la compañía nacional de petróleo de México ha explorado el territorio mexicano en los últimos 70 años. PEMEX aplicó levantamientos sísmicos de reflexión (1948) hacia el sur de la Faja de Oro, a lo largo de la franja sureste de la plataforma cretácica de Tuxpan. Para 1957, se había adquirido un levantamiento sísmico costafuera en el área de Tuxpan. Este levantamiento sísmico llevo a la perforación del pozo Isla de Lobos No. 1-B en 1963, el cual descubrió petróleo en la llamada Faja de Oro “Marina”. Más exploración hacia el sur, en el área de Villahermosa, llevó a cabo el descubrimiento de los campos terrestres Cactus y Sitio Grande en carbonatos del Cretácico en 1972. Para ese mismo año, 225.900 BPPD estaban siendo producidos de los yacimientos de las areniscas del Mioceno en el área Salina (Santiago y Baro, 1992). Los levantamientos sísmicos y la exploración se extendieron hacia las regiones marinas,

y el pozo Chac-1 descubrió petróleo en la Bahía de Campeche en 1974. Desde entonces, la exploración del área de la Bahía de Campeche ha descubierto 10 campos gigantes que contienen varios billones de barriles de petróleo y gas, haciendo de México un área de producción de hidrocarburo de clase mundial (Santiago y Baro, 1992).

Esta actividad exploratoria por más de 70 años ha ayudado a PEMEX en la definición de las principales provincias geológicas con potencial petrolífero, habiendo establecido producción comercial en seis de ellas: Cuencas de Sabinas-Península de Tamaulipas, Cuenca de Burgos, Cuenca Tampico-Misantla, Cuenca de Veracruz (incluye el frente tectónico de calizas plegadas y sepultadas por sedimentos cenozoicos), Cuencas del Sureste y Cuenca del Golfo de México Profundo (Figura 14). El área de estudio se encuentra en la provincia de las Cuencas del Sureste.



Figura 14. Provincias petroleras de México (WEC México, 2010).

Esta provincia se ubica en el sureste de México, quedando comprendida en su parte terrestre, principalmente en el Estado de Tabasco, parte norte de Chiapas, occidente de Campeche y el extremo sureste de Veracruz (figura 15).

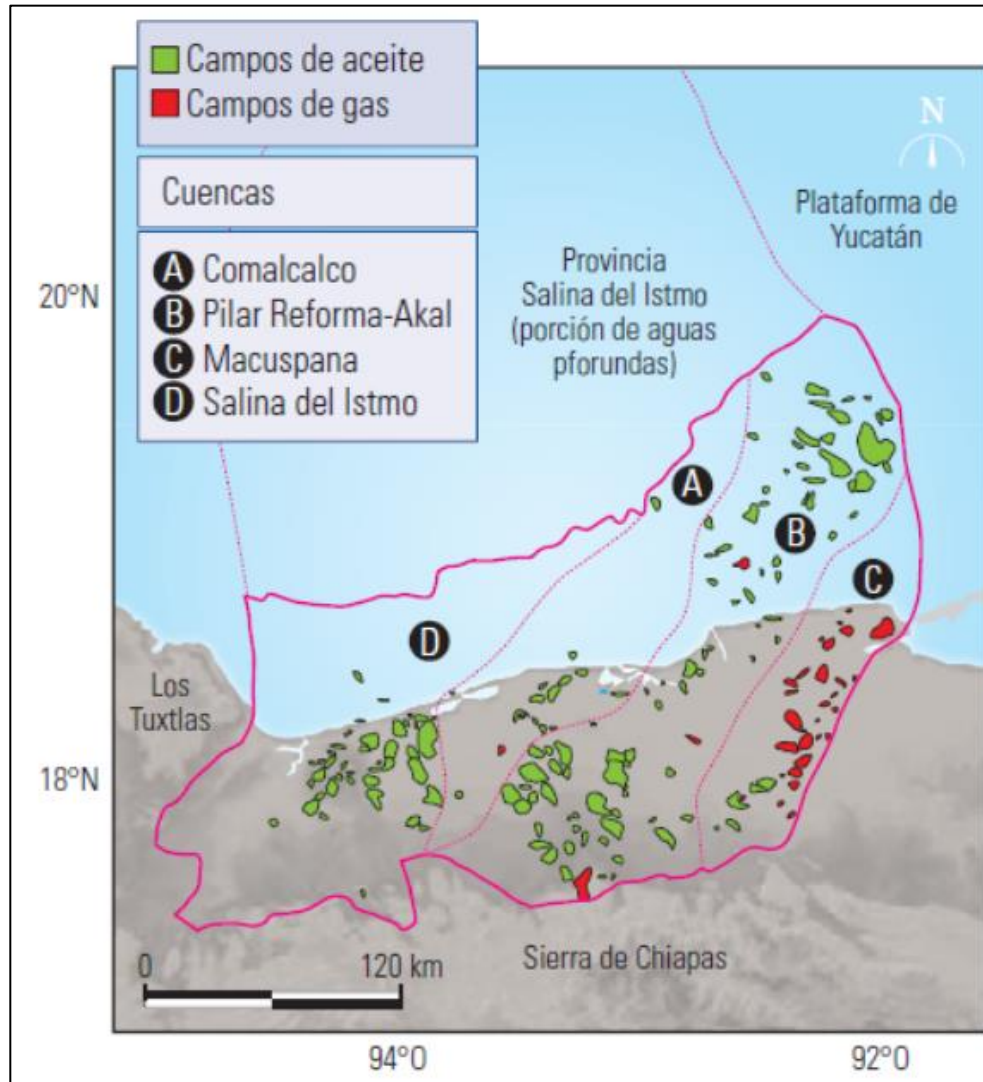


Figura 15. Ubicación, Subprovincias y principales campos de la Provincia del Sureste (WEC México, 2010).

La exploración en esta provincia inicia en 1886 con la perforación del pozo Sarlat en la Cuenca de Macuspana. Sin embargo, fue hasta 1905 y 1906 que se perforaron los primeros pozos que resultaron productores comerciales en la Cuenca de Macuspana y la Cuenca Salina del Istmo, iniciando la explotación en esta región. Petróleos Mexicanos inicia actividad en la zona en 1943, realizando

descubrimientos de petróleo o aceite ligero y gas en los años subsecuentes. La explotación en la parte terrestre del Pilar Tectónico de Reforma-Akal es impulsada con los descubrimientos de aceite y gas en calizas cretácicas hechos por los pozos Sitio Grande-1 y Cactus-1 en 1972. La prospección geofísica en la parte marina de la provincia también inició en 1972. Los estudios exploratorios culminan con la perforación del pozo Chac-1 entre 1974 y 1976, resultando productor en brechas de Cretácico y detectando aceite en areniscas del Oxfordiano. En los siguientes cinco años se realizaron importantes descubrimientos en esta región, detonando en la explotación de la provincia más importante de México (Meneses de Gyves, 1999).

Con la explotación del Complejo Cantarell, la producción de la Provincia del Sureste llegó a ser la más importante de México, alcanzando su máximo histórico de más de 4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente por día en 2004 (figura 16).

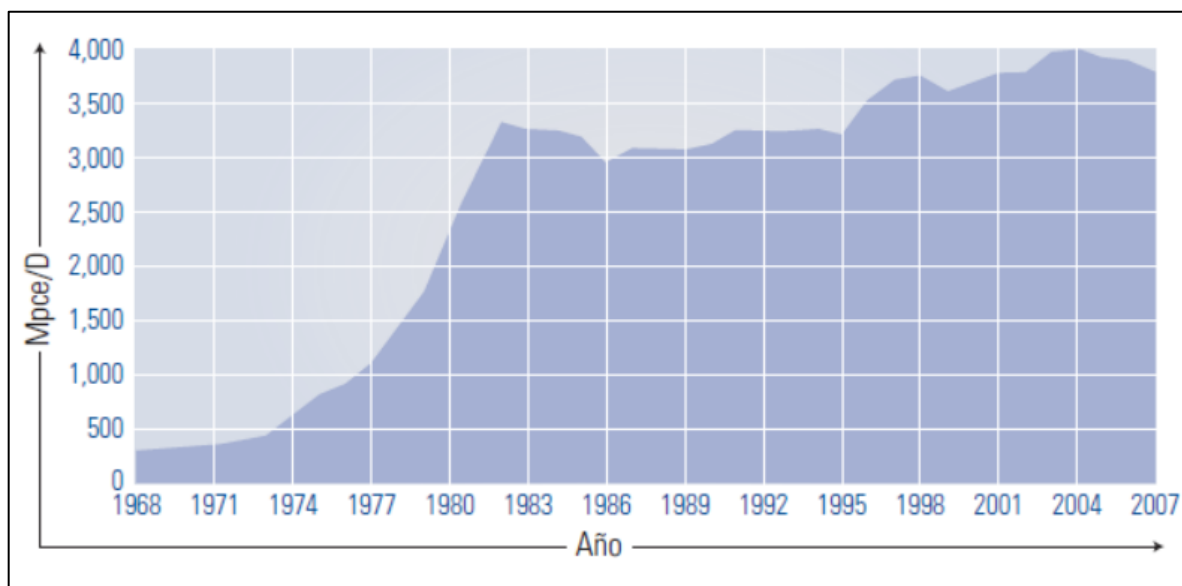


Figura 16. Historia de producción de la Provincia del Sureste en millones de barriles por día, al año 2007 (WEC México, 2010).

CAPITULO II. MARCO TEÓRICO.

2.1. GEOLOGÍA DE SUPERFICIE

Debido a que no se realizaron levantamientos de campo durante esta etapa de investigación, a continuación, se describen brevemente los datos de geología de superficie disponibles en las zonas terrestres que afloran a lo largo de la costa del Golfo de México, los cuales pueden ser correlacionados con la información disponible en los pozos exploratorios y de producción perforados costafuera en la plataforma de Campeche. En la figura 17 se observa el mapa de ubicación de los principales afloramientos y la correlación estratigráfica de las unidades del Jurásico Superior propuestas para la plataforma de Campeche, con estos afloramientos terrestres localizados hacia el noreste, centro y sureste de México (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

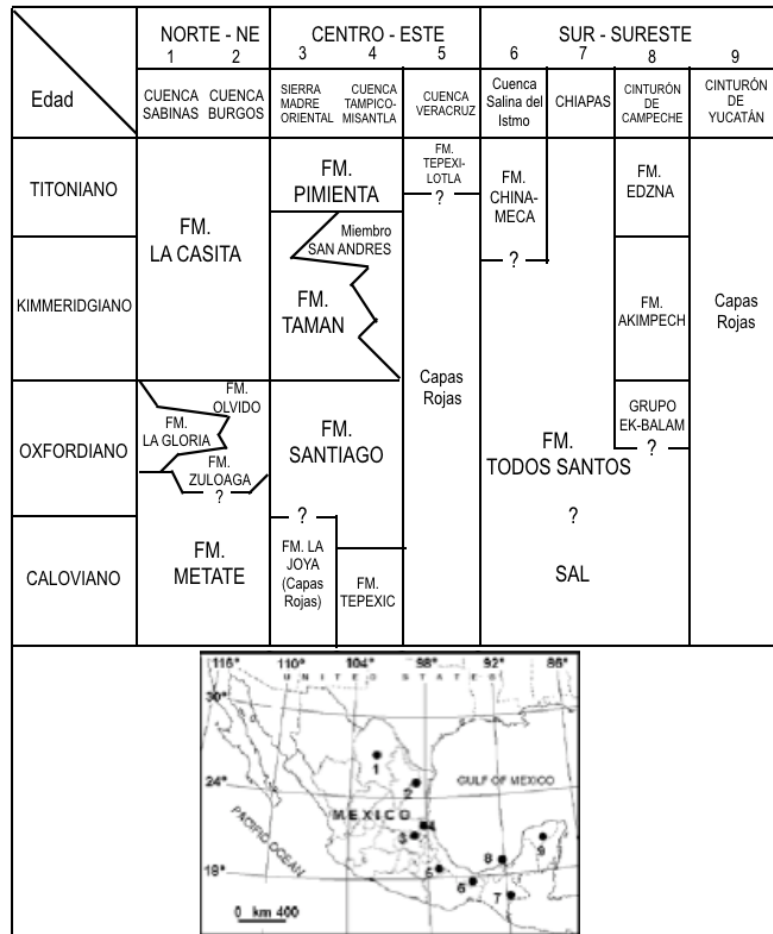


Figura 17. Mapa de ubicación y correlación estratigráfica de las unidades propuestas para la plataforma de Campeche, con el noreste, centro y sureste de México (Modificado de Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

El conocimiento que se tiene del basamento pre-Mesozoico en el área del Golfo de México y sus alrededores es escaso y está basado en unos cuantos afloramientos que en su mayoría se encuentran en algunas localidades de México (Ciudad Victoria, Aramberri, Oaxaca, La Mixtequita). Los otros afloramientos más cercanos son los del área del Llano y Marathón en Texas y los de la zona de las Montañas Ouachita y Apalaches del sur de Estados Unidos (figura 18).

Hacia el sur de México el basamento aflora en el Macizo de Chiapas, al sur de la Sierra de Chiapas, en donde está constituido por un complejo de rocas metasedimentarias del Precámbrico Superior al Paleozoico Inferior (Sedlock *et al.*, 1993).

Al igual que en el caso del basamento premesozoico, alrededor del Golfo de México existen sólo algunas localidades en donde afloran capas rojas, principalmente a lo largo del inicio del Jurásico Superior (Oxfordiano Inferior), época en la cual la sedimentación continental estuvo totalmente controlada por procesos tectónicos distensivos (Padilla y Sánchez, 2007).

En el área bordeando el Golfo de México, no se encuentran importantes afloramientos de rocas del Jurásico Medio-Superior; los únicos dos afloramientos conocidos son a partir del Titoniano Superior cerca de Cruilas en Tamaulipas y Chinameca en Veracruz (Cantú-Chapa, 1982).

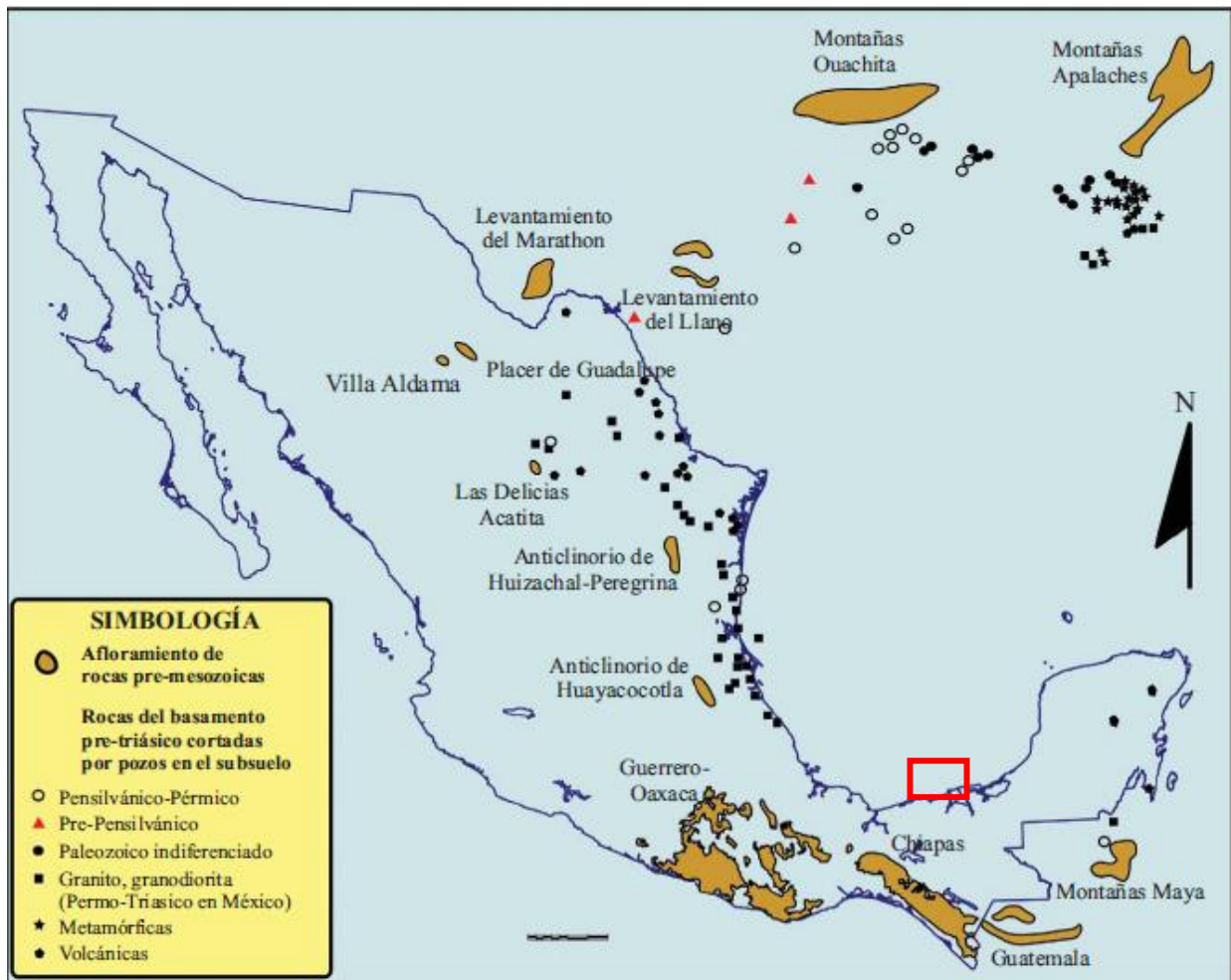


Figura 18. Localidades en donde aflora el basamento pre-mesozoico y ubicación de pozos que lo han perforado en el subsuelo en áreas circunvecinas. La ubicación relativa del área de este estudio se muestra en recuadro rojo (Modificado de Ángeles-Aquino, 1988).

2.2. MARCO ESTRATIGRÁFICO

2.2.1. Marco Cronoestratigráfico

El área de estudio se encuentra en la región conocida como Sonda de Campeche, en el Golfo de México, frente a la costa del estado de Tabasco, México. El pozo descubridor del área de estudio (Y-101), cortó una columna estratigráfica de rocas desde el Reciente-Pleistoceno hasta el Jurásico Superior Kimmeridgiano (Pemex, Informe Interno; 2006). La columna sedimentaria atravesada en los pozos de la Sonda de Campeche tiene un espesor de más de 6000 m en la parte occidental del área (WEC México, 2010).

Se infiere que el basamento en esta provincia es similar al que se ha detectado en la Sierra de Chiapas y Plataforma de Yucatán, donde está constituido por *granitoides* y esquistos paleozoicos como parte de una corteza continental adelgazada que conforma *horst*, *grabens* y semi *grabens* originados durante la apertura del Golfo de México (Jacobo-Albarrán, 2003).

El estudio de Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001) sobre las rocas del Jurásico Superior de la Plataforma de Campeche, Golfo de México, utilizó información de 50 pozos exploratorios (4500 muestras de canal, 30 núcleos) y los respectivos registros petrofísicos de los pozos, para describir y formalmente designar las unidades litoestratigráficas dentro de la plataforma. Las unidades litoestratigráficas propuestas en este estudio correlacionan con las unidades que afloran a lo largo de la costa del Golfo de México y en la región sureste de México.

Las rocas del Oxfordiano están representadas por las Formaciones La Gloria, Zuloaga y Olvido en el noreste de México; la Formación Todos Santos en el sureste de México en los estados de Chiapas, Oaxaca y Yucatan (Imlay, 1980); y la Formación Santiago en la Sierra Madre Oriental en los estados de Hidalgo y Veracruz, así como en el subsuelo del distrito petrolero Poza Rica al este de México (Cantú-Chapa, 1971).

Grupo Ek-Balam

Formalmente se designa como Grupo Ek-Balam (“*Estrella tigre*” en lenguaje Maya) a una secuencia de rocas consistente de capas masivas de arenas, mudstone bentonítico, y calizas bentoníticas con peloides. Estas rocas son importantes reservorios y roca generadora de los hidrocarburos Oxfordianos de la región. Ek-Balam es también el nombre con que se designa el campo más importante con producción en el Oxfordiano en el Sureste de México. Las rocas reservorio son cuerpos de arenas de gran espesor, ampliamente distribuidas en la región e identificables fácilmente en registros de pozos. El termino *Grupo* es usado debido porque esta unidad consiste de varias unidades litológicas bien definidas de significativo espesor (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Esta unidad se encuentra en el subsuelo de la región costafuera de Campeche en el Golfo de México. Su sección tipo está en el pozo Caan-1 (figura 19).

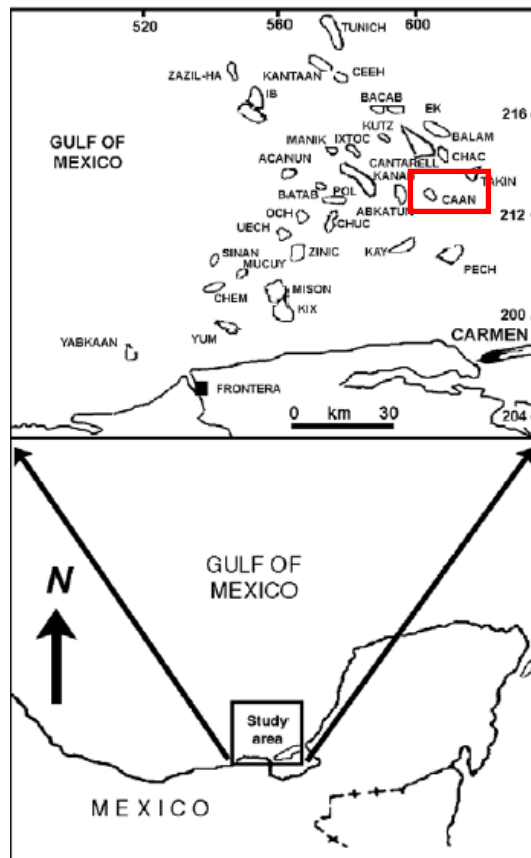


Figura 19. Plano de ubicación de la plataforma de Campeche, mostrando algunos de los campos productores más importantes (modificado de Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Su contacto más profundo no ha sido alcanzado por ningún pozo, y su contacto superior es concordante con la unidad B de la Formación Akimpech. En el tope de esta unidad, densos cuerpos de areniscas calcáreas con anhidrita marcan un comportamiento distintivo, divergente en los registros de rayos gamma y litodensidad (figura 20).

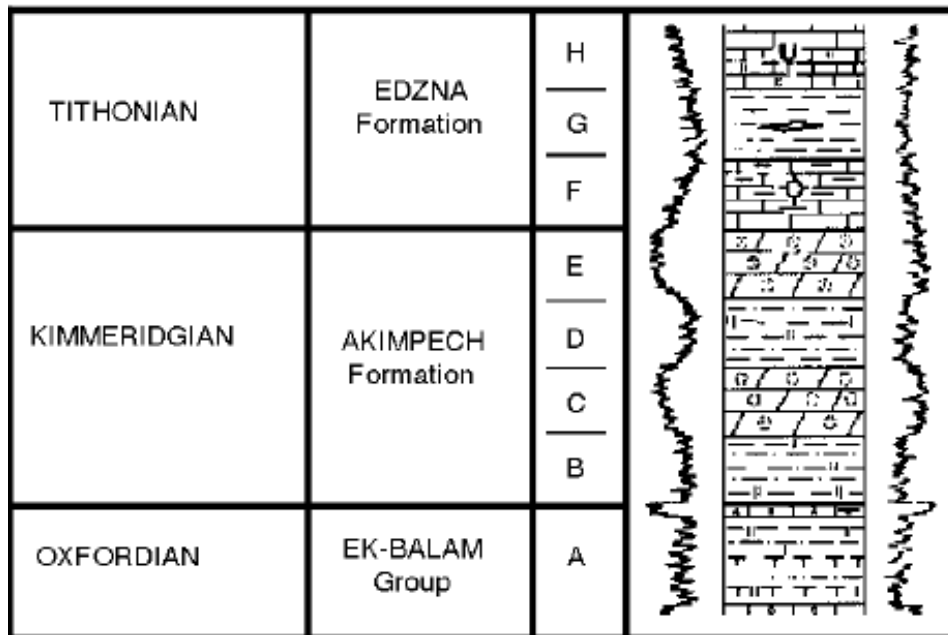


Figura 20. Tabla estratigráfica indicando la distribución y expresión en los registros de pozos de las ocho litofacies que conforman el Jurásico Superior en la plataforma de Campeche: (A) arenas, mudstone y lutitas calcáreas (claystone); (B) terrígenos, mudstone y claystone; (C) calizas dolomitizadas; (D) pizarras algáceas y arcillosas; (E) calizas dolomitizadas oolíticas; (F) calizas arcillosas con radiolarias; (G) esquistos calcáreos con fósiles de saccocoma; y (H) calizas arcillosas con fósiles tintinides (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

El pozo Caan-1 es propuesto como el pozos tipo del área de estudio, siendo su contacto superior localizado a una profundidad de 4985 m (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Las rocas pertenecientes a esta unidad han penetrado entre 57 m (pozo Cantarell-2239) y 440 m (pozo Caan-1), aunque esta unidad nunca ha sido perforada completamente. Se encuentra mejor desarrollada al noreste de la plataforma de Campeche, en el campo Ek-Balam (figura 19), donde los cuerpos de arenas son de gran espesor (+/- 231 m) y su expresión en los registros rayos gamma

y litodensidad es muy clara. Las curvas se desplazan en direcciones opuestas, indicando una unidad porosa libre de arcilla (figura 20).

Los cuerpos arenosos están distribuidos principalmente en el este de la plataforma de Campeche, cubriendo aproximadamente 2500 km² (modificado de Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Estas rocas están compuestas de clastos detríticos gruesos, incluyendo areniscas y mudstones laminados bentónicos (figura 21).

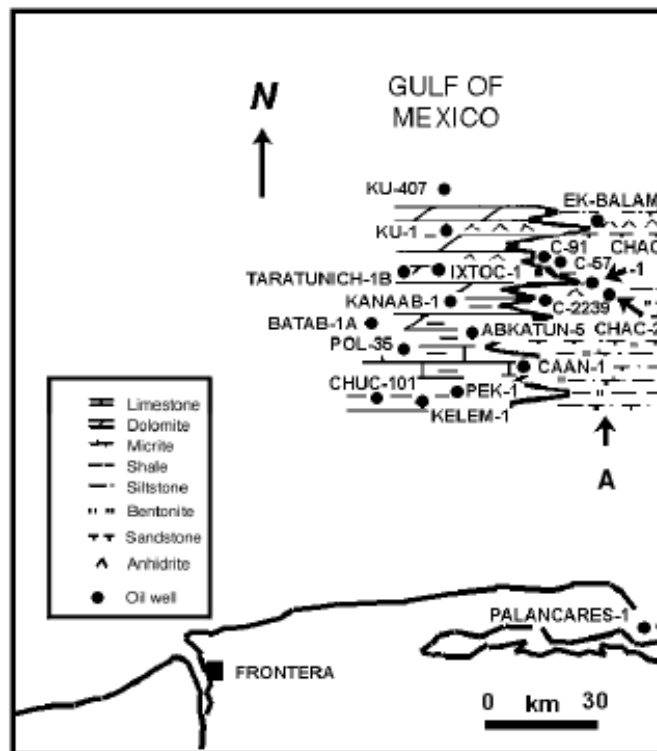


Figura 21. Distribución de las litofacies terrígenas con influencia continental desde el Grupo Ek-Balam del Oxfordiano superior (A). Las litofacies agrandan a carbonatos con influencia marina hacia el oeste de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

El Grupo Ek-Balam puede ser dividido en tres miembros, para un mejor entendimiento (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001):

- 1) El miembro inferior consiste de wackstone peloidal a packstone, color gris, arcilloso y arenoso, con cemento cuarcífero y evaporitas intercaladas (campos Balam y Batab).

- 2) El miembro medio consiste de alternancias rítmicas de areniscas calcáreas, mudstones, y lutitas (*shales*) bentoníticos. Este tiene cuerpos gruesos de arena que progradan desde areniscas conglomeráticas o conglomerados arenosos pobremente consolidados en la base. También hay intrusiones de sal, como en los campos Ek y Balam.
- 3) El miembro superior es caracterizado por calizas arenosas que agradan a areniscas calcáreas con anhidrita. El tope o cima de esta unidad está marcado por capas de anhidrita que oscilan entre 5 a 200 m de espesor (pozos Chac-1 y Bacab-21). Los accesorios minerales son piritas, cuarzo detrítico, anhidrita, y yeso.

La presencia de sal en los campos Ek-Balam, Batab y Malob no se encuentra en una posición estratigráfica consistente en la secuencia Jurásico Superior, aunque ésta es observada de forma interestratificada en algunos pozos (Balam-1 y 101, Bacab-1 y 21). Los perfiles sísmicos y los pozos estudiados sugieren que la sal debería subyacer la base del Grupo Ek-Balam (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Kimmeridgiano

Las rocas de esta edad están representadas en el territorio continental de México por la Formación La Casita en el norte, por la Formación Taman y el Miembro San Andrés en la región centro-oeste, y por las Formaciones Chinameca y Todos Santos en el sur (Cantú-Chapa, 1971, 1992; Imlay, 1980). (Figura 17). Mientras costafuera, se propone designar formalmente como Formación Akimpech a la secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas caracterizadas por calizas oolíticas y parcialmente dolomitizadas, lutitas algáceas, y mudstones bentoníticos, los cuales están presentes a lo largo de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Formación Akimpech

La Formación Akimpech es la roca reservorio más importante a nivel del Jurásico Superior de la región (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). En la región marina

de Campeche, se han perforado más de 20 pozos que han atravesado por completo la Formación Akimpech. Los espesores son altamente variables, desde 63 m (pozo Mucuy-1) a 1272 m (pozo Ku-407); el espesor promedio es 454 m (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

La localidad tipo de la Formación Akimpech localmente es el pozo Caan-1, donde los contactos superior e inferior se encuentran localizados a 4400 y 4824 m, respectivamente, con un espesor de 424 m. Su contacto inferior es definido por el carácter de los registros de pozos, debido al contraste entre las areniscas calcáreas y la anhidrita del Oxfordiano que subyace los mudstones bentoníticos de la unidad B de la Formación Akimpech. Esta expresión es mejor vista en el pozo Chac-1 a 4540 m (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

El contacto superior de la Formación Akimpech es abrupto debido a la densidad de capas de los bancos oolíticos que se encuentran al tope de esta formación, en contraste con las calizas arcillosas de la suprayacente Formación Edzná, de edad Tithoniano (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). El contacto es marcado en los registros rayos-gamma y litodensidad por dos curvas opuestas (figura 20).

La Formación Akimpech está ampliamente distribuida a lo largo del área y constituye una secuencia alternada de rocas carbonáticas y siliciclásticas, las cuales pueden ser divididas en cuatro unidades informales designadas como B, C, D y E.

Miembro Inferior Terrígeno B

El miembro B consiste de mudstones y arcillas arenosas bentoníticas, esporádica y finamente intercalados con areniscas y microdolomía bentonítica con anhidrita. Este tipo de material parece cambiar lateralmente a carbonatos hacia la zona oeste de la plataforma de Campeche (figura 22).

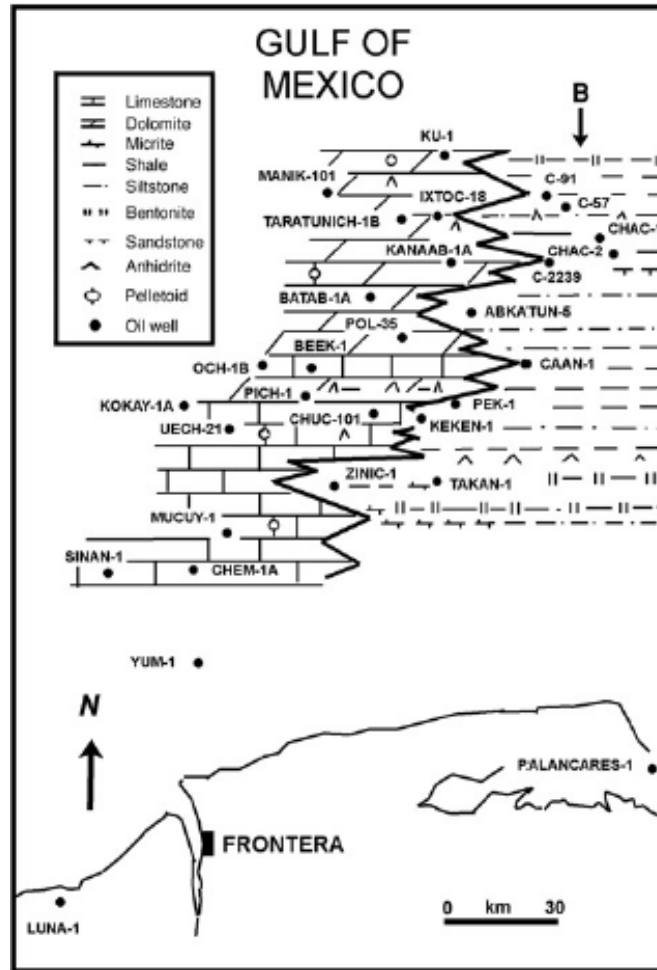


Figura 22. Distribución del miembro inferior de terrígenos B de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano Inferior), localizado en el este de la plataforma de Campeche. La litología del miembro B cambia a carbonatos hacia el oeste de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Miembro Calcáreo Inferior C

Sus espesores varían desde 37 a 267 m (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Se encuentra principalmente en la parte central de la plataforma de Campeche. Los carbonatos del miembro C consiste de dolomías microcristalinas a mesocristalinas, packstone con dolomitización incipiente, intercalaciones aisladas de mudstones y arcillas arenosas de color gris (figura 23).

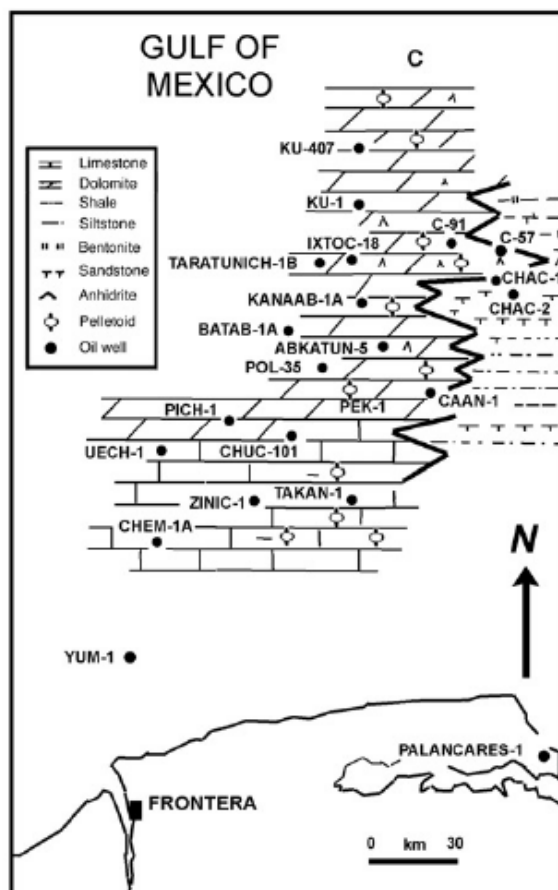


Figura 23. Distribución de litofacies del miembro carbonatado C de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano inferior), localizado en el centro de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Miembro de Terrígenos Superior D

Su espesor varía de 23 a 387 m. Se encuentra mejor desarrollado hacia el este de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). El miembro terrígeno D consiste de lutitas, lodos calcáreos y arcillas arenosas intercaladas con carbonatos y abundante material algareo. El origen continental es inferido por la presencia de lodos calcáreos rojos (*red mudstones*) hacia el este de la plataforma (pozo Caan-1) (figura 24).

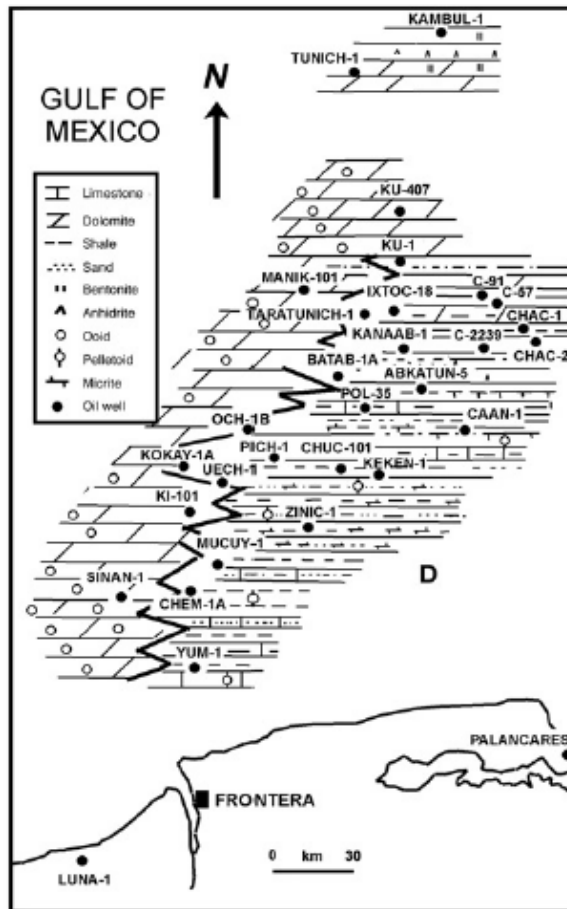


Figura 24. Distribución del miembro terrígeno superior D de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano inferior), oeste de la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Miembro Calcáreo Superior E

Gran parte de la producción petrolera de la plataforma de Campeche es concentrada en esta unidad (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Sus espesores varían desde los 52 m del pozo Zinic-1 (5142 m) a los 373 m del pozo Uech-21 (4890 m), con un espesor promedio de 225 m.

El miembro E consiste de dolomías mesocristalina (pozo Uech-1) y microcristalina (pozo Chac-1). Los estudios petrográficos llevados a cabo por Ángeles-Aquino (1988, 1996a) indican que esas rocas son packstones, grainstones de ooides y peloides, y lodos calcáreos peletoides o wackestones, localmente dolomitizados. Los litoclastos oolíticos forman bancos que no han sido afectados por la dolomitización vista en otros pozos (Zinic-1, 5592 m; Ki-101, 5250 m) (figura 25).

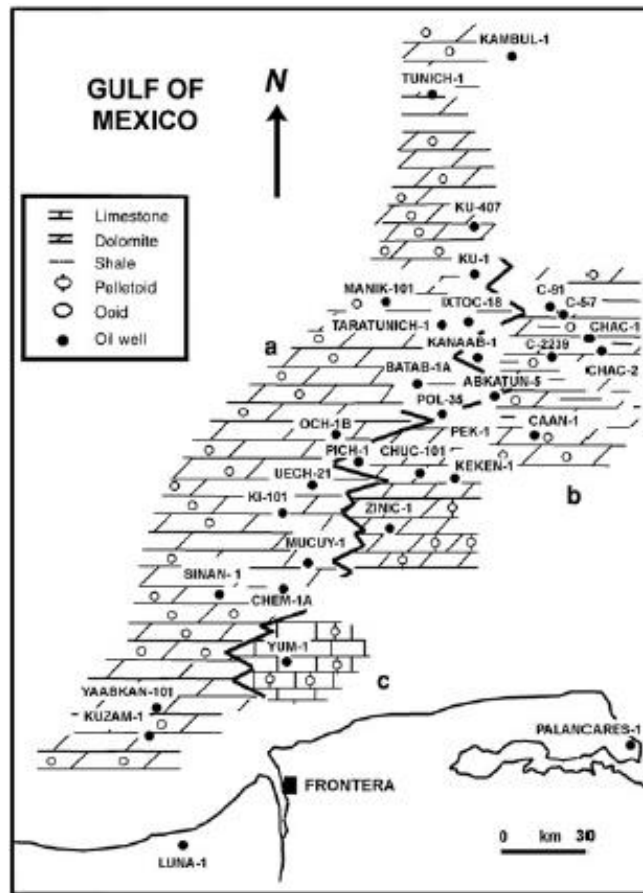


Figura 25. Distribución del miembro calcáreo superior E de la Formación Akimpech (Kimmeridgiano). Dolomías mesocristalinas (a) y microcristalinas (b). (c) representa la zona de facies de carbonatos evaporíticos (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Titoniano

En el Titoniano, cambian las condiciones de sedimentación en la plataforma de Campeche, como resultado de la trasgresión; los ambientes marinos someros del Kimmeridgiano cambian a ambientes de depositación más profundos y de circulación restringida, depositándose arcillas y carbonatos con alto contenido de materia orgánica (WEC México, 2010).

Las rocas del Titoniano están representadas al norte y este de México (Cuenca Burgos, Cuenca Sabinas, Cuenca Tampico-Misantla, y la Sierra Madre Oriental) por las formaciones Pimienta y la Casita (Cantú-Chapa, 1971, 2001; Imlay, 1980), en la zona centro-este (Cuenca de Veracruz) por la Formación Tepexilotla, y en el sur y sureste del país (Cuenca Salinas en el istmo, Sierra de Chiapas, y la plataforma de

Yucatán) por las formaciones Chinameca y Todos Santos (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Ángeles-Aquino (1988) y Cantú-Chapa (1982, 1989) consideraron las rocas titonianas de la plataforma de Campeche equivalente a la Formación Pimienta en el este de México. De acuerdo a la información de pozos, las rocas del Jurásico Titoniano de la región costafuera de Campeche contienen considerablemente más carbonatos que la Formación Pimienta, la cual tiene más rocas terrígenas (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Estos mismos autores proponen el nombre de Formación Edzná para estas rocas titonianas que se encuentran en el subsuelo de la región marina de la plataforma de Campeche.

El desarrollo de la Formación Edzná es mostrada en diversos pozos perforados en la Sonda de Campeche. En los pozos Batab-1 (tope a 4400 m), Pol-72 (tope a 4285 m), y Chuc-101 (tope a 3893 m), donde se alcanzaron espesores de 295 m, 189 m, y 290 m, respectivamente.

La Formación Edzná consiste generalmente de mudstone y arcillas bentoníticas calcáreas, la cual esta subyacente y suprayacente por unidades de calizas dolomitizadas (Cantú-Chapa, 2009). Esta formación fue dividida en tres miembros (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

El contacto transicional entre las formaciones Akal (Cretácico Inferior) y Edzná (Titoniano) es caracterizado por un desplazamiento a la derecha del registro de rayos gamma causado por el contenido calcáreo y bentonítico de las lutitas (Cantú-Chapa, 2009).

El contacto entre las formaciones Edzná y Akimpech (Kimmeridgiano) registra un desplazamiento a la izquierda de la curva de rayos gamma causada por un cambio en la litología de la Formación Akimpech, el cual consiste de dolomías microcristalina (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Comúnmente, este contacto refleja cambios abruptos de litología.

El Cretácico está representado por carbonatos con facies que varían desde la plataforma interna hasta la externa (Ortuño *et al.*, 2009). La parte más alta del Cretácico está representada por brechas carbonáticas. Durante el Cenozoico, ocurrió sedimentación extensiva rica en arcillas y arenas en ambientes neríticos internos y externos dominados por una regresión que inició en el Paleoceno y continuo en la mayor parte del Neógeno (Ortuño *et al.*, 2009). La estratigrafía del subsuelo en el Cretácico Superior y Cenozoico inferior en la plataforma de Campeche, sur del Golfo de México, es determinada gracias a la información de los registros de pozos y cortes de núcleos. Las edades de las rocas fueron establecidas basados en bioestratigrafía foraminífera plantónica (tabla 1).

<i>Age</i>	<i>Wells</i>	<i>Microfossils</i>
Eocene	Kinil-1	Reef breccia. <i>Amphistegina parvula</i> , <i>Helicostegina dimorpha?</i> <i>Lepidocyclina</i> sp., <i>Neolepidina postulosa</i> , <i>Heterostegina</i> sp. Core 2 (4039-4040 m).
Lower Paleocene	Kinil-1	<i>Pr. trinidadensis</i> , <i>Pa. pseudobulloides</i> . 5640 m
Maestrichtian-Campanian	Kinil-1	Marl. <i>Globotruncana elevata</i> , <i>G. contusa</i> , <i>G. linneiana</i> . 5680 m
Maestrichtian Campanian	Mucuy-1	Marl. <i>Globotruncana leupoldi</i> , <i>G. stuartiformis</i> , <i>G. campanianarca</i> , <i>G. lapparenti</i> . 4890 m
Upper Paleocene	Pich-1	<i>Globanomalina pseudomenardii</i> . 4040 m
Lower Paleocene	Pich-1	<i>P. eugebina</i> , <i>P. fringa</i> . 4130 m
Maestrichtian-Campanian	Pich-1	Dolomite breccia. <i>G. elevata</i> , <i>G. havanensis</i> , <i>G. arca</i> , <i>G. stuartiformis</i> . 4155 m
Upper Paleocene	Pol-1	<i>M. velascoensis</i> . 3640 m
Maestrichtian-Campanian	Pol-1	Dolomite breccia. <i>G. conica</i> , <i>G. arca</i> , <i>G. sp.</i> , <i>Globigerinoides</i> sp., <i>Rugoglobigerina</i> cf. <i>R. rugosa</i> , <i>G. stuartiformis</i> , <i>G. elevata</i> , <i>Abathomphalus mayaroensis</i> , <i>Planoglobulina</i> , <i>Heterohelix globulosa</i> , <i>Rugoglobigerina scotti</i> . Core 2 (3801-3804 m).
Upper Paleocene	Abkatun-5	<i>M. velascoensis</i> , <i>M. formosa-formosa</i> , <i>M. aragonensis</i> . 3160 m
Lower Paleocene	Abkatun-5	<i>Pr. trinidadensis</i> , <i>Pa. pseudobulloides</i> . 3275 m
Maestrichtian-Campanian	Cantarell-2239	Dolomite breccia. <i>G. stuartiformis</i> , <i>G. arca</i> , <i>G. elevata</i> , <i>G. linneiana</i> , <i>G. lapparenti</i> , <i>G. calcarata</i> , <i>Calcisphaerula inominata</i> , <i>Sulcoperculina globosa</i> , <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinelloide</i> sp. Core 1 (2970-2979 m) and core 4 (3205-3212 m).
Lower Paleocene	Chac-2 well	<i>Pr. trinidadensis</i> . 3446 m.

Tabla 1. Distribución de fosiles en las rocas del límite Cretácico Superior-Paleoceno basados en la información de pozos de Pemex, sur del Golfo de México (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

El estudio de Cantú-Chapa y Landeros (2001), consideró la construcción de secciones estratigráficas transversales. La principal sección transversal viene en dirección noroeste-sureste, con 250 km de longitud, y se construyó tomando en consideración la ubicación de 10 de los pozos exploratorios perforados en la Región Marina de Pemex (figura 27).

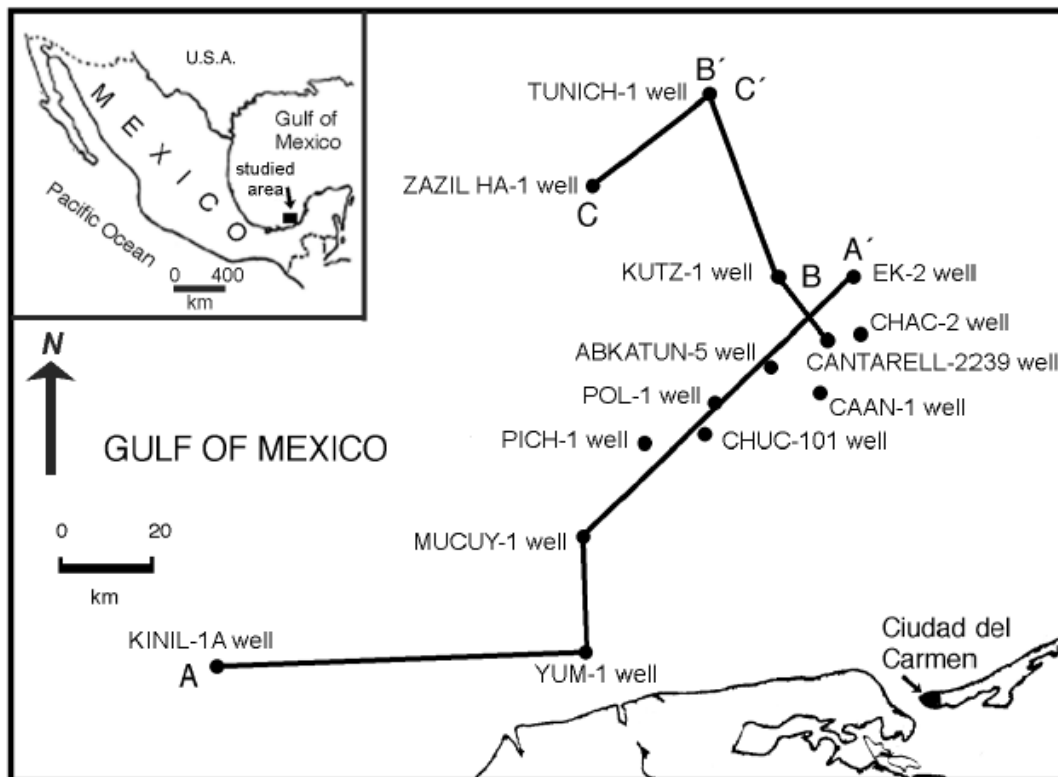


Figura 27. Mapa de ubicación de la plataforma de Campeche, en el sureste del Golfo de México, los pozos de Pemex y las secciones transversales consideradas en el estudio de Cantú-Chapa y Landeros-Flores (2001).

En la región marina de la plataforma de Campeche, donde se encuentra la zona de estudio, el Cretácico Superior está formalmente descrito como una brecha de aproximadamente 260 m consistente de fragmentos angulares, dolomitizados, calcáreos de diversos tamaños cementado por una micrita beige. Esta brecha está definida como Formación Cantarell (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

Durante la etapa inicial de los estudios regionales realizados por Pemex, la estratigrafía de la Formación Cantarell fue originalmente llamada como brecha del Paleoceno, basado en determinaciones micropaleontológicas incorrectas (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

La Formación Cantarell tiene un color café causado por impregnaciones de aceite. Localmente, ocurren capas de bentonita. En la parte central de la sección longitudinal principal trazada en el estudio de Cantú-Chapa y Landeros-Flores (2001), esta formación cambia lateralmente a calizas arcillosas, y en la parte suroeste de la sección longitudinal, la brecha cambia a arcillas calcáreas (figura 28).

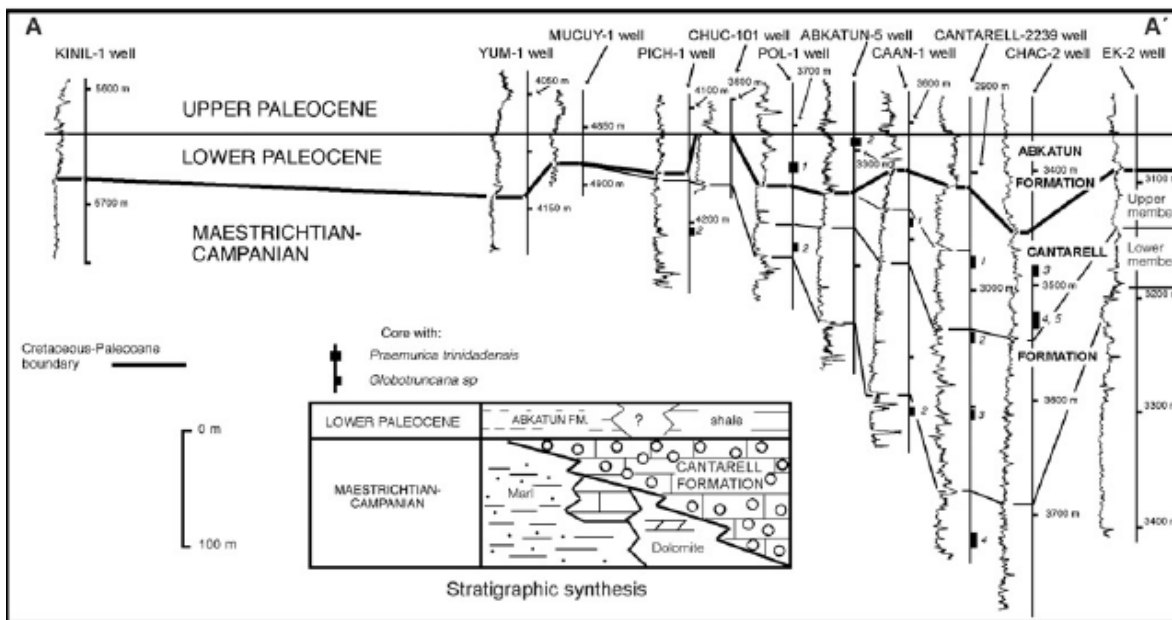


Figura 28. Sección transversal A-A'. Se tomó como dato el límite Paleoceno Inferior-Superior, mostrándose la Formación Cantarell y la Formación Abkatun. El límite Cretácico- Paleoceno está basado en registros de rayos gamma, datos de fósiles y segmentos de núcleos. La localización de la sección se muestra en la figura 27 (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

En limitadas áreas al noreste, la Formación Cantarell muestra cuatro horizontes. Los tres horizontes superiores son considerados el miembro superior, aunque estos están ausentes en otros pozos vecino (figura 29).

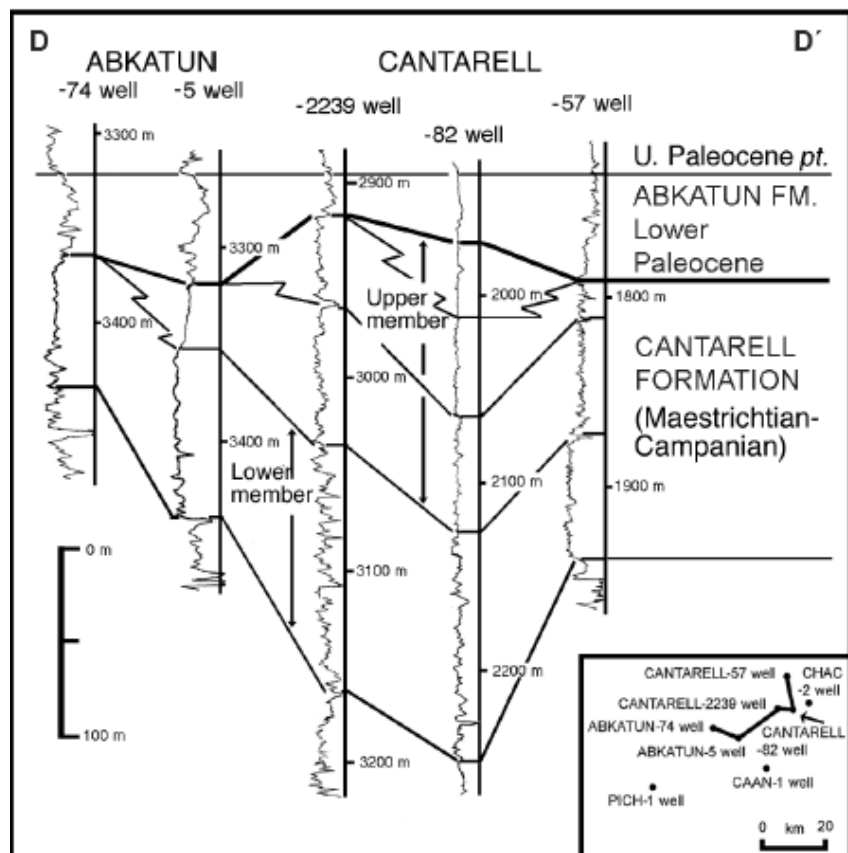


Figura 29. Sección transversal estratigráfica D-D' en los campos Cantarell y Abkatun. Los pozos Cantarell-82 y Abkatun-5 representan las secciones tipos para los campos Cantarell y Abkatun (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

La columna del Cretácico se caracteriza principalmente por carbonatos de aguas profundas en ambientes de baja energía. Ángeles-Aquino (1988) describe seis (6) unidades litológicas dentro del Cretácico, las cuales fueron resumidas por Gutiérrez (2010):

Unidad U1: Constituida por una secuencia de mudstone-wackestone, calizas arcillosas y bentoníticas de aspecto cretoso, ocasionalmente dolomitizados y recrystalizados; presenta laminaciones, estilolitas y compactación. Los microfósiles que caracterizan esta unidad están representados por calpionélidos (*Tintinopsella carpatica* y *Calpionella alpina*) del Berriasiano-Valanginiano.

Unidad U3: Compuesta por mudstone-wackestone, calizas bentoníticas y arcillosas con foraminíferos, bioclastos e intraclastos en ocasiones dolomitizados. De acuerdo los microfósiles que contiene (*Colomiella recta*, *Globogerinelloides*

algerianus, *Nannoconus steinmanni*, *Cadosina sp*, *Ticinella sp*, etc) se le ha asignado una edad del Barremiano-Aptiano.

Unidad U5: Conformada por mudstone-wackestone con cuarzo terrígeno con intercalaciones de lutitas limosas de color negro del Aptiano.

Unidad U7: Está compuesta por mudstone-wackestone de foraminíferos y dolomías microcristalinas con micro laminaciones, estilolitas. Los microfósiles están representados por foraminíferos planctónicos del Albiano y posiblemente en la parte inferior del Cenomaniano.

Unidad U9: Caracterizada por mudstone-wackestone y calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos. El análisis detallado de la fauna presente en esta unidad le asigna una edad del Cenomaniano Tardío a Turoniano.

Unidad U11: Definida por mudstone-wackestone de foraminíferos planctónicos con estilolitas, micro laminaciones, litoclastos y marcas con foraminíferos planctónicos indicativos de edad Coniaciano – Maastrichtiano.

La figura 30 muestra la columna estratigráfica del Cretácico en la Región Marina de Campeche (donde está ubicada la plataforma de Campeche y el área de este estudio), de acuerdo a lo propuesto en el estudio de Ángeles-Aquino (1988).

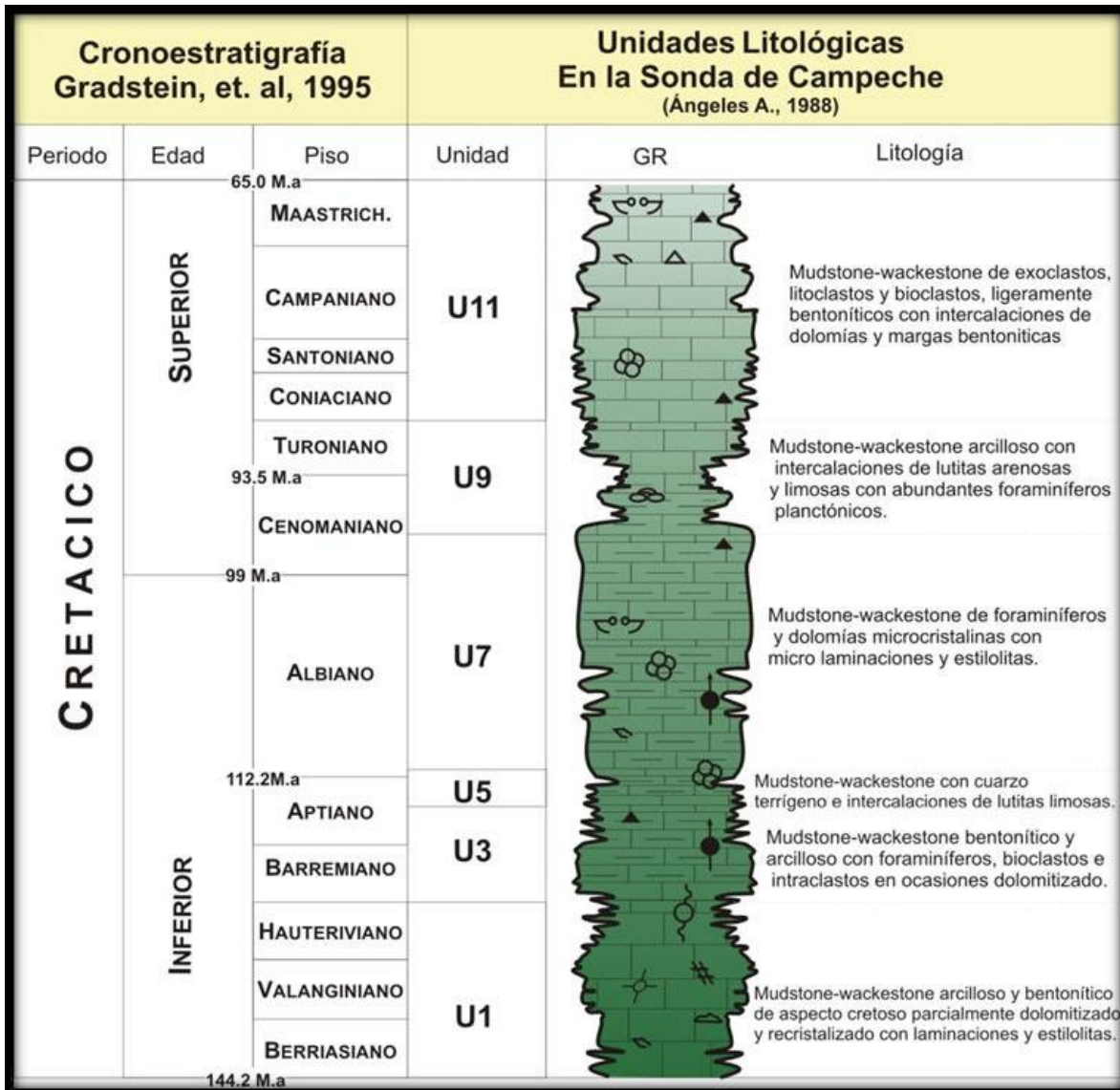


Figura 30. Columna estratigráfica tipo del Cretácico en la Región Marina de Campeche (Modificado de Ángeles-Aquino, 1988).

2.2.2. Marco Tectonoestratigráfico

El marco tectonoestratigráfico de la Sonda de Campeche se ve afectado desde el punto de vista regional por la presencia de diversos elementos que fueron de gran importancia desde el punto de vista de la tectónica de placas, constituyéndose como elementos claves en la actual complejidad estructural y estratigráfica del área de estudio, siendo estos elementos principales: Bloque de Chortis, Sierra de Chiapas, Bloque de Yucatán.

Padilla y Sánchez (2007) en su trabajo de integración de la historia tectónica, estructural y sedimentaria del sureste mexicano, considera conveniente estudiar la evolución geológica del sureste mexicano dentro del marco tectónico regional del Golfo de México y del Caribe. Diversos trabajos se han publicado para comprender la evolución geológica del Golfo de México y del Caribe desde el punto de vista de la tectónica de placas (Salvador, 1987, 1991; Pindell, 1993; Pindell y Kennan, 2009).

Nuevamente, Padilla y Sánchez (2007) generó una reconstrucción de la evolución tectonoestratigráfica del área a partir de la identificación e interpretación de tectonosecuencias, donde se muestran las unidades genéticas mayores, asociadas a los principales procesos formadores de cuencas que han actuado en la región.

En la figura 31 se muestra una síntesis de los principales eventos tectónicos en el sureste de México (Padilla y Sánchez, 2007).

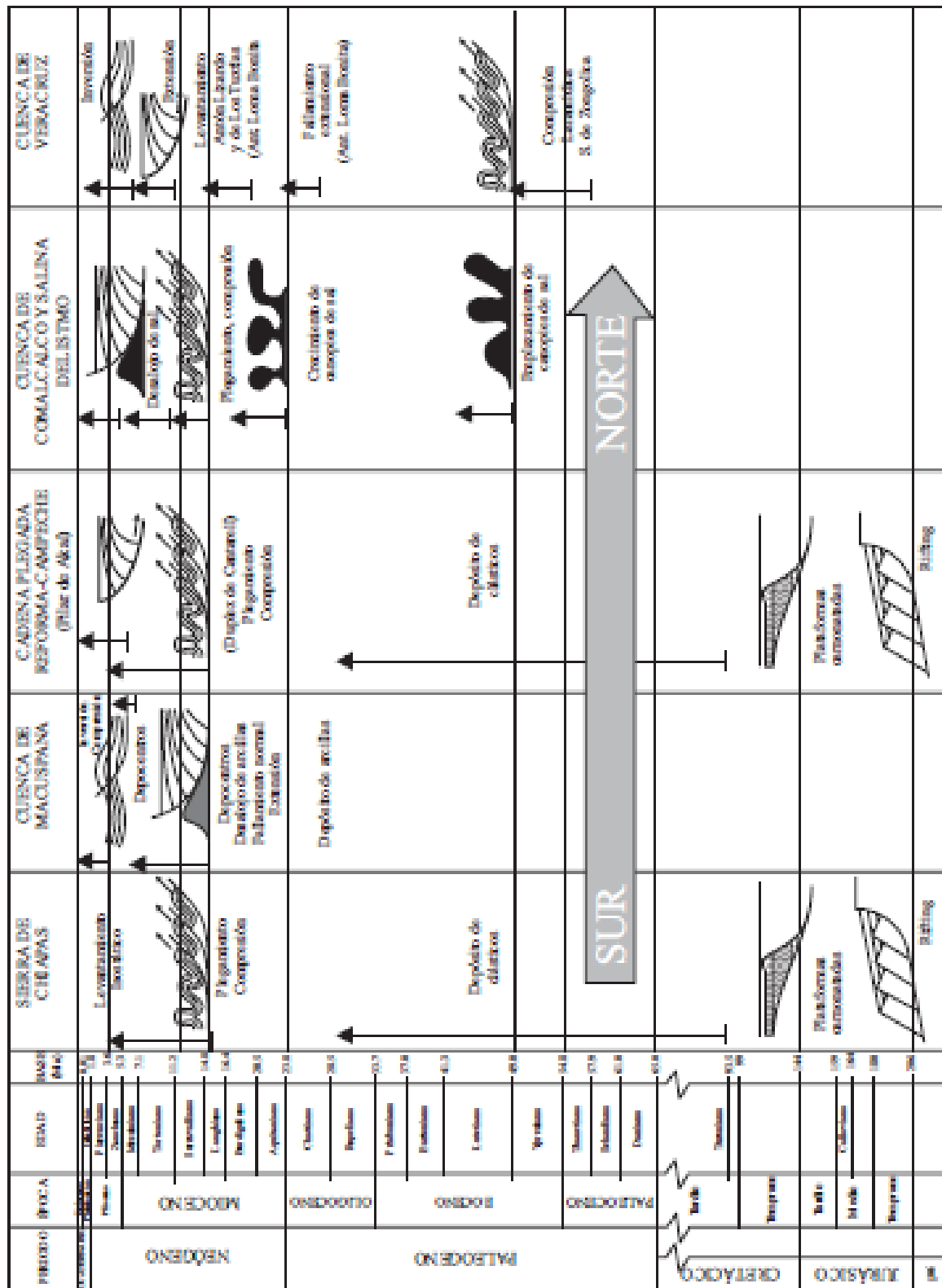


Figura 31. Representación esquemática cronológica de los eventos tectónicos que afectaron la región del sureste mexicano y la región meridional del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

Gracias a esta representación esquemática, se puede definir de forma general la historia tectónica del sur de la cuenca del Golfo de México, y del sureste mexicano, dentro de tres grandes etapas:

- Etapa de *Rifting* o apertura continental (Triásico Tardío – Jurásico Medio).
- Etapa de Tectónica de Margen Pasivo (Jurásico Tardío – Cretácico Tardío).
- Etapa de Tectónica Compresiva (Cretácico Tardío – Reciente)

Rift Triásico Superior – Jurásico Medio

La cuenca del Golfo de México inició su apertura durante el Triásico Tardío como grabenes bordeando la cuenca (Salvador, 1991b). Estos grabenes fueron rellenados con capas rojas y rocas volcánicas del Triásico Tardío y del Jurásico Temprano (Hudec *et al.*, 2013). El *rifting* en el Golfo de México fue parte de la fragmentación del supercontinente Pangea con la microplaca de Yucatán desplazándose hacia el sureste y alejándose de América del Norte (Hudec *et al.*, 2013). Algunos autores (Van der Voo *et al.*, 1976) postulan que el inicio de la formación del actual Golfo de México ocurrió en varias fases relacionadas con la apertura del mar de Tethys durante el Triásico, y la apertura del actual Océano Atlántico en el Jurásico Temprano. La expansión del suelo marino procedió en el Atlántico Central durante el Jurásico Temprano al Jurásico Medio (190-158 Ma), siguiendo la expansión marginal Apalachiana y del Atlántico Central, pero la expansión continental difusa continuó en los márgenes del Golfo de México y las regiones Proto-Caribe hasta probablemente el Oxfordiano Temprano (158 Ma) (Pindell y Kennan, 2009). Esta fase synrift en las márgenes del Golfo de México parece haber sido de bajo ángulo, de naturaleza asimétrica, con la separación de Yucatán de los márgenes del actual Estados Unidos y el noreste del Golfo de México en una dirección relativa hacia el sureste con una probable rotación menor en sentido contrario a las agujas del reloj (Pindell y Kennan, 2007). El Arco de Tamaulipas, Sierra de Balcones, y el flanco sur de los “arcos” de Sabina y Wiggins son probablemente bloques bajos asimétricos de la expansión del piso oceánico (“*riff*”) que fueron tectónicamente transportados por extensión a lo largo de un despegue de bajo ángulo. El Macizo de Chiapas aparece como un bloque del

despegue de bajo ángulo donde el bloque de Yucatán es expulsado hacia el este (coordenadas actuales) para formar la cuenca rica en sal del Cinturón Plegado de Chiapas en el Jurásico Medio. Pindell y Kennan (2009) sitúan al Macizo de Chiapas, en su reconstrucción de la tectónica del Caribe y el Golfo de México, como una proyección al sur del Arco de Tamaulipas previo a la expansión rotacional del piso oceánico en el Golfo de México, tal que los dos trenes graníticos tienen una historia de expansión común (*footwalls*) en adición a litologías y geocronologías similares. El Bloque Yucatán ha sido reducido alrededor de 20 % norte-sur (figura 32).

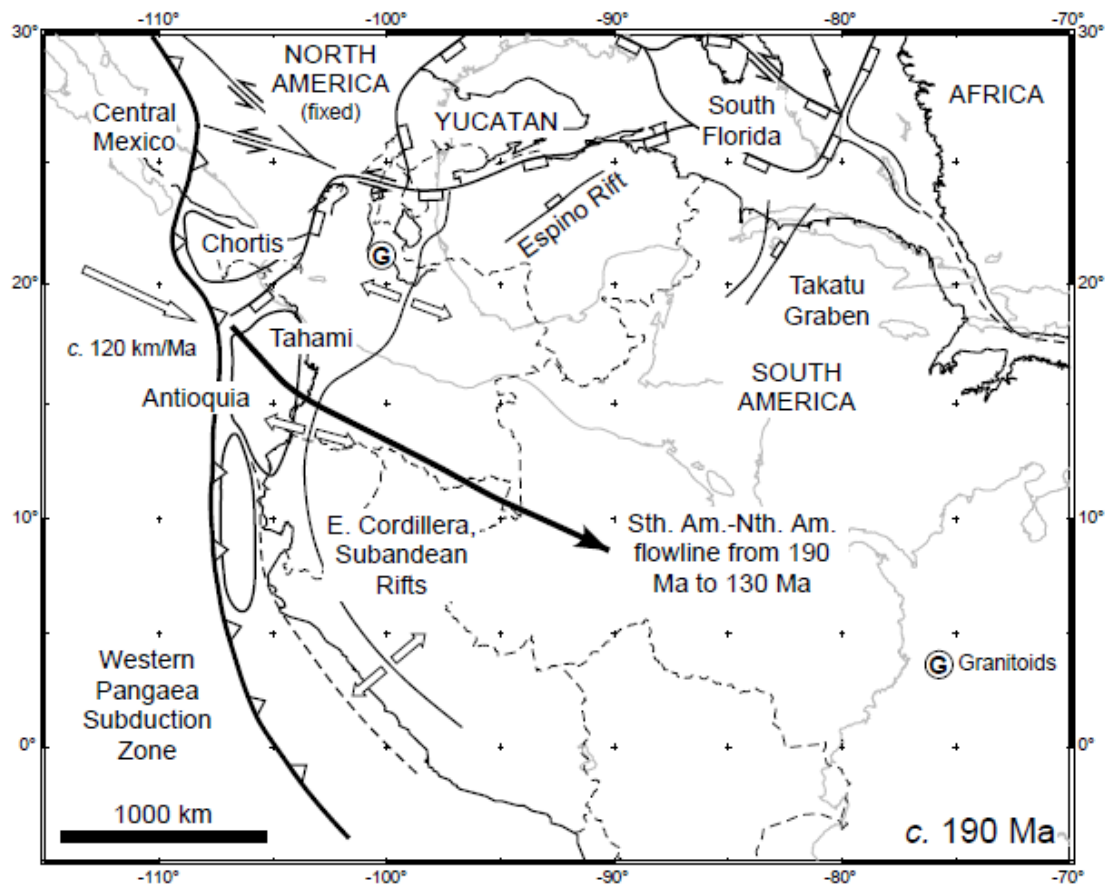


Figura 32. Reconstrucción de 190 Ma (Jurásico Temprano) de la región circundante al Golfo de México, empleando el ajuste al Atlántico Ecuatorial de Pindell *et al.*, (2006), marcos de referencia fijados en Norte América. La posición de Yucatán en esta etapa de syn-rift es limitada por cierres geométricos y subsecuente fábrica de rotación de corteza oceánica del Jurásico Tardío en el centro y el este del Golfo de México. La posición del sur de México está condicionada por la necesidad de evitar superposición con el noroeste de Los Andes. Uno o más sistemas de fallas transtensionales, dirección NO-SE, estaban activas durante el Jurásico Temprano a Medio, permitiendo a los terrenos mexicanos desplazarse al sureste, relativamente respecto al resto de Norteamérica (Pindell y Kennan, 2009).

La expansión (*rifting*) del Triásico Tardío al Jurásico Medio desarrolló varios grabenes extensos con secciones sedimentarias variando desde las capas rojas no marinos del Triásico Superior a los depósitos de sal del Jurásico Medio (Magoon *et al.*, 2001). Es muy probable que durante la etapa temprana del proceso de rifting, la corteza continental sólo haya estado sujeta a hundimientos lentos y a ensanchamiento de los sistemas de grabenes que poco a poco fueron inundados por las aguas del Pacífico (Padilla y Sánchez, 2007). Los grabenes quedaron rellenos con capas rojas continentales y material volcánico desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior. Esta es la secuencia descrita en el suroeste de México como Formación Todos Santos.

La distribución de los depósitos de sal del Jurásico Medio (Calloviano principalmente) sugiere una amplia continuidad del marco depositacional en un mar interior somero con solo conexiones menores con el Océano Pacífico (Salvador, 1991b). La presencia de gruesos depósitos de sal tanto al norte como el sur del Golfo de México indica alguna subsidencia continuada en esta región previa a la apertura del Golfo de México (Salvador, 1991b). En el Jurásico Medio (o inicios del Jurásico Tardío), cuando la plataforma de Yucatán fue trasladada hacia el sur cerca de su actual posición, se infiere que la expansión del suelo oceánico llevo a desarrollar suelo oceánico en donde se encuentra actualmente el centro de la cuenca del Golfo de México (Magoon *et al.*, 2001). La configuración resultante de la cuenca del Golfo de México se ha mantenido esencialmente hasta el presente. La depositación extensiva de la sal cesó en el Jurásico Tardío sobre la apertura de la cuenca del Golfo de México, quizá debido al gran influjo y profundización de las aguas marinas (Magoon *et al.*, 2001).

De acuerdo con Pindell y Kendall (2009), para los tiempos del Calloviano Tardío (158 Ma) (figura 33), la mayoría de la extensión intra-continental en la región del Golfo, y la migración de terrenos de cordillera en México, había ocurrido, y fue seguida por expansión inicial del piso oceánico en el Golfo. Esta es la primera reconstrucción en la cual hay espacio entre las Américas para acomodar el área de corteza continental altamente extendida, cuencas salinas de México y Estados

Unidos, y posibles zonas de manto serpentizado flanqueando la actual corteza oceánica central del Golfo (Pindell y Kennan, 2009).

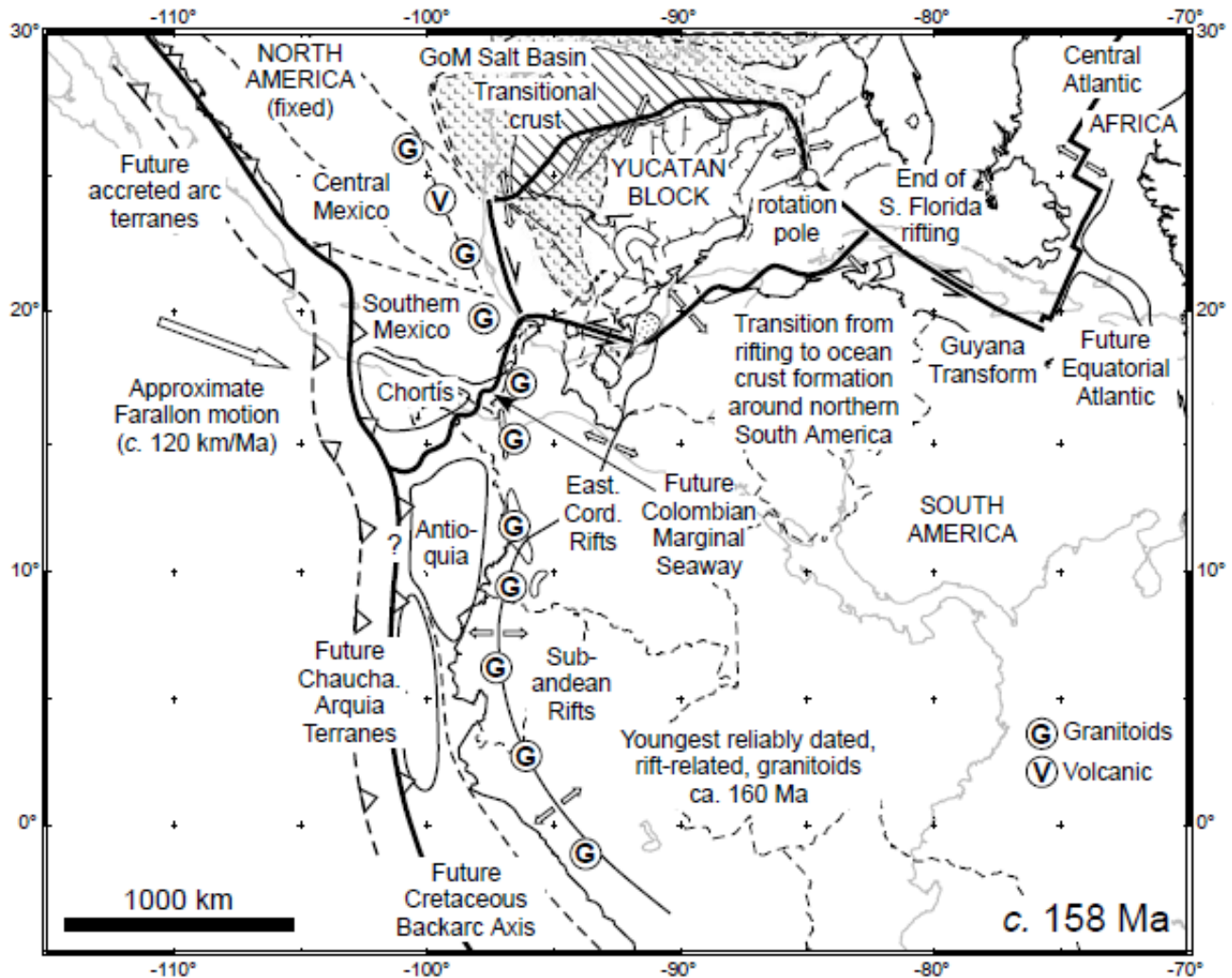


Figura 33. Reconstrucción de 158 Ma de la región circundante al Golfo de México. La fragmentación de Pangea ha alcanzado la formación de una incipiente corteza oceánica en el Golfo de México, el Proto-Caribe que se abre entre los actuales Yucatán y Venezuela, y posiblemente entre Colombia y el bloque Chortis. La expansión (*rifting*) está activa y existe un cinturón de granitoides de aproximadamente 500 km desde el arco transamerica, algunos de los cuales están asociados con rifting o arcos tectónicos extensionales (Pindell y Kennan, 2009).

Es difícil determinar el tiempo de inicio de la depositación de la sal (Pindell y Kennan, 2009). La evidencia con que se cuenta en la actualidad indica que toda la sal del Golfo de México se depositó durante el Calloviano (164-159 Ma) (Salvador, 1991b), en una gran cuenca de miles de kilómetros cuadrados, que hoy se encuentra dividida en dos partes, una al norte y otra al sur, por una franja donde no hay sal, de orientación aproximada este-oeste en la porción central del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007) (figura 34).

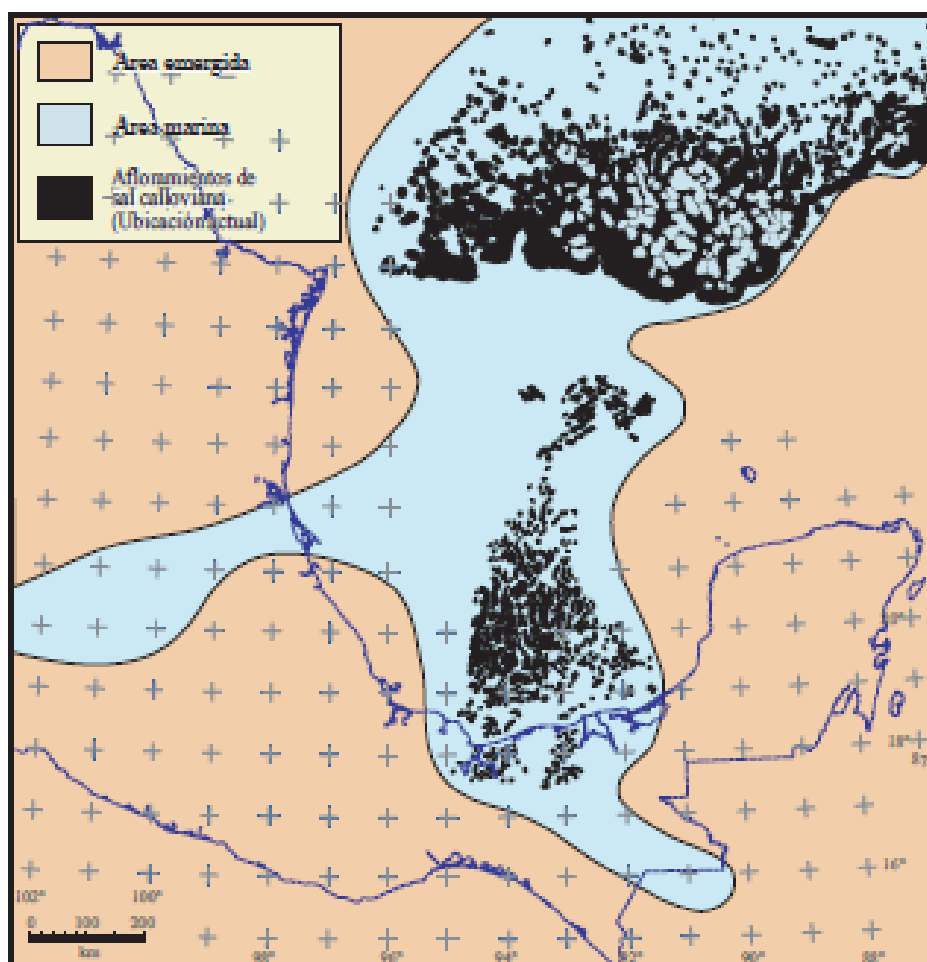


Figura 34. Paleogeografía del Jurásico Medio en el área del Golfo de México. En color negro se muestra la distribución actual de la sal depositada durante el Calloviano (Padilla y Sánchez, 2007). La sal aflora en el fondo marino en dos masas, una septentrional y otra meridional, separadas por una franja sin sal. Las costas y fronteras actuales se muestran como referencia.

Cuando inició la expansión del piso marino, el polo de rotación estaba situado cerca del sureste, y por lo tanto las tendencias de la zona de fractura en el Golfo de México son altamente curvilíneas (figura 35) (Imbert, 2005), registrando la fuerte rotación en dirección contraria a las agujas del reloj del Bloque Yucatán durante la primera etapa de la expansión del piso oceánico (Pindell y Dewey, 1982); esto siguiendo el modelo de “Rotación de Yucatán” (Pindell y Dewey, 1982) para describir la evolución tectónica del Golfo de México. Las tendencias de los procesos de expansión del suelo oceánico (*rifting*) del Triásico y Jurásico en la mayor parte del Proto-Caribe (Florida, Yucatán, Venezuela y Trinidad) son en su mayor parte paralelos (orientados en dirección 070°) cuando el bloque de Yucatán es rotado 30° a 40° en dirección de las agujas del reloj relativo al presente (figura 35, Pindell y Kennan, 2009).

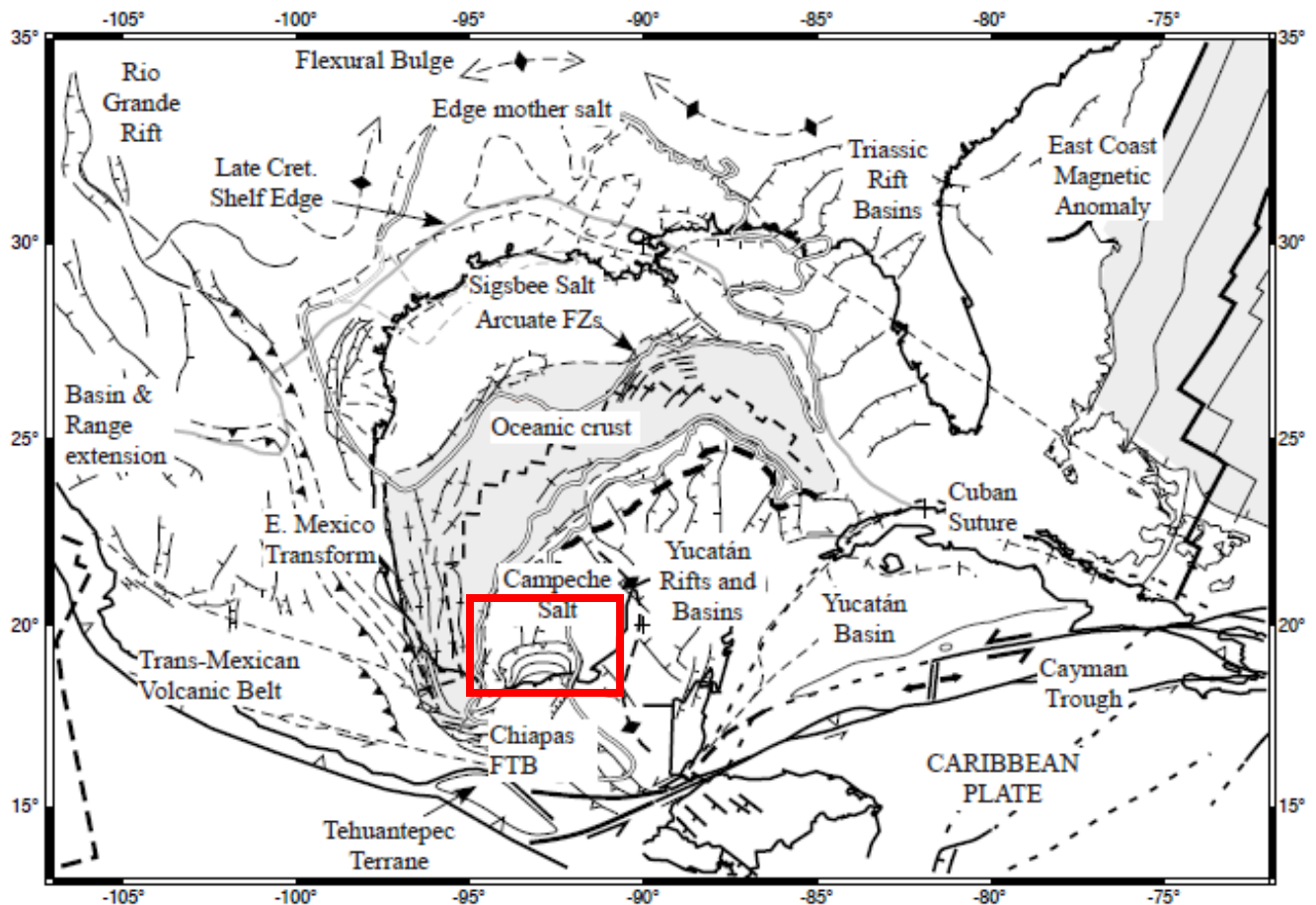


Figura 35. Mapa tectónico actual de la Región del Golfo de México, en el cuadro rojo se resalta la ubicación relativa de la zona de este estudio (Modificado de Pindell y Kennan, 2009).

La naturaleza del límite océano-continente en el Golfo de México no se encuentra bien definido (Pindell y Kennan, 2009). El basamento llano en la parte central profunda del Golfo de México es corteza oceánica normal como es sugerido por la aplicación del *backstripping* y por el hecho de que las terminaciones sísmicas de los reflectores del sedimento basal apunta hacia la parte central, la franja magnéticamente positiva de corteza en el Golfo de México central continuando desde el sureste del Golfo hasta la Cuenca de Veracruz, lo cual se cree sea el área de las “colinas enterradas” en la zona más profunda al noreste del Golfo.

El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur se realizó a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes que han recibido diferentes nombres por diversos autores. El sistema de fallas occidental (*Falla Transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas*; Pindell, 1985 o *Falla Tamaulipas-Oaxaca*; Padilla y Sánchez, 2007) ha sido el más estudiado.

Diversos autores (Dengo, 1972; Case, 1980) dieron cuenta de la estrecha relación existente entre este sistema de fallas y las trayectorias de otras fallas transformantes en otras partes del mundo. Robin (1982) sugirió que esta falla constituye el límite entre los basaltos, andesitas y dacitas de la Franja Volcánica Trans-Mexicana y las rocas alcalinas e hiperalcalinas de la planicie costera del Golfo. Ramírez - Ramírez (1984) interpretó este sistema de fallas (figura 36) como el límite entre la corteza continental clásica y la corteza continental atenuada de la margen occidental del Golfo de México. Esta última también podría definirse, de acuerdo con espesores corticales reportados en algunas áreas del Golfo de México (15 – 18 km), como una corteza transicional, de acuerdo con estudios corticales realizados en el Golfo de México y en regiones del Caribe (Sandoval-Ochoa, 1999; Guedez, 2003).

Alaniz-Alvarez *et al.* (1996) determinaron que este sistema de fallas (figura 36) tuvo un movimiento de transcurrencia durante el Jurásico Medio (aprox 165 Ma).

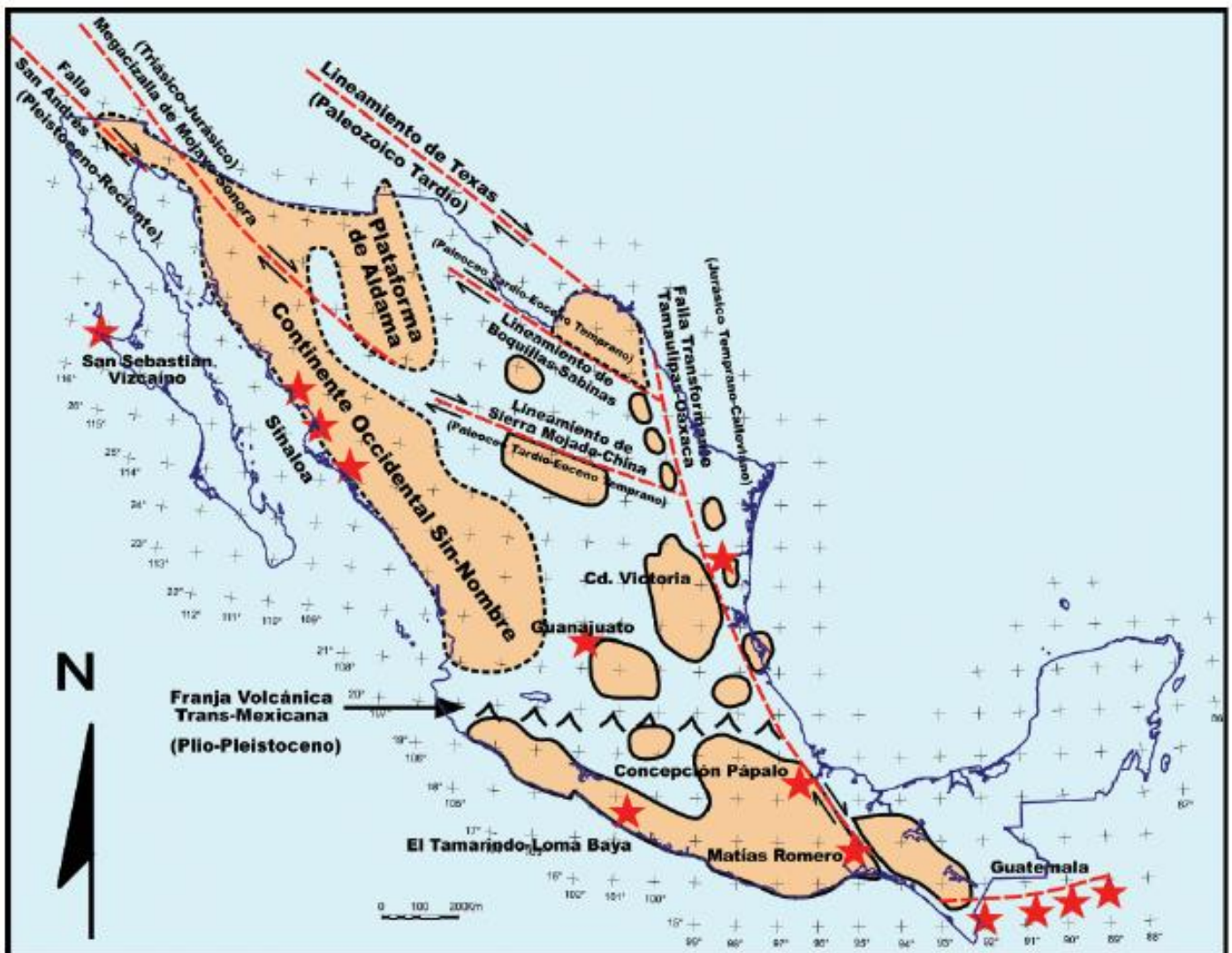


Figura 36. Estructuras regionales que afectan la corteza continental de México. La edad en la que las fallas se encontraron activas se muestra entre paréntesis al lado de cada una de ellas. Las estrellas rojas indican localidades de afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas (Padilla y Sánchez, 2007).

De acuerdo con Padilla y Sánchez (2007), la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca tuvo un papel muy importante en la apertura y posterior evolución del Golfo de México, el cual resumió de la siguiente manera (figura 36):

- a. La forma de arco de círculo que tiene esta falla, apoya un deslizamiento lateral del Bloque Yucatán a lo largo de ella durante el Jurásico Temprano-Medio, que hace girar a Yucatán unos 49° en sentido contrario a las agujas del reloj. Esto es concordante con datos paleomagnéticos de Guerrero-García (1975) y Pindell y Kennan (2003).

- b. Al finalizar el Calloviano cambia su desplazamiento lateral nuevamente a vertical y actúa como un sistema de fallas normales que favorecen la subsidencia del piso del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1982).
- c. Constituye el límite entre la corteza continental y la corteza continental adelgazada o corteza transicional.
- d. Es el conducto para la actividad volcánica alcalina e hiperalcalina en la planicie costera del Golfo de México, además de ser el límite entre el vulcanismo dacítico-andesítico de la franja Trans-Mexicana y la mencionada planicie costera del Golfo.
- e. El conjunto de fallas cuasi-paralelas que constituyen la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca, limitan individualmente a los bloques de basamento que estuvieron emergidos durante el Mesozoico Temprano, como el Archipiélago de Tamaulipas, las plataformas de Valles-San Luis Potosí y Tuxpan.

La fase rotacional de la expansión del piso marino continuó en el Golfo de México hasta el Jurásico Tardío o el Cretácico Temprano (Pindell y Kennan, 2009).

Hudec, *et al.*, (2013) proponen que la sal del Calloviano fue depositada en depresiones corticales preexistentes sobre corteza continental híperextendida y corteza transicional. Del mismo modo, luego que la depositación de la sal finalizó, el *rifting* continuó por otros 7 a 12 millones de años, antes que iniciara la expansión del suelo oceánico. Durante esta fase de extensión de corteza postsalina, la sal y su sobrecarga fueron extendidas por unos 100 a 250 km, dependiendo de la ubicación. Hudec, *et al.*, (2013) se basan en la creciente disponibilidad de datos de alta calidad en los últimos años en aguas profundas del norte del Golfo de México, adquisición de datos sísmicos de acimut amplio (*wide-azimuth*) y datos sísmicos preapilados migrados en profundidad, los cuales han permitido obtener una imagen más amplia de la sección jurásica. Respecto al sur del Golfo de México, PEMEX y el Instituto Mexicano del Petróleo han adquirido mayor información sísmica 3D y han publicado más interpretaciones en estudios colaborativos (Hernández-Mendoza, *et al.*, 2008; Bartolini y Román Ramos, 2009). Como resultado, se ha logrado una

interpretación de la cuenca jurásica delimitada por la información sísmica disponible a nivel regional en toda la cuenca del Golfo de México.

Se emplea el término “Cuenca Salina del Golfo de México” para referirse conjuntamente a todas las cuencas y subcuencas salinas en el Golfo de México (figura 37). Como en muchas cuencas salinas de margen pasivo, la sal en el Golfo de México descansa actualmente en dos partes en los lados opuestos de una cuenca oceánica (Hudec *et al.*, 2013).

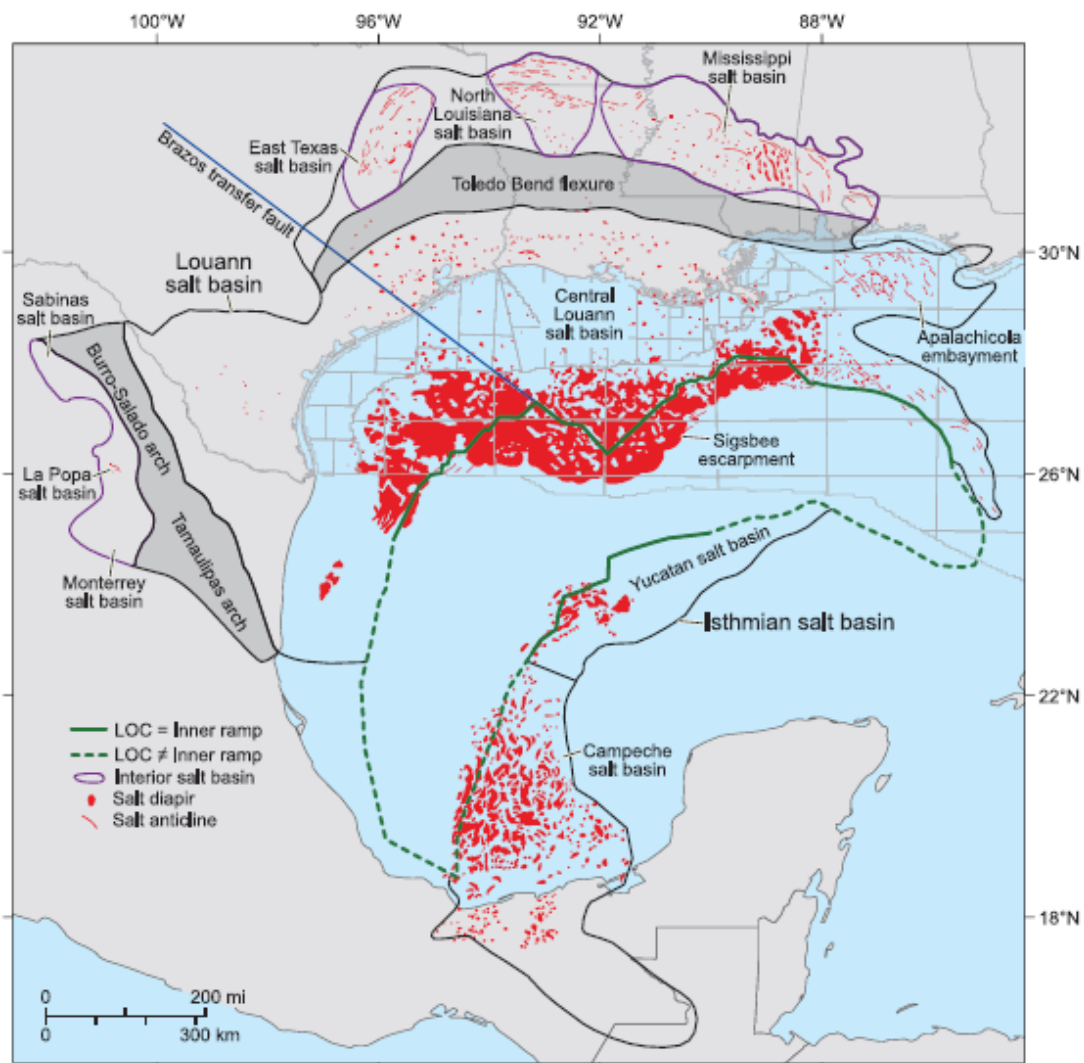


Figura 37. Cuencas salinas en la región del Golfo de México, mostrando las ubicaciones de las estructuras salinas (Hudec *et al.*, 2013)

Hudec *et al.*, (2013) se refieren a la cuenca salina del norte del Golfo de México como “cuenca salina Louann.” La cuenca salina del sur del Golfo de México (donde se encuentra el área de este estudio), tiene varios nombres diferentes. El nombre “Cuenca Salina del Istmo” es el adoptado debido a que es consistente con la nomenclatura oficial de las provincias geológicas de México (Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2010).

Respecto a la Cuenca Salina del Istmo, la parte sur de la Cuenca Salina del Golfo de México se divide la misma en dos subcuencas, con la sal más delgada separándolas a través de un *ridge* del basamento extendiéndose al noroeste desde la esquina noroeste de la plataforma de Yucatán (Figura 37). La Cuenca Salina de Campeche esta al suroeste de esta cresta (*ridge*), en la Bahía de Campeche y adyacente a las áreas terrestres. La Cuenca Salina de Yucatán esta al noreste del *ridge*, costafuera del estado de Yucatán.

Los primeros trabajos llevados a cabo en el Golfo de México interpretaron la sal a lo largo de toda la cuenca (Lyons, 1957; Ewing *et al.*, 1962; Watkins *et al.*, 1978). Sin embargo, el mapeo de provincias diapíricas costafuera sobre datos sísmicos de penetración somera reveló que no existían diapiros de sal en el centro de la cuenca, llevando a la hipótesis que la sal fue depositada solo en geosinclinales alrededor del margen de la cuenca (Meyerhoff, 1967). El advenimiento de la teoría de la tectónica de placas pronto llevó a la especulación que las provincias diapíricas en los lados norte y sur del Golfo de México fueron una vez una cuenca salina continua que fue dividida durante el rifting. La idea de una Cuenca Salina del Golfo de México bisectada se remonta al menos a los artículos de Kupfer (1974) y Burke (1975) y ha sido una característica de la mayoría de las síntesis y restauraciones regionales desde entonces (Pindell y Dewey, 1982; Salvador, 1987, 1991a; Buffler, 1989; Marton y Buffer, 1994; Pindell y Kennan, 2001, 2007, 2009).

Hudec *et al.* (2013) toma en cuenta muchas de las hipótesis que se han presentado anteriormente: una cuenca salina bisectada, existencia de una rampa interna, y flujo hacia el mar de la sal depositada del rifting, para formar franjas alóctonas y paraautóctonas hacia el límite de la cuenca en dirección al mar. Adicionalmente,

realiza un mapeo del límite de corteza oceánica normal y de las provincias salinas usando datos sísmicos y se propone un largo periodo de extensión cortical después de la depositación de la sal. Esto tiene varias implicaciones importantes.

En primer lugar, el mapeo del límite de corteza oceánica en los lados norte y sur de la cuenca no son paralelos, implicando un proceso de rifting diacrónico. Continuando con la reconstrucción de Hudec *et al.* (2013), el Golfo de México tiene dos segmentos de extensión, separados por la falla transformante Brazos (Figura 38).

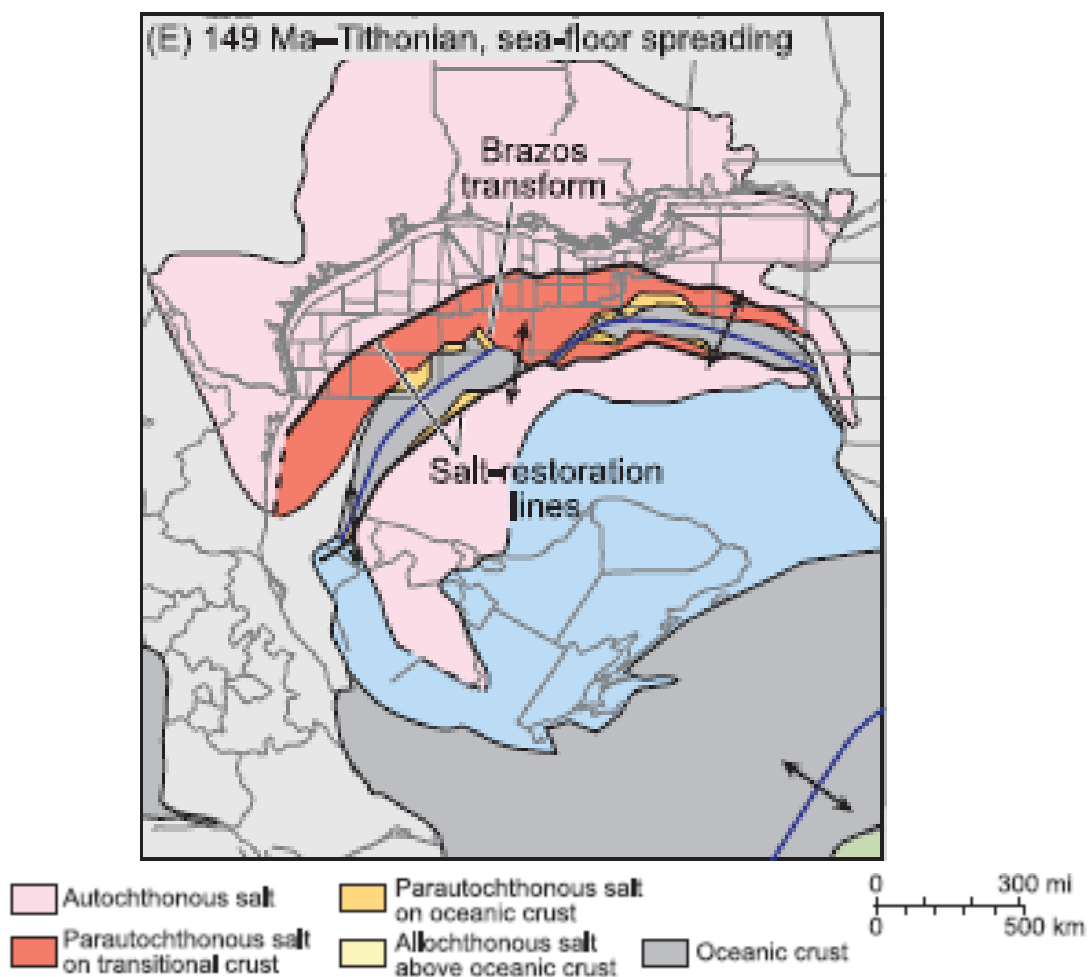


Figura 38. Restauración de la evolución de la Cuenca del Golfo de México para el Jurásico Tardío (Tithoniano), mostrando el modelo de expansión del fondo oceánico y dispersión de los depósitos salinos que iniciaron en el Jurásico Medio (Calloviano) (Modificado de Hudec *et al.*, 2013).

Tectónica de Margen Pasivo Jurásico Tardío – Cretácico Tardío

Durante este periodo, el Bloque de Yucatán no puede ser solapado con el norte de Los Andes. Marton y Buffer (1994) mostraron que el fallamiento extensional cesó en el sureste del Golfo durante el Cretácico Temprano, donde diversos autores coinciden, y marcaría el fin del movimiento significativo de Yucatán con respecto a Norte América, del cual Florida fue parte durante ese momento. A lo largo de la zona de cizalla del este de México, a lo largo del cual habría migrado el Bloque de Yucatán (Pindell y Kendall, 2009), la porción Tuxpan del margen fue una zona de fractura con poco o nulo fallamiento Jurásico en la parte superior de la sección sedimentaria, mientras que la porción Veracruz-Tehuantepec se convirtió en una transformante extinta cuando se detuvo la migración de Yucatán (Pindell, 1985).

El marco tectónico estable que se desarrolló en el Jurásico Tardío llevo a un régimen de depositación estable que continua hasta el presente (Magoon *et al.*, 2001). El proceso tectónico de *rifting* que dio paso a la apertura del Golfo de México terminó al fin del Calloviano (Jurásico Medio), después de lo cual, durante el Oxfordiano (Jurásico Tardío), se desarrollaron amplias plataformas de aguas someras a todo lo largo de los bordes del protogolfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos, con extensas barras oolíticas en los bordes de plataforma (Salvador, 1991c; Williams-Rojas y Hurley, 2001). Este periodo se caracteriza por el depósito de clásticos en las zonas litorales, por la abundancia de carbonatos en las plataformas y por el depósito de menores espesores de lutitas y carbonatos con intercalaciones delgadas de calizas argiláceas en las zonas de cuenca (Padilla y Sánchez, 2007). De hecho, estas asociaciones litológicas formaron bandas concéntricas muy bien definidas en los bordes del Golfo de México (Salvador, 1991b).

De acuerdo con Salvador (1987), durante el Jurásico Tardío, el Golfo de México continuó aislado del Océano Atlántico, y solo mantenía una rampa en tiempos del Oxfordiano Tardío – Kimmeridgiano. Nuevamente Salvador (1987), expone que el Golfo de México en el Jurásico Tardío solo mantenía una conexión intermitente con el Pacífico a través del suroeste de Yucatán, en tanto que Pindell (1985) considera que la entrada de agua marina al Golfo de México se produjo entre la actual Florida

y Yucatán. Salvador (1987, 1991) indica que los bloques de basamento emergidos que formaban las paleoislas en el occidente del Golfo de México continuaban afectando la sedimentación de la región, siendo el mayor aporte de clásticos los provenientes del Bloque de Yucatán. Estas condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron durante el Kimmeridgiano (Figura 39).

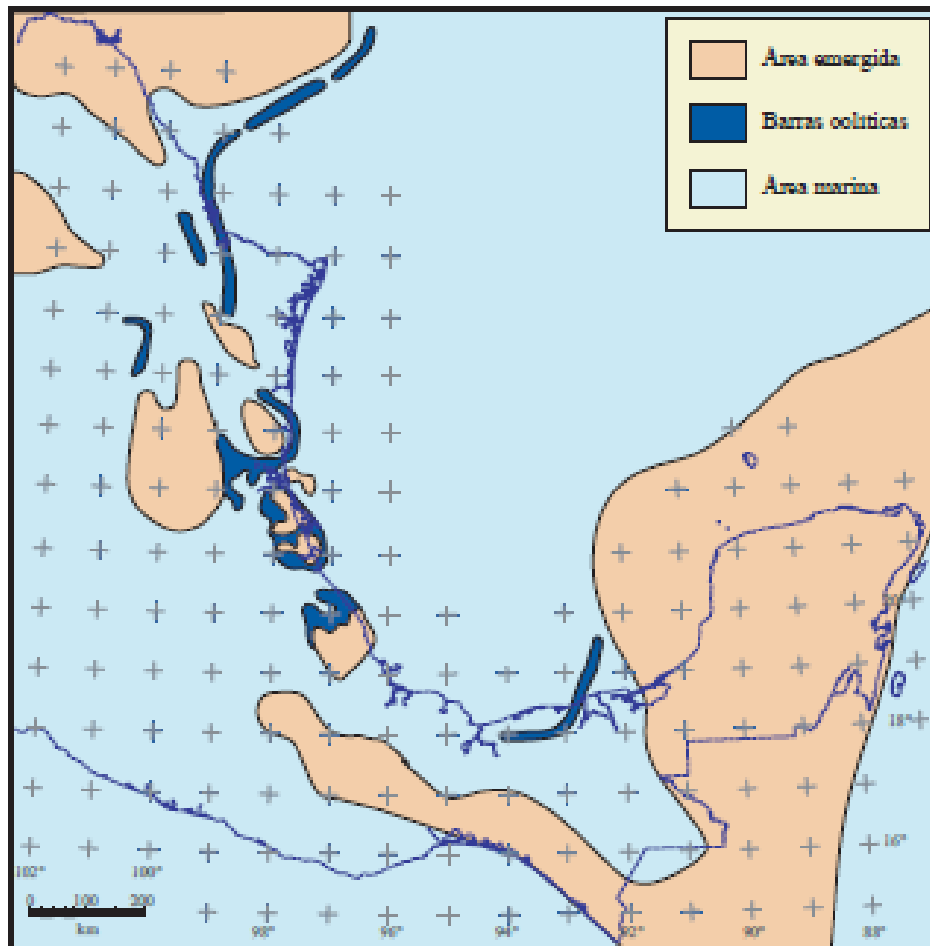


Figura 39. Paleogeografía del Kimmeridgiano Temprano. Para este tiempo había cesado la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca, ya había cesado su movimiento lateral, y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque de Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy (Padilla y Sánchez, 2007).

Durante el Jurásico Tardío (Oxfordiano – Kimmeridgiano), con respecto a la tectónica salina, se ha propuesto una extensión de la suprasal (Hudec *et al.*, 2013), partiendo de líneas sísmicas regionales que muestran decenas de kilómetros de extensión de la sal por rampas de despegues dentro de los estratos Jurásicos (Figura 40).

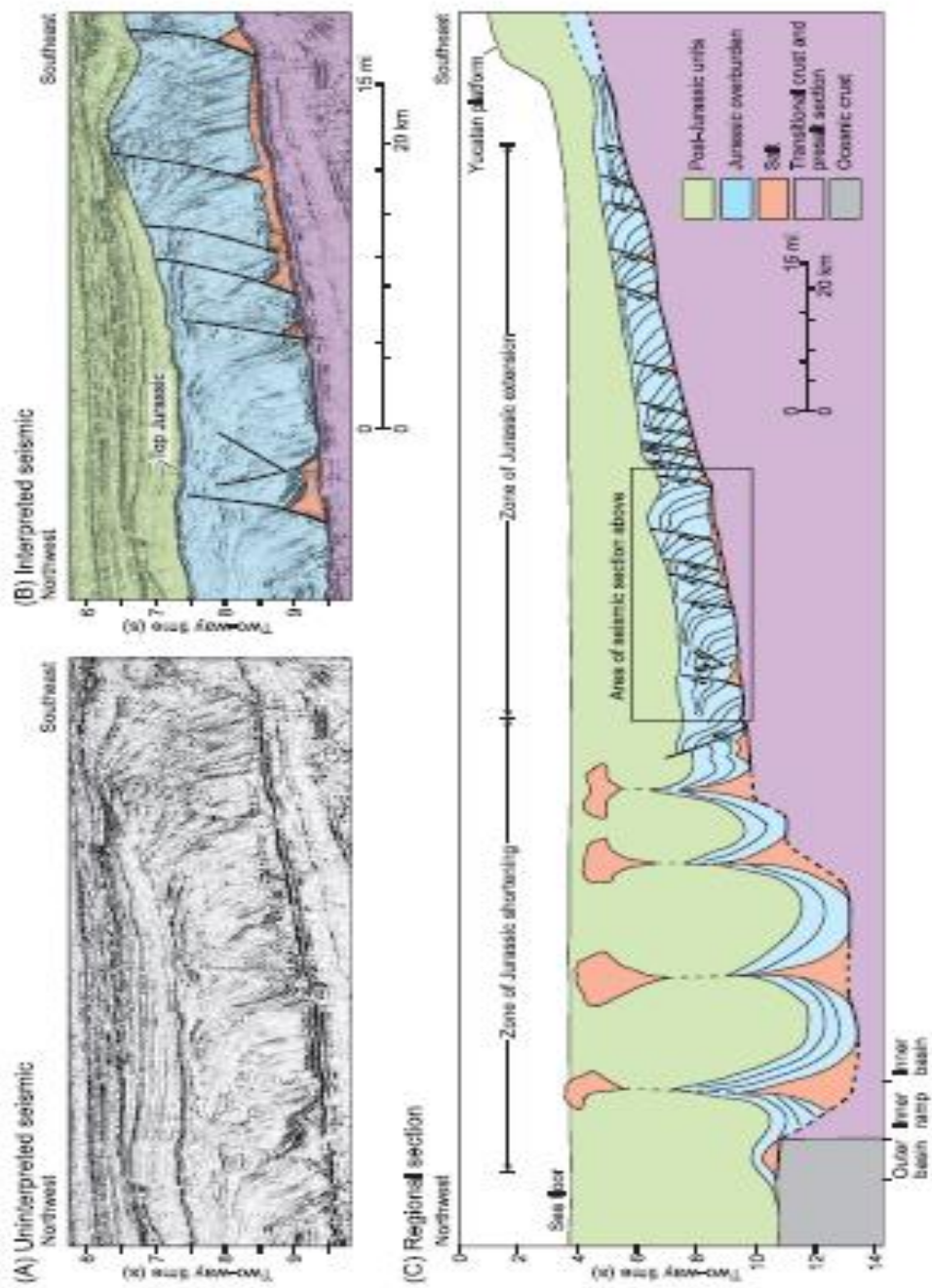


Figura 40. Extensión del despegue de la sal (salt-detached) sin balancear por acortamiento del despegue de la sal en la Cuenca Salina de Yucatán. (A y B) son las secciones sísmicas sin interpretar e interpretadas mostrando la extensión del despegue en la Cuenca Salina de Yucatán. (C) Sección regional simplificada basada en datos sísmicos. La falta de datos de pozos en la cuenca no permite la correlación a través de las fallas, pero se estima una extensión de 40 a 70 km de extensión del despegue de la sal sobre la base de geometrías tipo *rollover*. El acortamiento del Jurásico es igualmente difícil de calcular, aunque de acuerdo con los estimados del ancho de los diapiros antes de ser acortados, el acortamiento es menor a 10 km. Datos sísmicos propiedad de Petróleos Mexicanos (PEMEX) (Hudec *et al.*, 2013).

Se interpretó la mayor parte del crecimiento en estas fallas como Oxfordiano-Kimmeridgiano. Los extremos del mar de ambos márgenes contienen diapiros activos que pueden haber sido desalojados por el acortamiento del despegue de la sal, pero la magnitud del acortamiento parece ser solamente una pequeña fracción de la extensión registrada más lejos estructura arriba. También, debido a que mucho del acortamiento es posterior a la extensión, éste no está cinemáticamente relacionado (Hudec *et al.*, 2013).

No se tiene evidencia firme con respecto a la edad de la corteza oceánica en el Golfo de México. Todas las estimaciones hechas (Pindell, 1985; Salvador, 1991a) están basadas en reconstrucciones de tectónica de placas o sobre la asunción que la aparición de la propagación del fondo marino terminó con la depositación de la sal. En la ausencia de datos isotópicos o magnéticos reversos, la edad de la corteza oceánica podría ser estimada por la datación del sedimento más antiguo que descansa sobre la corteza. Los sedimentos más antiguos descansan encima de la corteza oceánica más antigua y prograda progresivamente contra la corteza más joven en la cordillera. Cualquier depósito de sedimentos antes del inicio de la expansión del suelo oceánico se encuentra restringida a las áreas contiguas a la corteza oceánica (Figura 41).

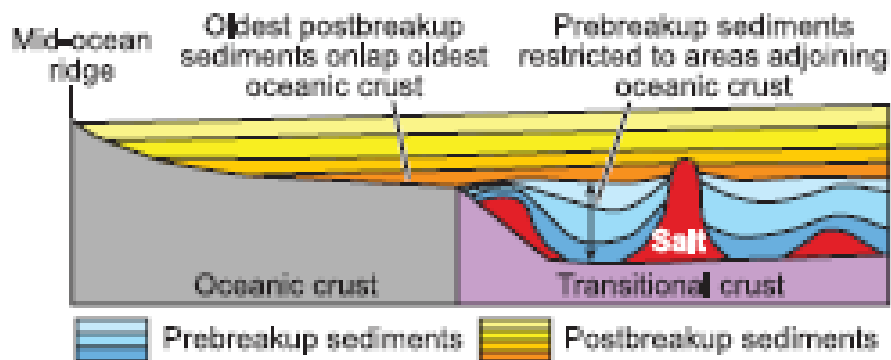


Figura 41. Sección esquemática mostrando las relaciones de distribución de sedimentos al inicio de la expansión del suelo oceánico. Los sedimentos depositados previo al rompimiento están restringidos a las cuencas en cada lado de la corteza oceánica, mientras que los sedimentos depositados luego de la fragmentación terminan en contacto con la corteza oceánica (Hudec *et al.*, 2013).

Para el Tithoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secuencias de estratificación delgadas de lutitas y carbonatos, en las cuales aumentó considerablemente la presencia de organismos, probablemente favorecido por un clima templado (Padilla y Sánchez, 2007). Se tiene evidencia de que el proceso de apertura (*rifting*), el cual cesó hacia el noreste de México para el Tithoniano, continuó activo en algunas partes de la plataforma de Yucatán y en donde actualmente se encuentra la Sierra de Chiapas, lo que paralelamente incrementó la rotación del Bloque Yucatán (Quezada Muñeton, 1992).

Una característica notable de la reconstrucción de Hudec *et al.* (2013) es que el límite normal de corteza oceánica en los lados norte y sur del Golfo de México no son imágenes espejos (Figura 42). En particular, el saliente prominente de la Cordillera Walker, al norte, no tiene su indentación correspondiente en el lado mexicano de la cuenca (Figura 43). Los límites de placas asimétricos implican que la corteza oceánica comenzó formándose en tiempos diferentes a lo largo de la cuenca. Este tipo de geometría en la cual los límites de la corteza oceánica normal sobre los márgenes conjugados no son isócronos también es visto en márgenes tales como Australia-Antártica (Direen *et al.*, 2012).

Por lo tanto, se infiere que el inicio de la expansión del suelo oceánico fue diacrónico en el Golfo de México, iniciando en las partes oeste y este de la cuenca antes que el centro de la cuenca se rompiera (Figura 42 E, F).

Con excepción de la parte central del Golfo de México, la sal en cuenca externa continua su flujo hacia el mar afuera hasta que el suministro se detuvo, dejando una delgada capa de sal parautóctona descansando sobre la corteza oceánica. Esta vena de sal fue entonces enterrada por sedimentos del Jurásico Superior y del Cretácico (Hudec *et al.*, 2013).

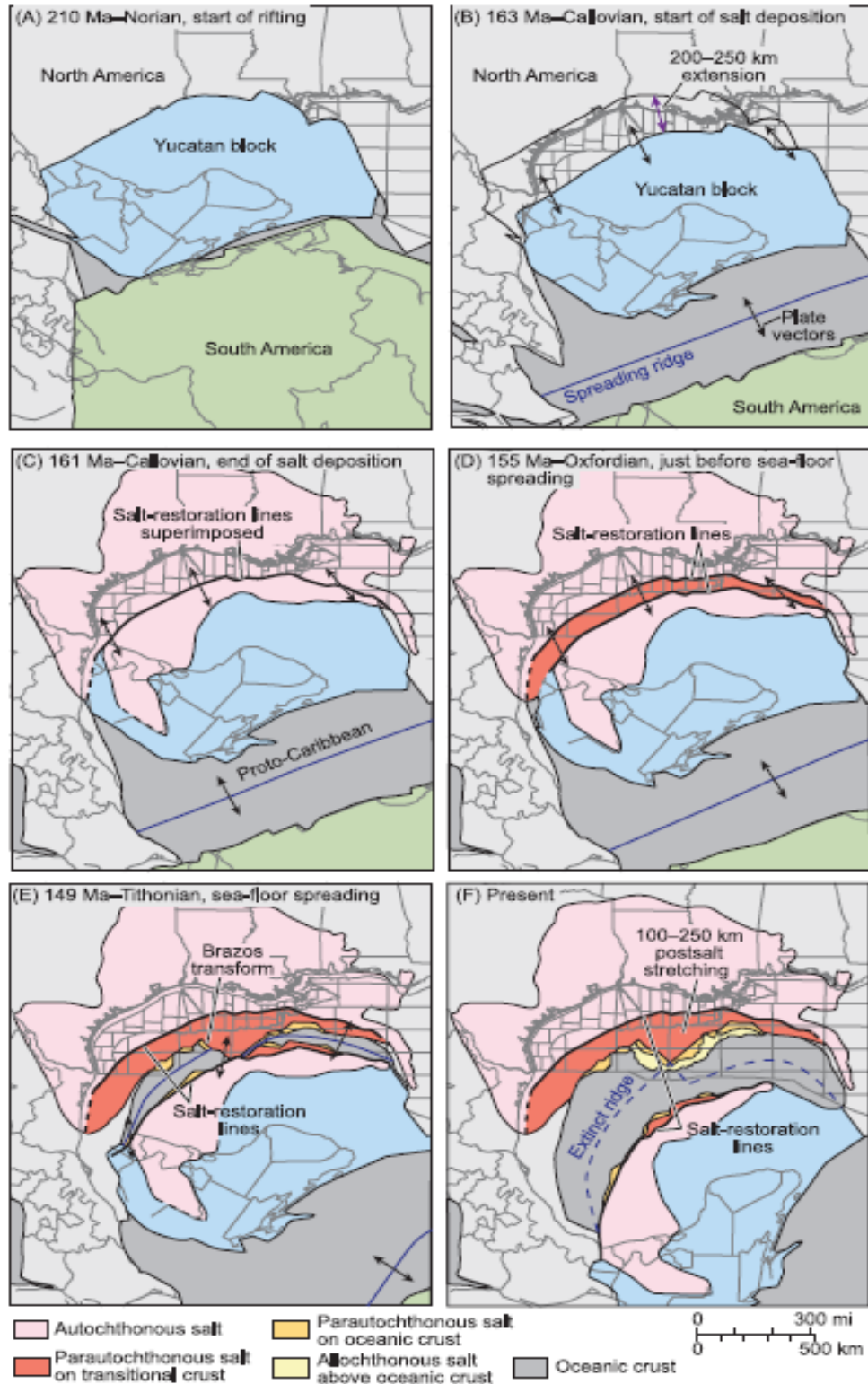


Figura 42. Restauración secuencial de la expansión de la Cuenca del Golfo de México y la depositación y expansión de la sal. Nótese la asimetría de la depositación actual de sal a nivel de cuenca entre el norte y el sur de la misma (F) (Hudec *et al.*, 2013).

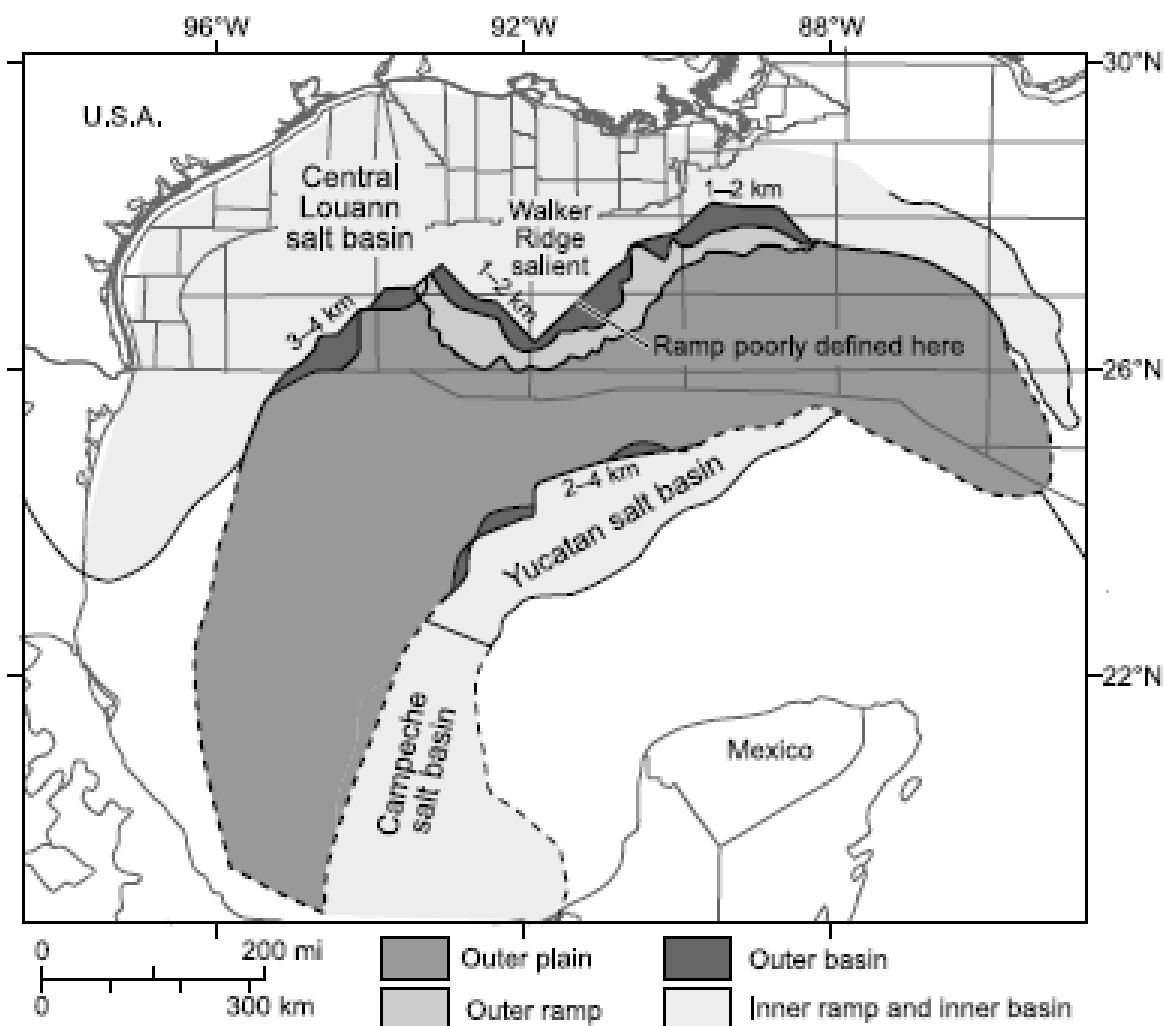


Figura 43. Mapa del Golfo de México mostrando en detalle las provincias salinas (Hudec *et al.*, 2013).

Las condiciones tectónicas estables persistieron al sur de la Cuenca del Golfo de México durante el Cretácico Temprano, a la vez que las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán continuaban su lenta subsidencia y el mar las iba cubriendo progresivamente (Padilla y Sánchez, 2007). El área de las ya extensas plataformas seguía incrementándose y enormes volúmenes de carbonatos fueron depositados sobre la mayor parte de México. Padilla y Sánchez (2007) muestra que las condiciones tectónicas de estabilidad del Tithoniano se extendieron hasta el Cretácico Temprano, con la diferencia de que la proporción de lutitas intercaladas en las calizas de inicios del Cretácico fueron decreciendo hasta casi desaparecer a fines del Valanginiano (Cretácico Temprano).

En el periodo de 132 a 121 Ma, aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas que bordeaban el Golfo de México, favoreciendo así el depósito de gruesos paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas y con espesores superiores a los 1500 m en promedio (Padilla y Sánchez, 2007). Secuencias menos gruesas se depositaron en las zonas más profundas de la cuenca mientras que en los bordes de las plataformas se formaban largas franjas de arrecifes de rudistas alrededor de las áreas anteriormente emergidas, así como alrededor de toda la Cuenca del Golfo de México (Winker y Buffler, 1988).

Durante el Aptiano ocurrió un cambio en la velocidad de subsidencia que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada (Padilla y Sánchez, 2007). Después del Aptiano, durante el Albiano y el Cenomaniano, continuó la subsidencia general del Golfo de México, a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran otra vez, largas cadenas de arrecifes de barrera. El espesor de los cuerpos arrecifales depositados en este lapso indica que la velocidad de subsidencia fue mayor. Las áreas que muestran alguna diferencia notable en el sur de México, como las plataformas de Artesa y Mundo Nuevo, estuvieron afectadas por el desalojo de la sal calloviana que generó elevaciones del fondo marino, que a su vez causaron claras discordancias regionales que han sido interpretadas a partir de la información de sísmica 2D y 3D disponible en el área (Ángeles Aquino et al., 1992; Padilla y Sánchez, 2007).

El Turoniano marca otro cambio importante en los patrones de sedimentación del Golfo de México, porque termina el predominio del depósito de carbonatos. Este cambio fue más evidente en las porciones occidental y noroccidental de la cuenca, no así en la parte meridional de la misma, en donde la sedimentación de carbonatos continuó prácticamente invariable hasta el término del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007). Durante esta época, en las plataformas se depositaron capas delgadas de calizas y lutitas, mientras que en la cuenca se depositaban calizas con abundantes nódulos y capas de pedernal (formaciones Agua Nueva y Maltrata).

Para el fin del Cretácico, durante el Campaniano y el Maestrichtiano, aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez (figura 44). Algunos bloques altos de basamento no se movieron con la misma velocidad de subsidencia regional y permanecieron en posición más alta que los demás (Padilla y Sánchez, 2007). Al sur de México, en las cercanías del Macizo de Chiapas se depositaban clásticos, mientras que, en las zonas de la Sierra de Chiapas, Cuenca de Veracruz y la Plataforma de Córdoba, las lutitas y margas de la Formación Méndez cambiaban lateralmente a facies carbonatadas de aguas someras (Prost y Aranda, 2001; Jennette *et al.*, 2003).

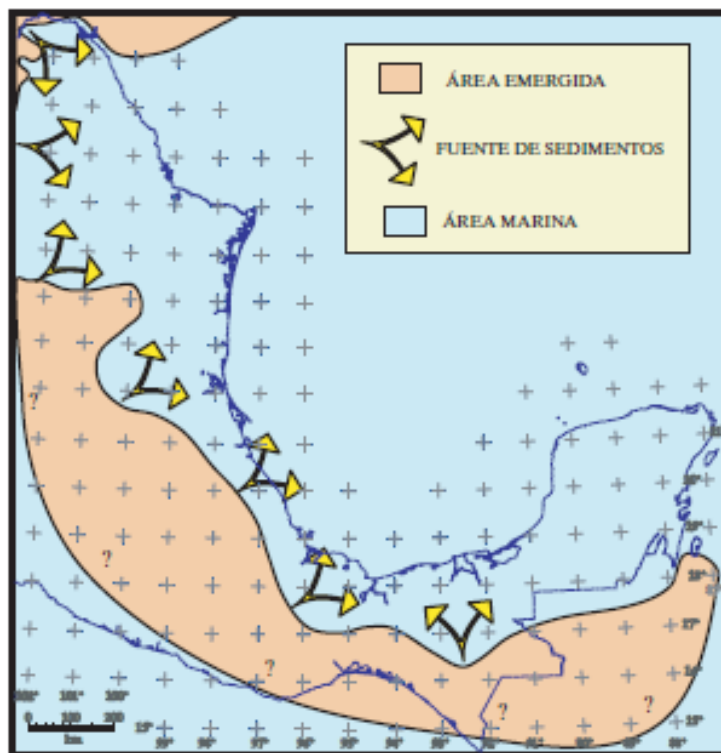


Figura 44. Paleogeografía del Turoniano-Maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico (Padilla y Sánchez, 2007).

A fines del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos del noroeste y del occidente del Golfo de México se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide (Padilla y Sánchez, 2007), afectando principalmente el

centro y norte del actual territorio de México. El fin del Mesozoico (Cretácico Tardío) y el inicio de la era cenozoica concuerdan con el inicio de este evento tectónico, el cual dio origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del norte de México y del occidente del Golfo de México. Hacia el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez. En general, a finales del Cretácico Tardío el aporte de los sedimentos provino del noroeste, formando espesos paquetes de sedimentos que se depositaron en el interior de la cuenca, donde los de mayor espesor se localizan en la Cuenca de Burgos y el Rio Bravo (2000 m), al norte de México. En el suroeste y la plataforma de Yucatán se tiene un espesor promedio de 1000 a 1500 m (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

Etapas de Tectónica Compresiva

Al inicio del Cenozoico se generó un evento de suma importancia responsable de gran parte de la complejidad tectónico-estructural del sur-sureste de la Cuenca del Golfo de México. El cambio que sufrieron las márgenes pasivas al convertirse en activas en el sur del actual territorio mexicano, debido al cambio en el ángulo de subducción de las placas tectónicas en la dirección del movimiento de la margen del Pacífico, dio como resultado los primeros efectos compresivos del área. Actualmente el sistema de fallas Motagua-Polochic y la Fosa de Caimán (figura 45) son consideradas los límites transformantes entre las placas Caribe y Norte Americana (Molnar y Sykes, 1969). La naturaleza de triple unión entre estas dos placas y la placa de Cocos es controversial (Meneses-Rocha, 2001). Algunos autores (e.g., Burkat, 1983) la interpretaron como una unión trinchera-trinchera-transformante, otros (Meneses-Rocha, 1985, y Guzman-Speziale *et.al*, 1989) sugirieron que la deformación del límite de placa a lo largo del margen sur de la Placa Norteamericana ha sido difuso y tiene extensión sobre una amplia área del sureste de México.

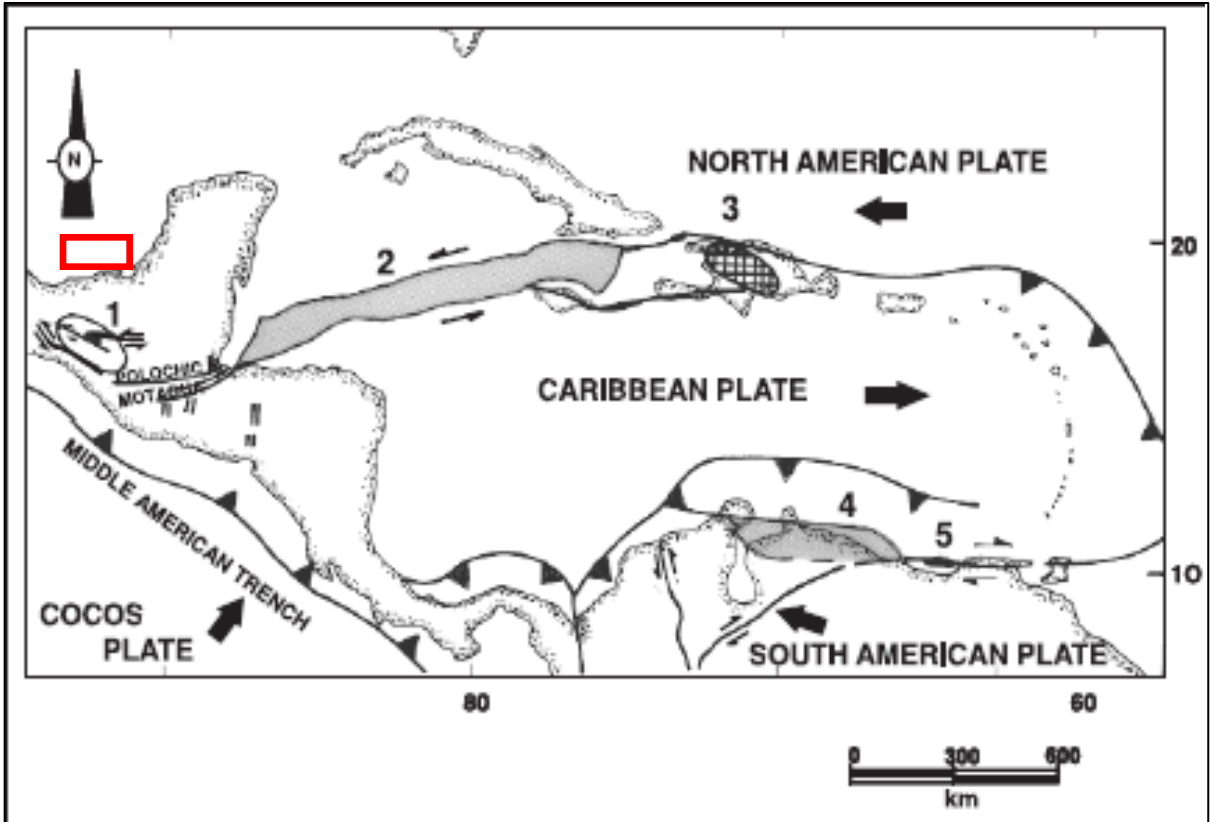


Figura 45. Marco tectónico actual del área de estudio, a escala de tectónica de placas en el contexto de la tectónica del Caribe: 1, graben de Ixtapa y provincia de fallas strike-slip del sur de México; 2, Fosa de Caimán; 3, zona del límite de placas en La Española; 4, Cuenca de Falcón-Bonaire; 5, Cuenca de Cariaco (modificado de Meneses-Rocha, 2001). El recuadro rojo de la parte superior izquierda corresponde a la ubicación del área de este estudio.

Se cree que la margen del Pacífico estaba bordeada por un gran número de micro placas móviles e independientes (Sedlock *et al.*, 1993) y una de ellas, conocida como Bloque de Chortis, colisionó con el Macizo de Chiapas (Carfantan, 1981).

La ubicación del Paleógeno y la subsecuente ubicación paleogeográfica del bloque de Chortis sigue siendo un tema de discusión (Morán-Zenteno *et al.*, 2009). Los rasgos tectónicos en el Caribe y el sur de México muestran un escenario complejo que ha llevado a diversas interpretaciones (Figura 46).

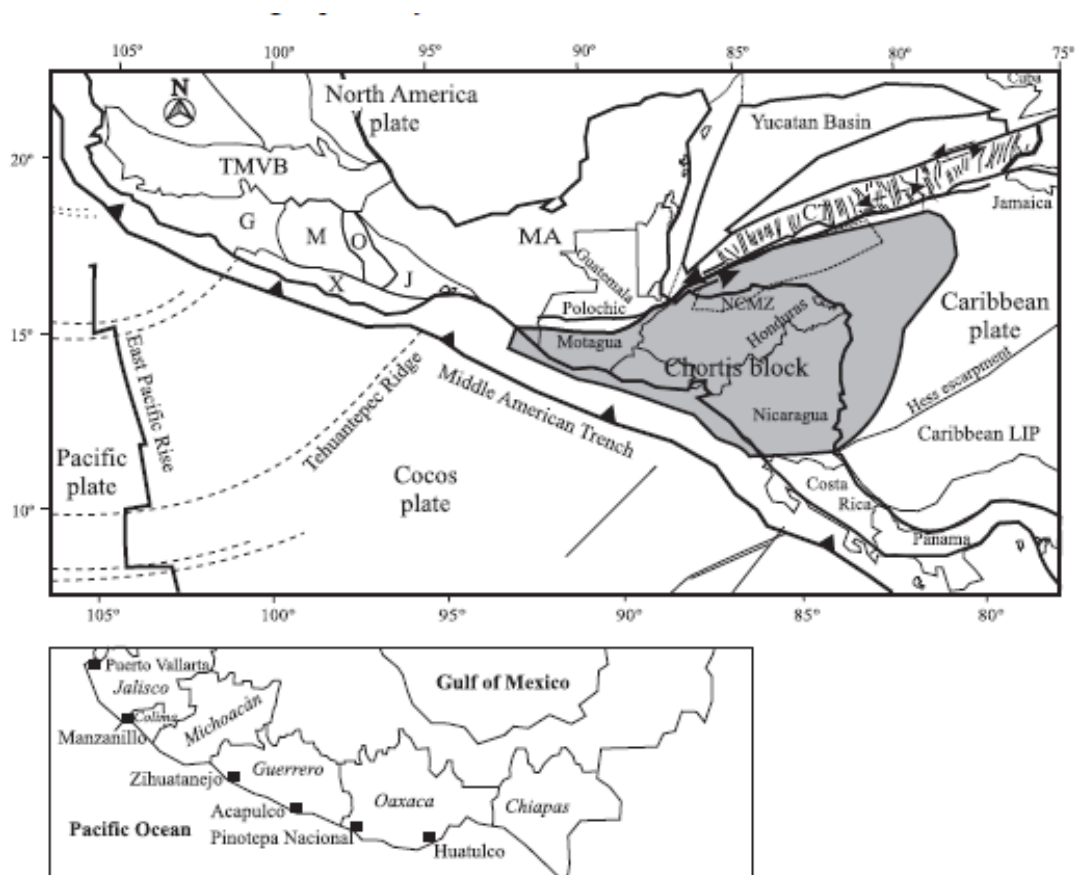


Figura 46. Marco tectónico actual de la región del Caribe. Para referencia, la división política de suroeste de México está indicada en el cuadro inferior. Los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México después de Campa y Coney (1983): G: Guerrero, M: Mixteca, O: Oaxaca, X: Xolapa, MA: Maya, J: Juarez, NCMZ: Zona metamórfica del Norte de Chortis, CT: Fosa Caiman (Cayman Through), TMVB: Cinturón Volcánico Trans Mexicano (Morán-Zenteno *et al.*, 2009).

Los modelos paleogeográficos alternativos dependen del tipo de data usada, variando desde la tectónica de placas de la placa del Caribe a las características geológicas en el sur de México y el bloque de Chortis. El carácter alóctono del

bloque Chortis es claro en las reconstrucciones del Jurásico Pangeano debido a que el norte de Sur América descansa en el espacio ocupado ahora por los bloques Chortis y Maya, los cuales estaban desplazándose hacia el oeste y el norte, respectivamente (e.g., Pindell y Dewey, 1982; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell *et al.*, 2006). Durante la separación de Norte y Sur América durante el Mesozoico se infiere que el Bloque de Chortis ha quedado atascado sobre el margen mexicano de Norte América. Sin embargo, el tiempo y la trayectoria del desplazamiento relativo del bloque de Chortis a su posición actual dependen en gran medida del tipo de datos utilizados. Los modelos se pueden dividir en tres grandes categorías: (1) El modelo *tradicional* ubica el bloque Chortis adyacente al suroeste de México, con el desplazamiento del mismo ocurriendo a lo largo del Cenozoico (Pindell *et al.*, 2006); (2) El modelo *in situ* infiere poco o nulo movimiento, formando la Placa Caribe en el mismo lugar, durante la separación de Norte y Sur América (e.g., Meschede y Frisch, 1998; James, 2006); y (3) el modelo *Pacífico* localiza el bloque de Chortis al oeste-suroeste de su posición actual, rotando a lo largo del Cenozoico (Keppie y Moran-Zenteno, 2005) (Figura 47).

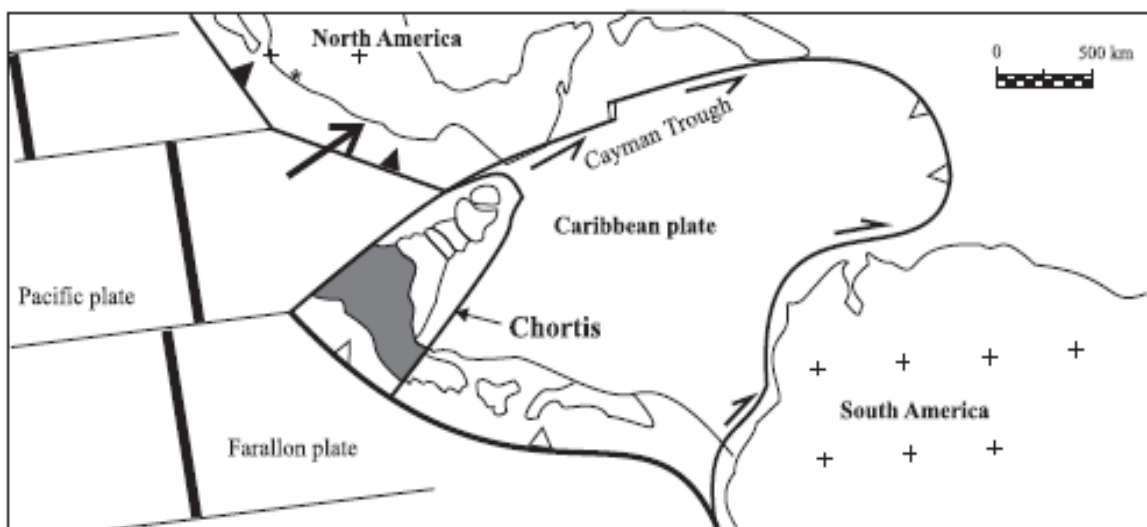


Figura 47. Modelo alternativo para la posición durante el Paleógeno del Bloque Chortis propuesto por Keppie y Moran Zenteno (2005).

Morán-Zenteno *et al.* (2009) señala que el único modelo de origen y evolución del bloque de Chortis durante el Cenozoico y que satisface todas las características de primer orden es el modelo Pacífico.

Las características de primer orden son las siguientes (Morán-Zenteno *et al.*, 2009):

- a) Características cuantitativas de tectónica de placas que definen la edad, orientación, cinemática y tasas de desplazamiento a lo largo de los límites de placas. La calibración de anomalías magnéticas y orientación de los desplazamientos asociados en el sistema de la Fosa de Caimán puede ser clasificada como primer orden. Basado sobre la identificación de anomalías magnéticas y datos de batimetría en la Fosa de Caimán, una cuenca *pull-apart* entre segmentos desplazados de una falla transformante, Rosencrantz y Sclater (1986), Rosencrantz *et al.* (1988), y Leroy *et al.* (2000) calcularon la edad, cantidad de extensión y tasas de extensión en la Fosa de Caimán, y el polo de la rotación localizado cerca de Santiago, Chile (Pindell *et al.*, 1988). Se estimó el desplazamiento sinistral total a lo largo de la Fosa de Caimán cerca de 1100 km, a una tasa de desplazamiento de 50 mm/año entre hace 44 a 30 millones de años (Ma) y 15 +/- 5 mm/año desde hace 30 Ma (Rosencrantz *et al.* 1988). Morán-Zenteno *et al.* (2009) consideran que la información geofísica en la Fosa de Caimán proporciona evidencia contundente para la dirección y la edad del desplazamiento sinistral en el margen transformante al norte de la placa del Caribe que debe ser ajustada dentro de cualquier modelo que se proponga. Entre los bloques Maya y Chortis los cerca de 1100 km de desplazamiento deben ser ajustados para acomodar los cerca de 200 km de deformación intraplaca. Esta información de primer orden solo es consistente con los modelos tradicional y pacífico, ambos requieren algunas modificaciones para permitir la deformación intraplaca (Morán-Zenteno *et al.*, 2009). La Figura 47 muestra las localizaciones de la punta oeste del Bloque de Chortis hace 30 Ma usando diferentes tasas de desplazamiento a lo largo de la Fosa de Caimán y el efecto de la deformación interna en los bloques de Chortis y Maya. La referencia de 30 Ma fue seleccionada debido a los últimos pulsos de actividad magmática de arco que ocurrió a lo largo del margen continental del este de Guerrero y Occidente de Oaxaca en ese tiempo (Morán-Zenteno *et al.*, 2009). El punto de partida para la restauración usado fue la intersección de la

proyección del suroeste de las estructuras strike-slip de Caimán con la trinchera meso-americana (figura 48).

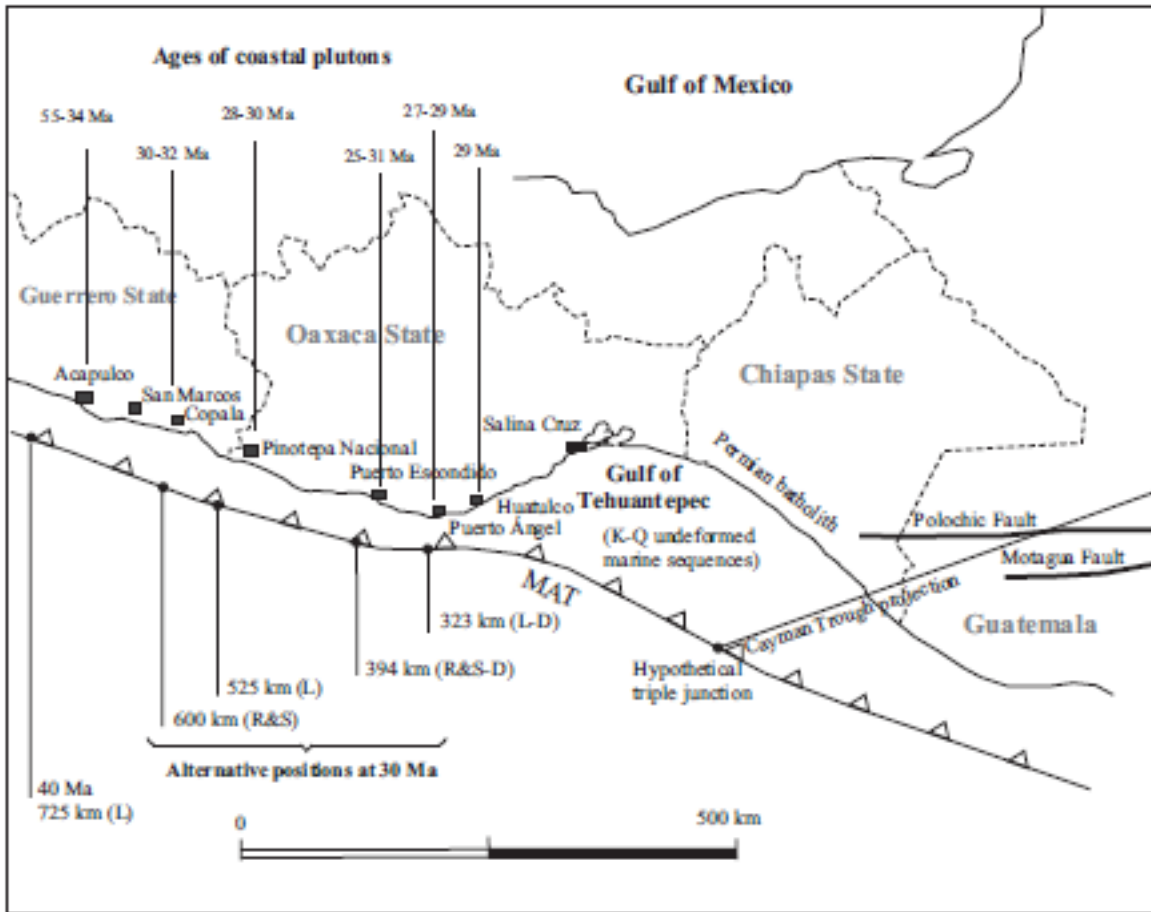


Figura 48. Mapa esquemático de la margen continental del sur de México mostrando posiciones alternativas de la triple unión Norte América-Caribe-Farallon hace 30 Ma en la hipótesis del bloque de Chortis contiguo al sur de México. Las posiciones calculadas usando diferentes tasas de extensión para la Fosa Caimán. Para referencia, también están indicadas las edades de los plutones costeros. MAT = Trinchera Mesoamericana (*Middle America Trench*) (Morán-Zenteno *et al.*, 2009).

Si el bloque Chortis ha sido parte de la placa Caribe desde el Eoceno, el modelo tradicional implica que éste estaba adjunto al margen continental de Guerrero y Oaxaca. La convexidad al límite Acapulco-Motagua-Caimán habría producido efectos transpresionales en la margen continental de México. Cerca *et al.* (2007) han registrado un episodio transpresional en el margen continental Guerrero de edad Paleoceno-Eoceno Temprano, sin embargo, este desplazamiento precede a la fecha del bloque Chortis a lo largo del margen continental de México inferido por

el modelo tradicional. Las características contractivas documentadas en el área de Tierra Colorada, norte de Acapulco (Solari *et al.*, 2007), emerge como el único efecto pre-Mioceno posible de tal mecanismo pero ellos están restringidos a una región relativamente pequeña. En el estado de Oaxaca no han sido documentadas características transpresivas, y en su lugar, han sido interpretados mecanismos transtensivos en zonas de cizalla del Cenozoico. El cinturón plegado y cabalgado Mioceno de Chiapas y las fallas sinestrales asociadas posdateando cualquier pasaje inferido del punto triple T-T-F (*Trench-Trench-Transform*) y ha sido interpretado en términos de colisión de la elevación de Tehuantepec con la trinchera (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

El Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas-Tabasco-Campeche (cinturón plegado de Chiapas en lo sucesivo), de edad Mioceno Medio y ubicado en el sur del Golfo de México, sureste de México y Belice (figura 49); es una estructura notable debido a que se formó durante un intervalo de tiempo restringido (circa 2.5 Ma.), es de tamaño restringido (300x600 km) y alberga algunos de los más grandes recursos petrolíferos del mundo (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

Mandujano-Velázquez y Keppie (2009), presentan un análisis de datos sísmicos de reflexión a partir de dos secciones compuestas en dirección NE-SO a través de la sonda de Campeche y la Sierra de Chiapas (figura 49) que documenta la naturaleza de piel delgada (*thin-skinned*) de la deformación Mioceno Medio que generó el cinturón plegado de Chiapas, mientras que los datos de pozos señalan su duración restringida. La integración final de toda la información sugiere que la colisión del Ridge de Tehuantepec con la trinchera puede haber inducido la deformación de corta duración de la placa predominante (Keppie y Moran-Zenteno, 2005; Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

El contraste en la duración en tiempo en la formación del cinturón plegado de Chiapas versus el movimiento relativo hacia el este del bloque de Chortis (c. 2.5 versus 45 Ma.) presenta un problema para sustentar el modelo de formación del cinturón plegado de Chiapas vinculado al movimiento relativo del bloque Chortis previamente mencionado de Pindell *et al.* (1988), entre otros (Mandujano-Velázquez y Keppie 2009).

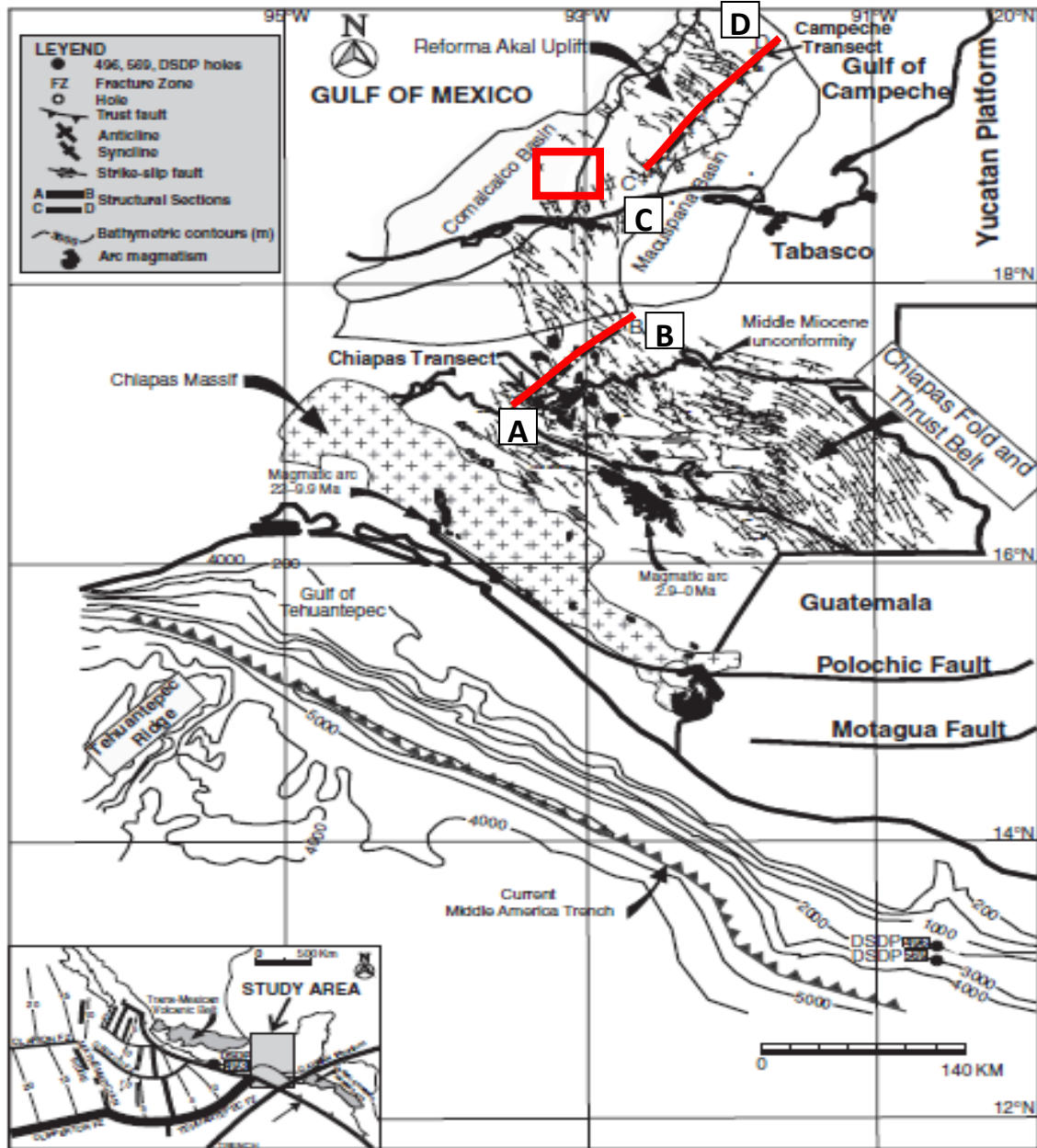


Figura 49. Mapa del este de México mostrando la ubicación del cinturón plegado de Chiapas, las secciones sísmicas de reflexión, el Ridge Transformante de Tehuantepec, el macizo de Chiapas y otros elementos tectónicos y geográficos. Se muestran la ubicación de las secciones sísmicas interpretadas en la Sierra de Chiapas (A-B) y en la Sonda de Campeche, Pilar de Reforma-Akal (C-D). Se muestra en cuadro rojo la ubicación del área de estudio de este Trabajo Especial de Grado (modificado de Mandujano-Velázquez y Keppie 2009).

La interpretación estructural y estratigráfica de Mandujano-Velázquez y Keppie (2009) fue soportada por información de siete pozos en la Sierra de Chiapas y diez pozos en la Sonda de Campeche (figura 50).

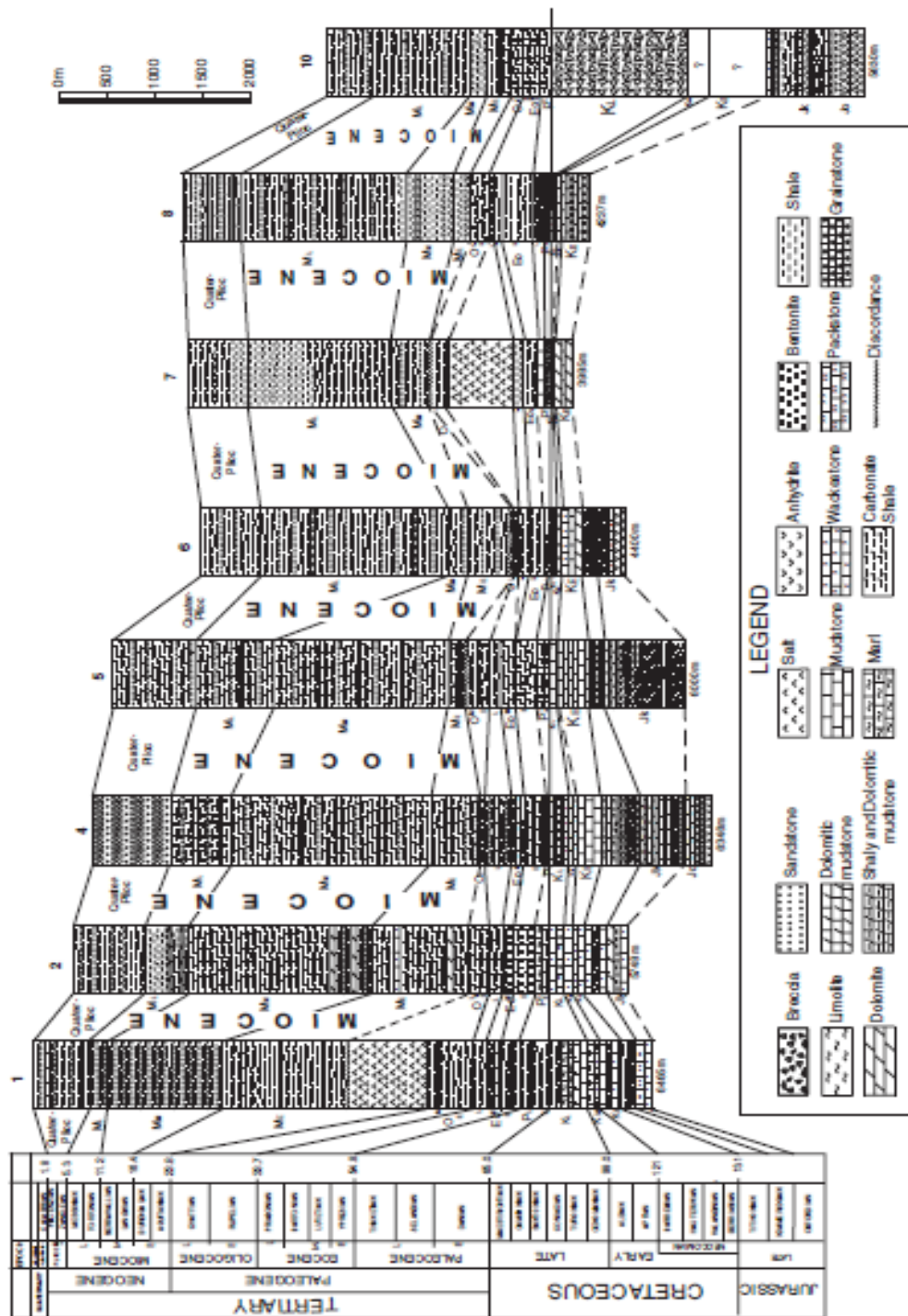


Figura 50. Correlación cronoestratigráfica de pozos ubicados en la Sonda de Campeche (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

En la Sonda de Campeche, los pozos más profundos alcanzaron la sal, anhidrita, areniscas, y lutitas del Calloviano y el Oxfordiano (figura 50). La sal es visible en los datos sísmicos de reflexión a lo largo de la base de la sección ubicada en esta zona,

de 172 km de longitud, y como almohadones que, en la parte suroeste, penetran hacia arriba a través de la columna estratigráfica completa (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009). Los diapiros de sal tienen asociación con anticlinales. La sal sucede como lentes en el Paleógeno y Mioceno (figura 51). El Kimmeridgiano está representado por rocas clásticas cubiertas por rocas carbonáticas, anhidrita y dolomía, las cuales continúan columna arriba dentro del espesor de 150-400 m de sedimentos del Titoniano. El Cretácico consiste de espesores de carbonatos de entre 315-751 m que pasan hacia arriba dentro de carbonatos arcillosos y magras; sin embargo, hacia el extremo noreste de la sección, el espesor total de la sección Cretácico se incrementa a 1420 m, hacia donde ocurrió el impacto del meteorito de Brechas gruesas (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009). Los espesores de 395-1294 m en el Paleógeno, 475 m en el Eoceno, y 2085 m en el Mioceno Temprano consisten de lutitas, lutitas carbonáticas, margas, areniscas y bentonita con carbonatos raros. Las areniscas y lutitas del Mioceno Medio yaciendo de forma discordante sobre el Mioceno Temprano en un rango de 1302 m en el SO a 175 m en el NE. En contraste, las litologías del Mioceno Medios son más gruesas en el NE, reduciéndose a 175 m en el SO. Los sedimentos Plioceno-Cuaternario tienen 750 m de espesor (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

Las estructuras observadas en la sección sísmica de reflexión a lo largo de la línea C-D pueden ser divididas en dos tipos: (i) plegamientos y cabalgamientos en rocas más antiguas que el Mioceno Medio; y (ii) fallas lístricas normales que cortan parte o toda la sección estratigráfica (figura 51). La mayoría de los anticlinales tienen núcleos de sal y están asociados con rampas en cabalgamientos subyacentes de vergencia NE. El mayor y mejor documentado de los cabalgamientos con vergencia NE es el cabalgamiento de Sihil, cuyas rampas suben al este y colocan rocas del Jurásico sobre rocas del Mioceno en el anticlinal de Cantarell (Mitra *et al.*, 2005). El cabalgamiento de Sihil es truncado por la discordancia del Mioceno.

Fallas lístricas normales son comunes en la parte superior de la sección, donde algunos grábenes delimitados y semi-grábenes están localizados sobre sinclinales más antiguos (figura 51). Mientras algunas de esas fallas están truncadas por sedimentos holocenos, otras se extienden a la superficie indicando actividad

continua (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009). Las variaciones en el espesor de las unidades del Mioceno Medio – Presente en la sismica regional de la Sonda de Campeche, es especialmente marcada en el semi-graben en el lado sur del anticlinal de Cantarell y muestra que las fallas límites estuvieron activas a lo largo de su depositación. Las fallas lístricas normales al límite noreste de la sección cortan únicamente rocas Mesozoico y Paleogeno y se interpretan como asociadas con el límite entre la Cuenca de Macuspana y la Plataforma de Yucatán (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

De manera de calcular la cantidad de acortamiento tectónico Mandujo-Velásquez y Keppie (2009) generaron una sección balanceada. En primer lugar, fue removida la extensión ocurrida durante el fallamiento listrico normal, y luego los cabalgamientos fueron retro-deformados para conectar las unidades desplazadas y los estratos sin deformar (figura 51c). De esta manera se determinó que la distancia actual de 157.5 km entre C y D fue originalmente de 170.8 km, lo que es 13.3 km (7.8 %) de acortamiento. La magnitud del acortamiento es similar a la que se calculó para la sección ubicada en la Sierra de Chiapas (A-B) e indica que el cinturón plegado de Chiapas continua 200 km al NE por debajo de la cobertura sedimentaria del Plioceno-Cuaternario (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

La similitud en la estructura del cinturón plegado de Chiapas tanto en la parte terrestre (Sierra de Chiapas) y costafuera en la Sonda de Campeche, sugiere un potencial similar para hidrocarburos. Con todo, en la parte expuesta del cinturón, la ausencia de un adecuado sello superior y la aparente falta de maduración del material orgánico pudieron contar para la actual ausencia de reservorios conocidos. Por otra parte, la proyección al este del cinturón plegado al noreste a partir de la Sonda de Campeche, sugiere un potencial considerable sin explorar debajo de la discordancia del Mioceno Medio (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

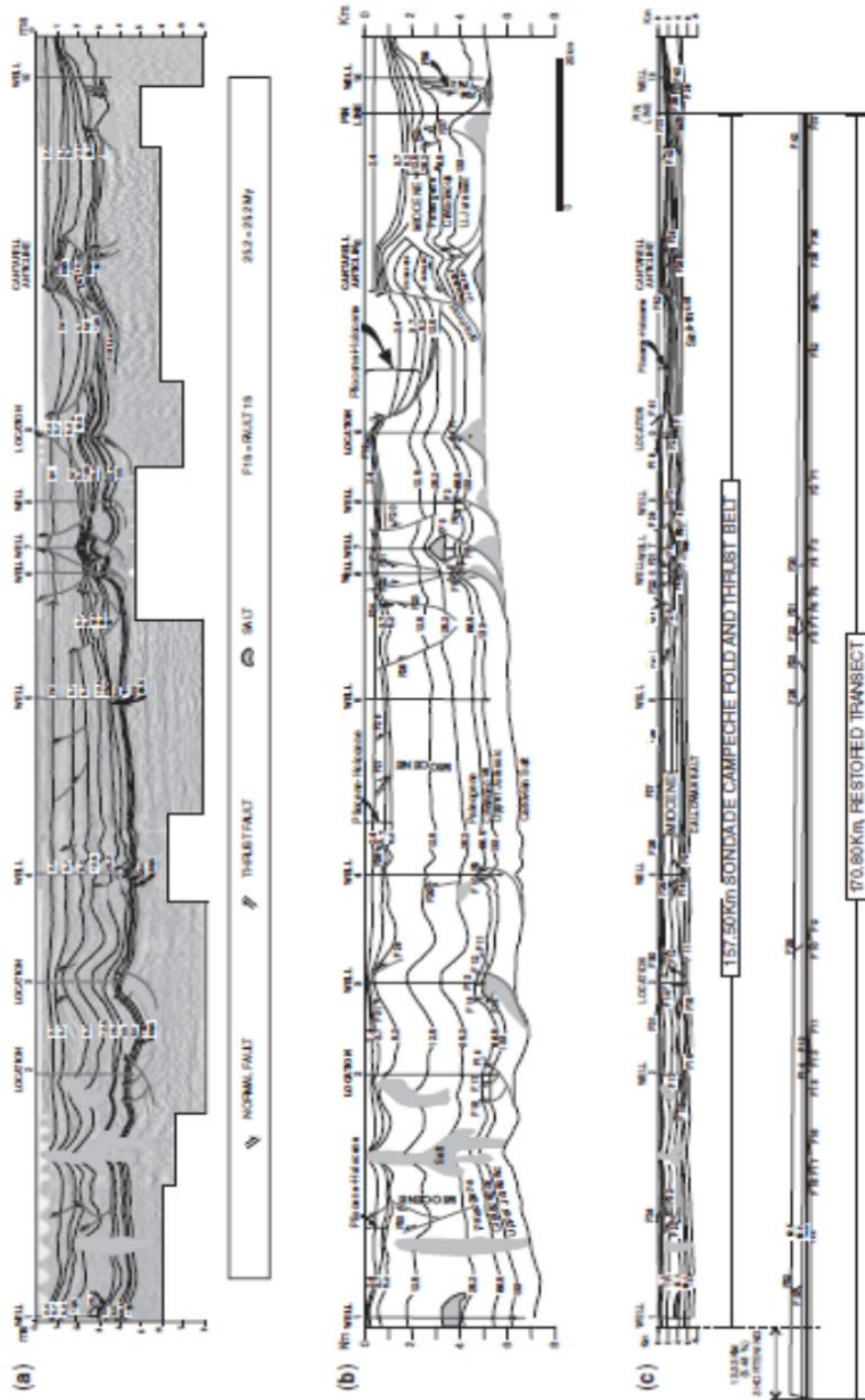


Figura 51. Sonda de Campeche. (a) datos de sísmica de reflexión e interpretación, (b) interpretación geológica (modificada de PEMEX, Región Marina del Activo Regional de Exploración, Grupo de Cuencas y Sistemas Petroleros, (C) Sección balanceada (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

Las reconstrucciones de Keppie y Moran-Zenteno (2005) indican que la intersección entre la Transformante/Ridge de Tehuantepec y la Trinchera Mesoamericana migraron al oeste a lo largo del Bloque de Chortis y los márgenes de Chiapas desde 15-12 Ma. - 12-0 Ma., (figura 52), respectivamente. La reconstrucción de Mandujano-Velázquez y Keppie (2009) implican que la intersección pudo haber migrado al oeste a través del tiempo. Si la colisión del Ridge Tehuantepec con la trinchera fue responsable de la formación del cinturón plegado y cabalgado de Chiapas, entonces el desarrollo del cinturón cabalgado debió ser también diacrono. Tal diacronismo no es aparente porque el cinturón plegado de Chiapas no parece continuar dentro del bloque Chortis (Donnelly *et al.*, 1990) y la deformación aparece siendo de corta duración (13-11 Ma). La razón para el inicio y finalización de esta deformación podría tal vez estar relacionado a la variación en la geometría de la Transformada/Ridge de Tehuantepec (Mandujano-Velázquez y Keppie (2009). Así, cuando un ridge estaba siendo subducido, indujo deformación en la placa superior. Sin embargo, cuando la transformada fue sólo un paso sin ninguna cresta acompañada, no ocurrió deformación en la parte superior de la placa; esto ciertamente aplicó para el periodo de 5 Ma - Presente debido a que la información sísmológica (de los frecuentes terremotos que ocurren en la zona) indican que la geometría de la Transformante/Ridge de Tehuantepec es un escalón sin una cresta conduciendo (Bravo *et al.*, 2004).

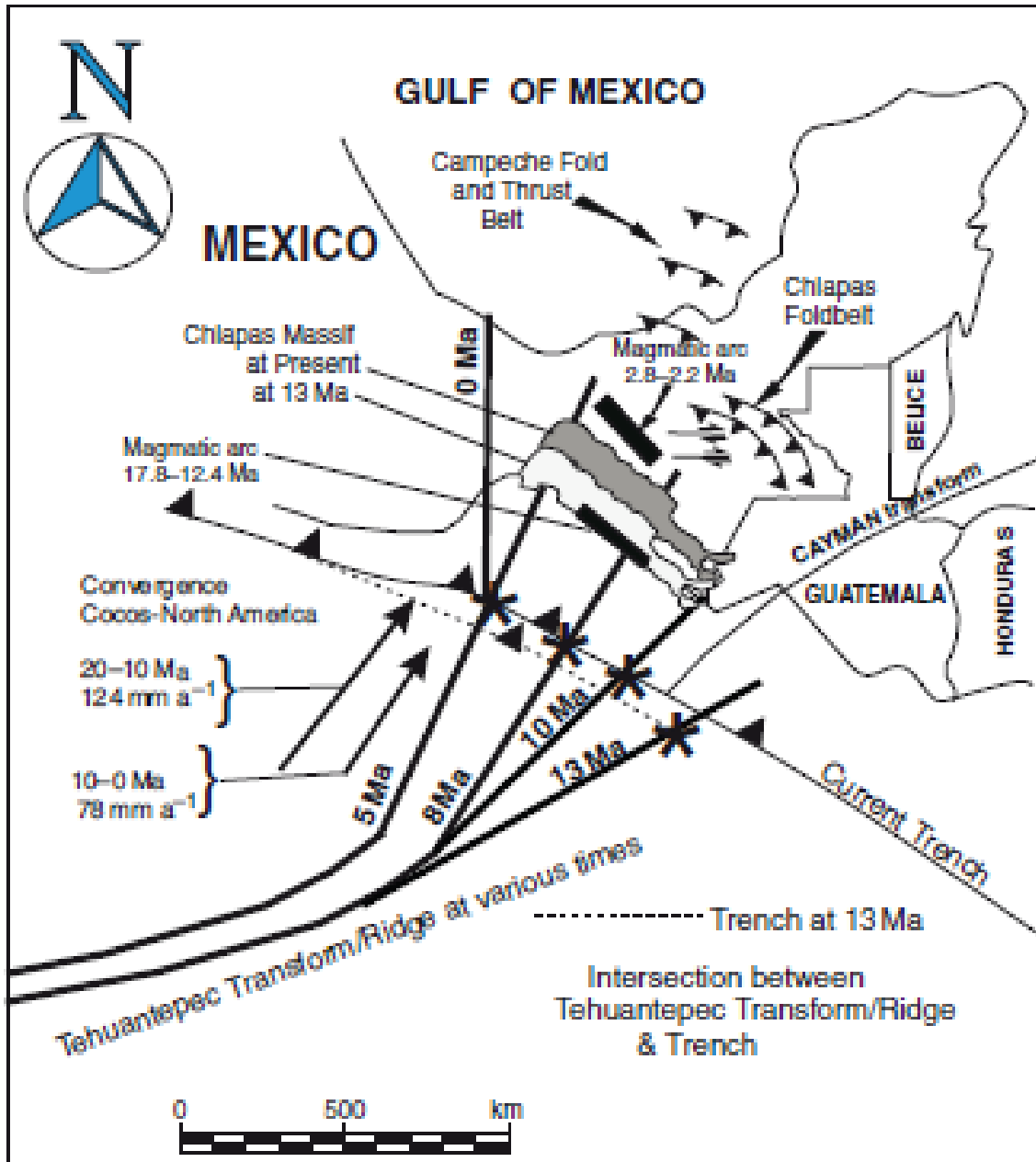


Figura 52. Reconstrucciones mostrando la ubicación de los arcos volcánicos, el Macizo de Chiapas, la Trinchera Mesoamericana y la Transformada/Ridge de Tehuantepec hace 13 Ma (Keppie y Moran Zenteno, 2005).

La evolución en el intervalo del Maastrichtense (Cretácico Tardío) al Paleógeno, a escala de la Placa Caribe, involucra para Pindell y Kennan (2009): (1) La cesación del piso oceánico Proto-Caribe extendiéndose por 71 Ma; (2) Inversión con vergencia hacia el norte (potencialmente desarrollándose en una subducción con buzamiento al sur) a lo largo del pie del margen del rifting del Norte de Suramérica; (3) la migración del Arco Caribe desde “cuello de botella” Yucatán-Guajira a las zonas de colisión de las Bahamas y el occidente de Venezuela (Pindell, 2005); (4) la apertura de las cuencas intraarco de Yucatán y Grenada como un medio de expansión de arco dentro de un mar Proto-Caribe, la cual fue más ancha que el cuello de botella Yucatán-Guajira, y manteniéndose continuamente colisional con las márgenes de las Américas; (5) La migración de Chortis –Alto de Nicaragua – Jamaica a lo largo del suroeste de México/Yucatán; (6) comienzo / cambio de polaridad de la subducción buzando hacia el norte de la litosfera Caribeña en el Alto de Nicaragua; y (7) El escasamente datado amalgamamiento Eoceno de los arcos Chortis y Panamá-Costa Rica dentro de un arco Mesoamericano sencillo.

La figura 53 muestra las relaciones de la Zona de la Falla de Motagua de Guatemala a la amplia y difusa triple unión Cocos-Norte América-Caribe en el Sur de México, Guatemala y El Salvador. Una migración suave y continua de Chortis al este a partir de una posición fuera del suroeste de México es comúnmente retratada utilizando el inicio joven hacia el este de magmatismo de arco en el sur de México como una norma (Pindell y Barrett, 1990). Sin embargo, como se muestra en la figura 53 y ha sido señalado por Keppie y Moran (2005), Guzman-Speziale (1989) y Meneses-Rocha (2001), este no es necesariamente un caso de simple migración de unión triple de placas.

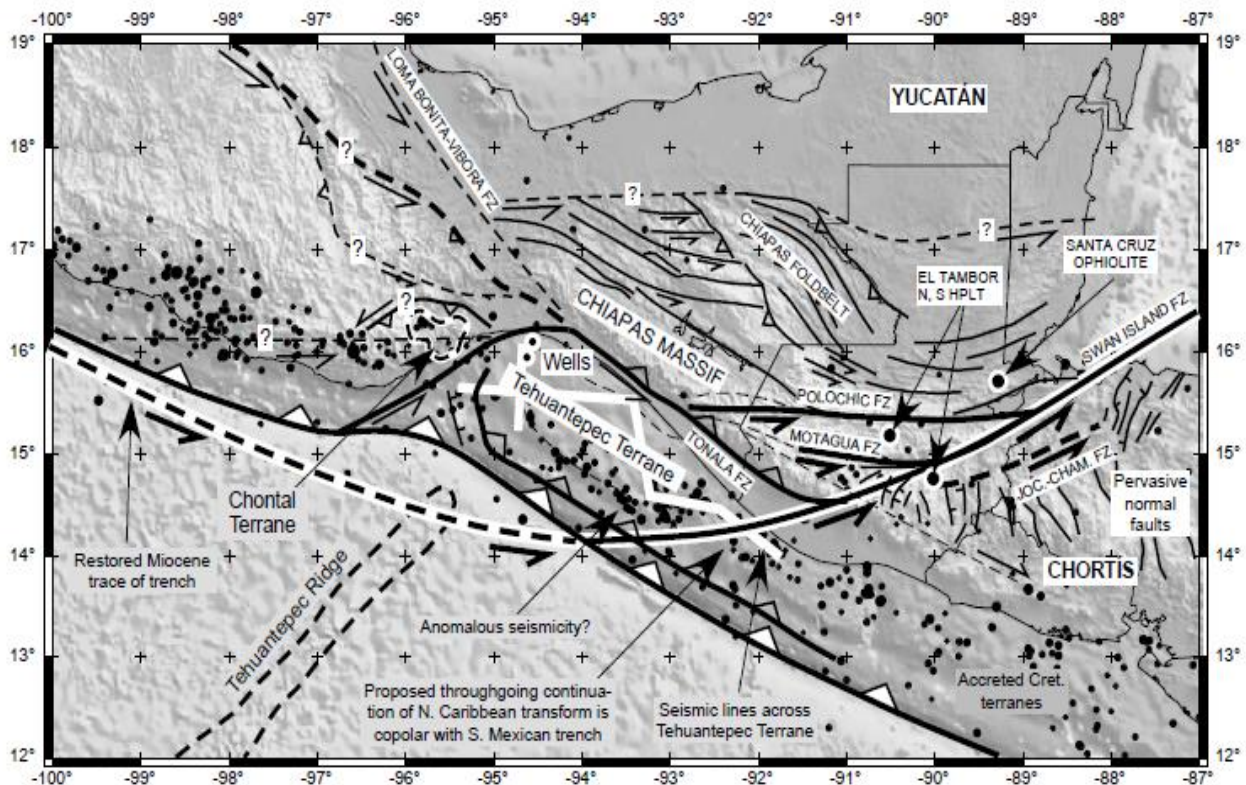


Figura 53. Unión difusa triple de las placas Norte América-Cocos-Caribe, mostrando sismicidad, gravimetría, fallas mayores y los fragmentos de Arco Caribe propuestos (terrenos Chontal y Tehuantepec) por Pindell y Kennan (2009). En contraste con Keppie y Moran (2005), se interpreta el límite de placas propuestos entre el bloque Chortis y los terrenos de Tehuantepec y Yucatán como co-polar con una traza paleoespástica de la trinchera del Sur de México (el pliegue Presente en el oeste del Golfo de Tehuantepec siendo el resultado de acortamiento reciente en Chiapas). Por lo tanto, el bloque Chortis puede viablemente migrar desde el sur de México (siguiendo la ruta de la línea punteada, previo al acortamiento de Chiapas). Chortis debe deformar a medida que migra desde el oeste al este, pero el balance entre la rotación del bloque y el cizallamiento sinistral orientado N-S es incierto. Numerosos grábenes orientados N-S que ahora reflejan extensión O-E en la cola de Chortis pueden haber iniciado como cizallamientos sinistral (Pindell y Kennan, 2009).

Pindell y Kennan (2009) coinciden con otros autores (Meneses-Rocha, 2001; Keppie y Morán, 2005; Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009) en que no se tiene una definición precisa de los límites de placas en la región, y por lo tanto no está claro como restaurar en el tiempo los elementos corticales en la región. Esta complejidad, junto con la aparente falta de interrupción en datos gravimétricos y líneas sísmicas en el Golfo de Tehuantepec, llevaron a Keppie y Moran (2005), tal como se vio anteriormente, cuestionar la traza hacia el oeste de la Falla de Motagua hacia la

Trinchera Mesoamericana comúnmente inferida, y por lo tanto a dudar si el bloque Chortis y México habían estado adyacentes en el Cretácico, a pesar de las similitudes litológicas entre Chortis y los terrenos Oaxaca y Mixteca de México (e.g. Rogers *et al.*, 2007). Tal como se mencionó anteriormente, Keppie y Moran-Zenteno (2005) posicionan Chortis en una posición alejada de México, en el Pacífico, empleando fallas visibles sobre la sísmica en proximidad a 14,3°N en el antearco costafuera como un medio de la derivación de Chortis desde el OSO (figura 47). La naturaleza de la corteza en el Golfo de Tehuantepec, la cual se refiere como el Terreno de Tehuantepec (Pindell y Kennan, 2009), es tema de controversia, en el cual Keppie y Moran-Zenteno (2005) retratan como un bloque completamente estable rodeado por la Trinchera Mesoamericana al suroeste y por el Macizo de Chiapas al noreste (figura 52). Pindell y Kennan (2009) descartan que esta corteza pertenezca a Yucatán, y postulan que la falla transformante que traslada Yucatán y el Macizo de Chiapas a sus actuales posiciones, cruza el Istmo de Tehuantepec desde la Cuenca de Veracruz y corriendo paralelamente, y a lo largo del flanco sureste, del Macizo de Chiapas. Pindell y Kennan (2009) no son partidarios que el Terreno de Tehuantepec haya una vez pertenecido al Bloque Chortis, debido a que la magnitud del acortamiento en el cinturón plegado de Chiapas (menor a 70 km) es muy pequeña para este Terreno.

Considerando que el Terreno de Tehuantepec pudo haber sido una vez parte del Arco Caribe, es posible que la mayor parte del movimiento relativo de las Placas Caribe-Norte América ha ocurrido al sur del terreno Tehuantepec en la zona de sismicidad intensa en proximidad a 14,3°N y 93°W (figura 53). Esto también satisface las observaciones de Keppie y Morán (2005) acerca de la aparente escasez de fallamiento más allá del norte donde la mayoría de los autores han dibujado la extensión hacia el oeste de la Falla Motagua. Sin embargo, la deformación amplia es también evidente en Chiapas, donde probablemente ha ocurrido un movimiento transpresivo dextral de 100-200 km sobre la Falla Polochic en tiempos del Neogeno-Cuaternario (Pindell y Kennan, 2009). En conclusión, el Bloque Chortis parece haber pasado el Golfo de Tehuantepec al sur del terreno de Tehuantepec, usando las fallas interpretadas sobre la sísmica por Keppie y Morán (2005) que descansa en una zona de fuerte sismicidad. La deformación en el

sureste de México es sólo secundaria, y tal vez por mucho el resultado de esta área sea la transformación del bloque levantado (*hanging wall*) a una zona de subducción, solo a partir del movimiento hacia el este del bloque Chortis durante el Mioceno, especialmente donde un alto flotante (Ridge Tehuantepec) se encuentra entrando a la trinchera (Pindell y Kennan, 2009).

Se tiene actualmente en el suroeste de México una subducción, la cual no empieza hasta la eliminación transcurrente del Bloque Chortis durante el Mioceno. Desde entonces, grandes cantidades del bloque levantado (> 5km), puede ser demostrado su origen, por el enfriamiento hacia el este de rocas Terciarias sobre rocas Precámbricas del Terreno Xolapa a lo largo de la costa de México (Moran-Zenteno *et al.*, 1999). La razón para extensos levantamientos homoclinales es el arqueado efectivo del espesor cortical por rampamiento del bloque superior sobre la corteza del bloque inferior (figura 54).

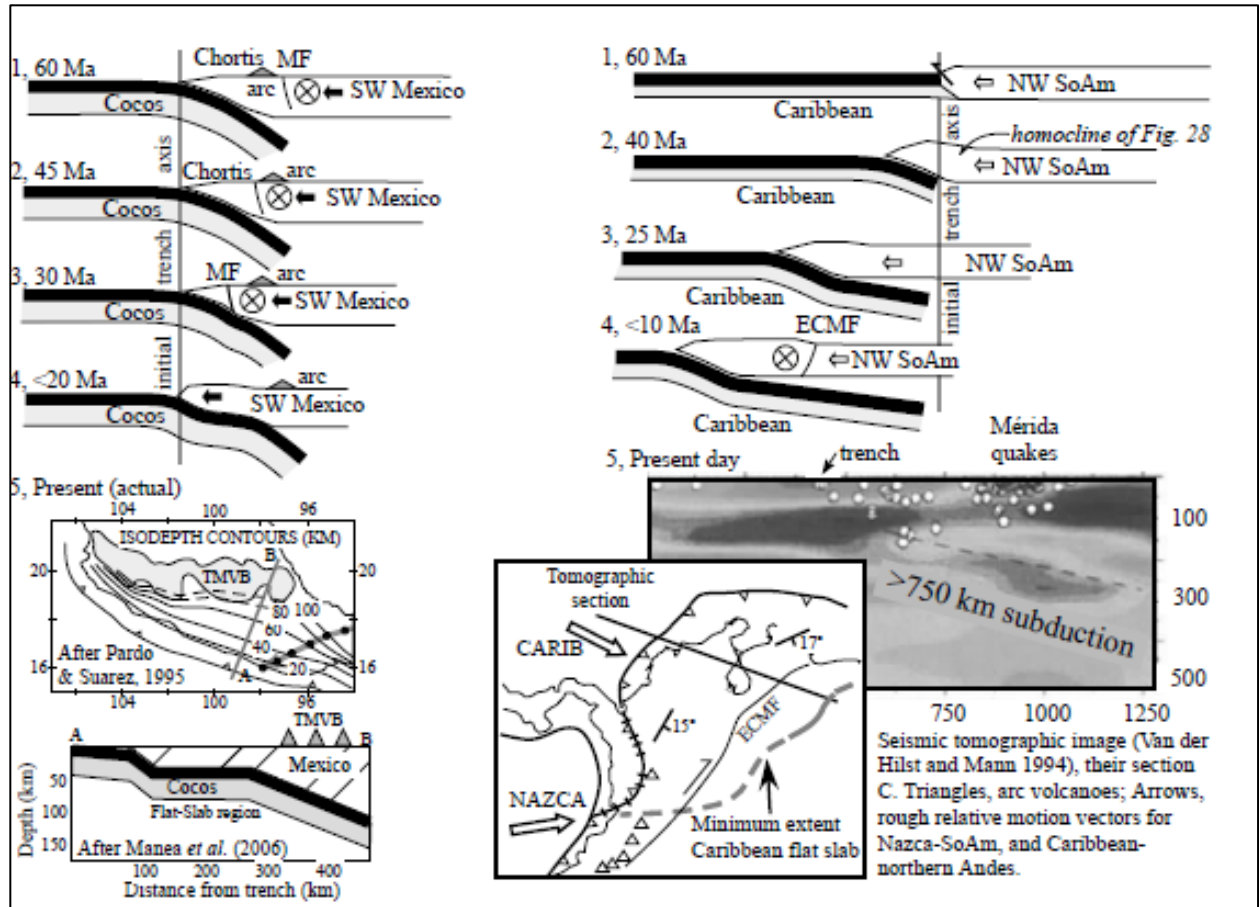


Figura 54. Secciones transversales del desarrollo del suroeste de México, mostrando la conversión del suroeste de México desde el flanco norte de una transformante intracontinental al bloque alto de la Trinchera Mesoamericana como resultado de la eliminación progresiva transcurriente del extremo oeste del Bloque Chortis de la sección transversal. Alrededor de 18-20 Ma, el basamento de México chocó con la Placa de Cocos, y continuó la migración al oeste de México ocurrida por la inserción de México dentro de la losa con buzamiento al noreste, lo cual involucró probablemente subducción y erosión del bloque alto cortical inferior y también produjo un amplio levantamiento (> 5 km). La geometría actual (resultante de las secciones) es también mostrada de acuerdo con Manea *et al.* (2006). El movimiento del SO de México a lo largo del manto por al menos 25 Ma. Es mostrado en incrementos de 5 Ma (puntos sobre línea gris gruesa). La geometría de losa plana de 300 km desde la trinchera bien corresponde a los 300 km de movimiento del manto de Norte América desde el tiempo que Chortis dejó la sección transversal (C. 18 Ma) (Pindell y Kennan, 2009).

2.3. MARCO SEDIMENTOLÓGICO

La información del subsuelo del sur del Golfo de México (Sonda de Campeche) ha sido obtenida a partir de la información de pozos exploratorios y de producción (núcleos, muestras de canal, registros de pozos), sísmica de reflexión 3D. En ellas se demuestra que los depósitos de la columna sedimentaria desde el Mesozoico Tardío (Jurásico Temprano – Medio) al Terciario son principalmente carbonatos y terrígenos. Los carbonatos están asociados principalmente a la depositación durante el Mesozoico, mientras los terrígenos prevalecen en la columna sedimentaria del Terciario. Las fuentes principales de los sedimentos provienen de la Plataforma de Yucatán, en el Mesozoico, y la Sierra de Chiapas en el Terciario (Cantú-Chapa, 2001; Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

La fragmentación y separación inicial de la Pangea en el área que hoy ocupa el Golfo de México esta evidenciada por la presencia de capas rojas que fueron depositados en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada por grábenes estrechos con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa (Salvador, 1991c). Un límite paleoestratigráfico entre estas secuencias sedimentarias y capas rojas y rocas metamórficas o intrusivas se encuentra localizada en el este de México. Puede por lo tanto ser inferido que esta región constituye el margen oeste de Pangea desde el Pérmico al Jurásico Medio, y que el Golfo de México no existía durante este intervalo de tiempo (Cantú-Chapa, 2001).

La posición estratigráfica de las capas rojas en el Golfo de México meridional sugiere que su edad de depósito varía desde el Triásico Tardío hasta después del Calloviano. Esto probablemente se debió a un depósito contemporáneo de la sal en la cuenca, mientras que en los bordes de esta se depositaban capas rojas (Padilla y Sánchez, 2007) (figura 55).

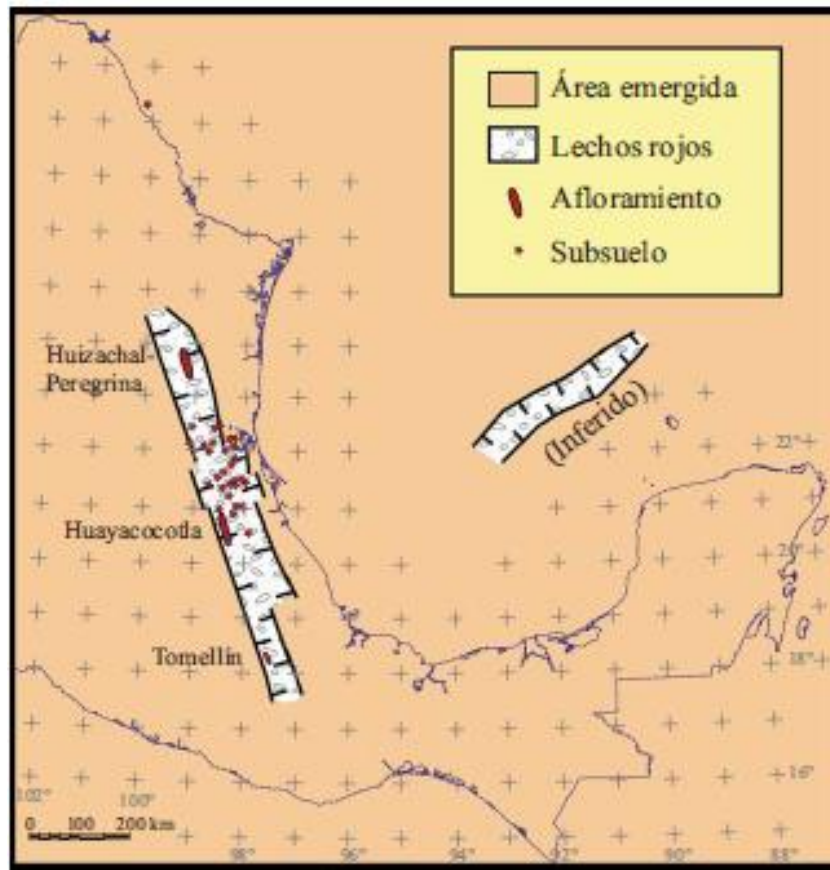


Figura 55. Paleogeografía del Triásico Tardío en el área del Golfo de México. La ubicación de las estructuras tipo *horsts* fue esquematizada por Salvador (1991c) con datos de superficie y de subsuelo. Las líneas de costas y de fronteras se muestran como referencia (Padilla y Sánchez, 2007).

El proceso tectónico de separación de la Pangea prevaleció hasta el final del Jurásico Medio, pero quizá alcanzó el inicio del Jurásico Superior (Oxfordiano inferior), época en la cual la sedimentación continental estuvo totalmente controlada por procesos tectónicos distensivos (Padilla y Sánchez, 2007).

La manera y tiempo de la separación de Pangea constituye una controversia en geología (Cantú-Chapa, 2001). Es importante este análisis debido a sus implicaciones en la explicación de la apertura del Golfo de México. Sin embargo, se cree que los datos estratigráficos encontrados en México permiten la inferencia del límite marino-continental (*Tethys-Pangea*) en esta parte del continente americano, especialmente porque el área ocupó un lugar importante como el margen de Pangea en ciertos periodos geológicos (Cantú-Chapa, 2001).

Los límites de las subprovincias del este del Pacífico están establecidos en diversas ubicaciones de México y del continente americano conteniendo ceratitas (*Araxoceratidae* y *Xenodiscidae*) y goniáticas del Pérmico. La evidencia biogeográfica de fauna marina de esta edad en México y Europa no permite el establecimiento de una ruta de comunicación Atlántica entre estas dos áreas sedimentarias, debido a que estos fósiles no se extendieron más allá de Sicilia y Túnez en la provincia Mediterránea, las cuales marcan el límite oeste del mar de Tethys (Cantú-Chapa, 2001). La paleogeografía de México del Pérmico Tardío marino muestra claramente que no existió vinculación entre el Océano Pacífico y el mar de Tethys.

Para el Triásico Tardío, el límite del extremo oeste de Pangea, el cual incluye México, está inferida por datos bioestratigráficos (*Monotis*) del Triásico Superior. La ubicación de Zacatecas en el centro de México tiene más afinidad biogeográfica con la provincia Pacífico Este (Norte y Sur América) que con el mar de Tethys, debido a la no existencia del Océano Atlántico (Cantú-Chapa, 2001).

Se ha querido explicar la presencia de la Formación Huayacocotla en el este de México como una incursión marina desde el Tethys durante el Jurásico Temprano. Sin embargo, es común encontrar ammonitas de esta formación en toda la región occidental del Norte y Sur América, desde Alaska a Sonora, Perú y Chile (Imlay, 1980). Un hecho relevante a considerar es la distribución de la Formación Huayacocotla en el subsuelo del Distrito Tampico; ésta no está presente en la región de la planicie costera del Golfo de México. De hecho, esta formación define una unidad paleogeográfica paralela a la línea costera actual que conecta el sureste con afloramientos de la Sierra Madre Oriental (Figura 56). Se insiste en la consideración que estas dos áreas de sedimentaciones (Norte de África/Europa con el este de México) marinas distantes justifican la definición de la provincia del Pacífico este en contacto con el límite este de Pangea (Cantú-Chapa, 2001).

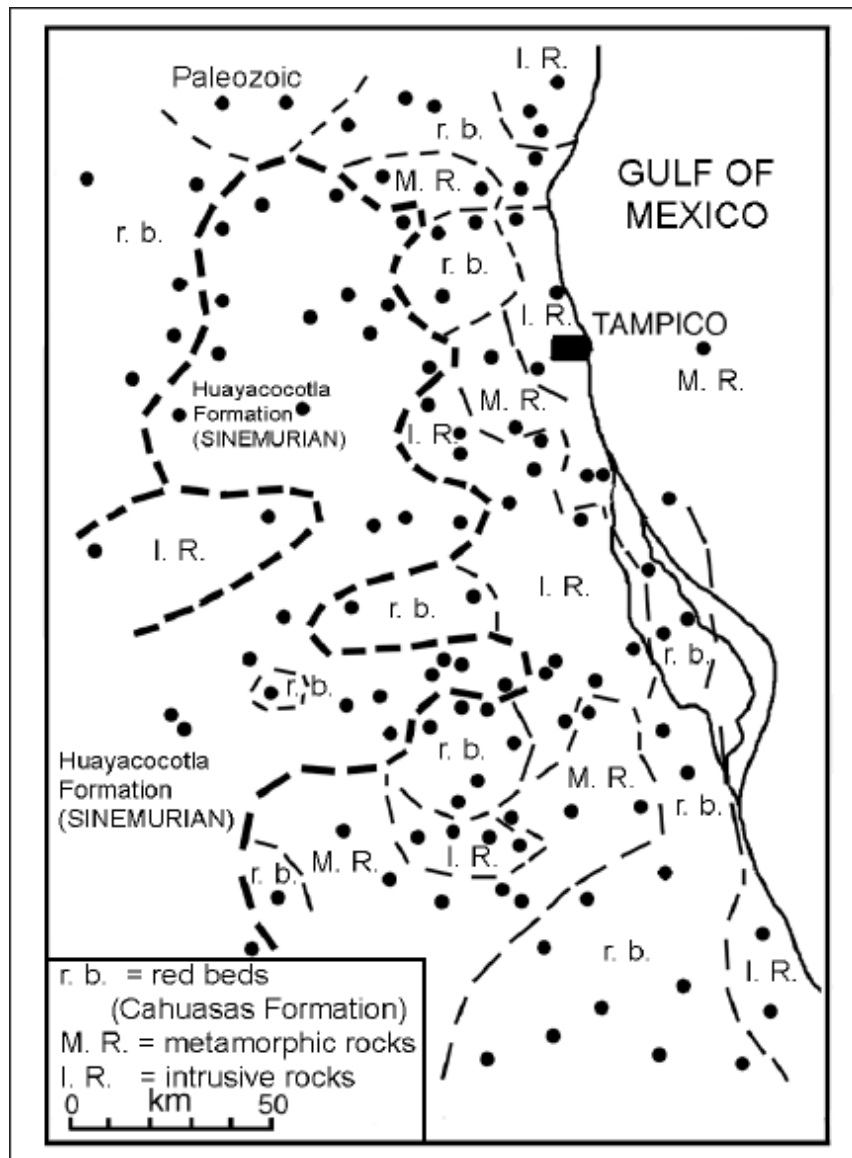


Figura 56. Distribución del continente arcaico en el subsuelo del noroeste de Poza Rica y Tampico, donde fueron depositadas las series sedimentarias del Jurásico Medio-Superior y del Cretácico Inferior. La Formación Huayacocotla (Sinemuriano, Jurásico Inferior) forma un elemento paleogeográfico elongado, el cual es paralelo a la actual línea de costa del Golfo de México sin comunicación con él (Cantú-Chapa, 2001).

Hacia el occidente de México estaba ocurriendo sedimentación marina contemporánea a la continental, y muy probablemente el mar inició su avance hacia el Proto-Golfo de México desde el Pacífico a través de la parte central de México, en lo que hoy es la zona limítrofe entre los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, en donde se han encontrado amonitas del Triásico Superior (Salvador, 1991c). Se

han encontrado diversos argumentos bioestratigráficos que prueban que la apertura del Golfo de México ocurrió desde el Pacífico hasta el Océano Atlántico a través del antiguo territorio mexicano (figura 57). Una de ellas lo constituye la presencia de mayor evidencia paleogeográfica que permiten delimitar y colocar parte del territorio mexicano como una provincia oceánica, relacionada a la provincia Pacífico (Cantú-Chapa, 2001). Al mismo tiempo, esta evidencia marina también define el margen oeste de Pangea, la subsecuente ruptura de la cual dio origen al Golfo de México y el Océano Atlántico.

La secuencia de sedimentación marina del Jurásico Medio al Superior está dividida aquí sobre la base de una serie de transgresiones regionales que llevan el nombre de sus localidades tipo, llamados (Cantú-Chapa, 2001):

- La transgresión Bajociana Oaxaca en el sur de México.
- La transgresión del Bathoniano Temprano al Calloviano Temprano Metlaltoyuca-Huehuetla en el este de México.
- La transgresión Mazapil del Oxfordiano, en el centro de México.
- La transgresión Samalayuca del Kimmeridgiano Temprano en el Norte de México.
- La transgresión Boquiapan-Balam del Calloviano-Tardío Oxfordiano en el sureste de México.
- La transgresión Cedro-Cucurpe del Calloviano Medio y Oxfordiano Tardío en el noroeste de México.
- La transgresión Chiapas del Kimmeridgiano Temprano en el sur de México (figura 56).

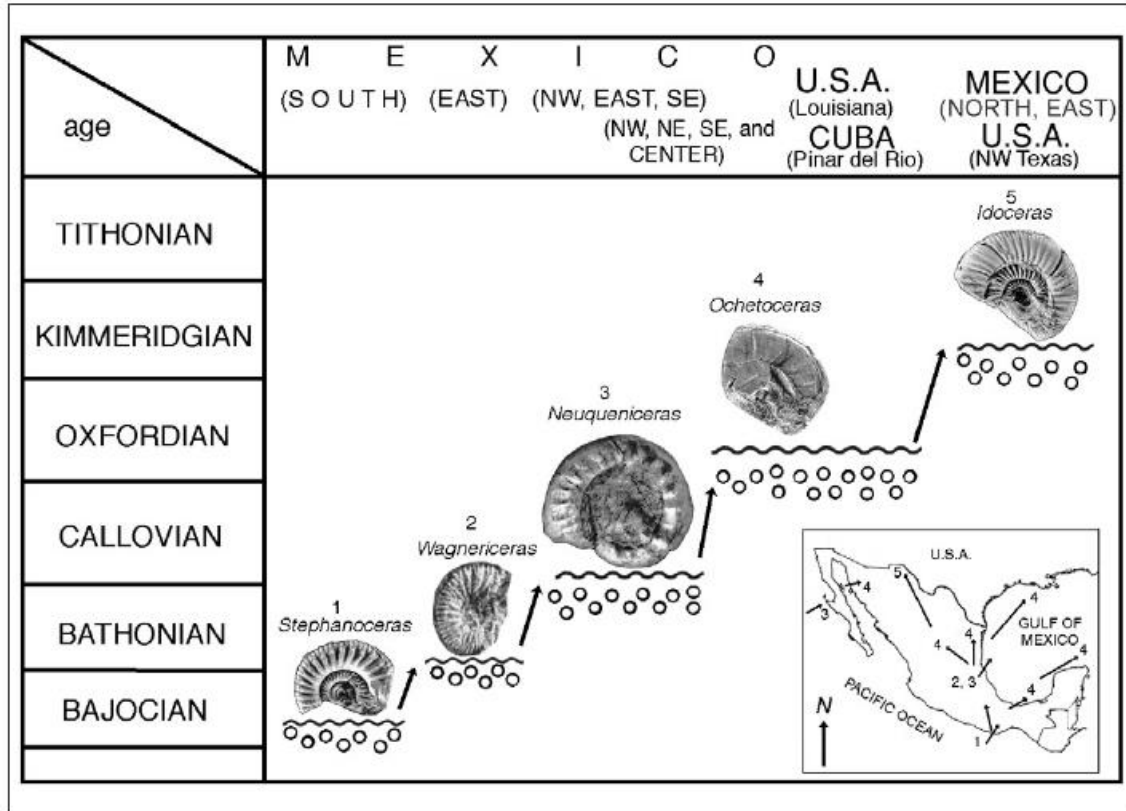


Figura 57. Eventos transgresivos del Jurásico Medio al Tardío desde el sur de México (Bajociano) al Golfo de México (Estados Unidos y Cuba) (Oxfordiano Temprano) determinado por amonitas. (Cantú-Chapa, 2001). El mapa pequeño ubicado en la parte inferior derecha muestra los diferentes eventos transgresivos (Cantú-Chapa, 2001).

El análisis estratigráfico del Jurásico Medio en México sugiere que la transgresión inició en Oaxaca, en el sur del país, continuando hacia el norte (Cantú-Chapa, 2001). Estudios estratigráficos y sedimentológicos en la región de Tampico, aproximadamente 1600 km², explican la dirección de la comunicación oceánica entre los territorios presentes de México y el Golfo de México. Descripciones sedimentológicas en complemento con un mapa isométrico cubriendo el subsuelo de esta región y parte del área noroeste de Poza Rica refuerzan la explicación de la apertura del Golfo de México desde la actual región de Tampico (figuras 57 y 58).

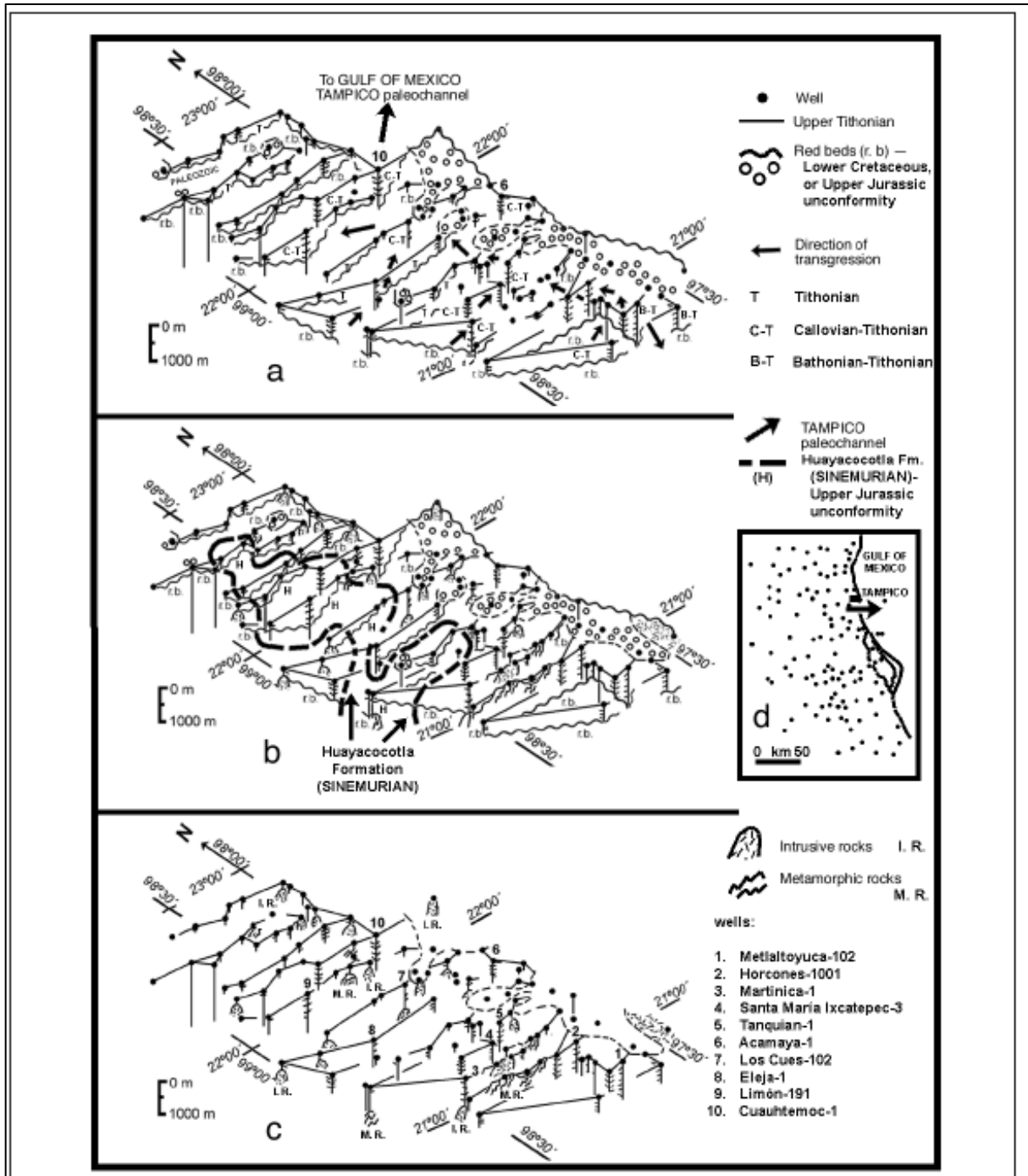


Figura 58. (a) Mapa isométrico de pozos en las regiones noroeste de Poza Rica y Tampico, este de México. Datum de referencia: tope del Jurásico o base del Cretácico Inferior en contacto con capas rojas. Las flechas indican la dirección de la transgresión del Jurásico Medio hacia el Golfo de México (Cantú-Chapa, 2001).

La figura 58 ilustra la invasión marina de la región del Golfo, afectando la región alrededor del Golfo de México desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano, la cual avanzó desde el sur del Golfo de México (Cantú-Chapa, 2001). Las litofacies del Jurásico Medio al Superior ocurrieron alrededor del Golfo de México como están mostradas, tomando el tope del Titoniano como el datum de referencia.

La datación de las bases de las secuencias sedimentarias como Jurásico Medio a Cretácico Temprano en el subsuelo del Golfo de México es muy significativo porque ésta muestra sus relaciones paleogeográficas y cambios de facies con secuencias isocronicas asociadas en el resto del país. Esto también explica sus relaciones bioestratigráficas con regiones adyacentes al Golfo de México (e.g., Louisiana y Cuba) y establece jerarquías cronoestratigráficas en áreas de sedimentación rodeando a esta cuenca (Imlay, 1980; Cantú-Chapa, 2001).

La sección estratigráfica en la figura 59 resume esta extensa área, de aproximadamente 2500 km de longitud. Datos bioestratigráficos a partir del subsuelo del sureste de Estados Unidos han sido agregados, basado en material estudiado por Imlay y Hermann (1984). Las amonitas encontradas a partir de pozos petroleros característicos han sido usadas en esta reconstrucción, confirmando la exactitud del método estratigráfico debido a que permite datación a gran escala y correlación de secuencias sedimentarias (Cantú-Chapa, 2001).

Esta sección muestra las diferentes edades de las áreas que permitieron la entrada de la transgresión del Jurásico Medio hasta obtener una ruta de comunicación Pacífico-Atlántico siendo establecida durante el Oxfordiano (Cantú-Chapa, 2001). Las áreas depositacionales de diferentes edades están destacadas, y sus relaciones estratigráficas y paleogeográficas con la apertura del Golfo de México es ilustrada sobre una escala regional.

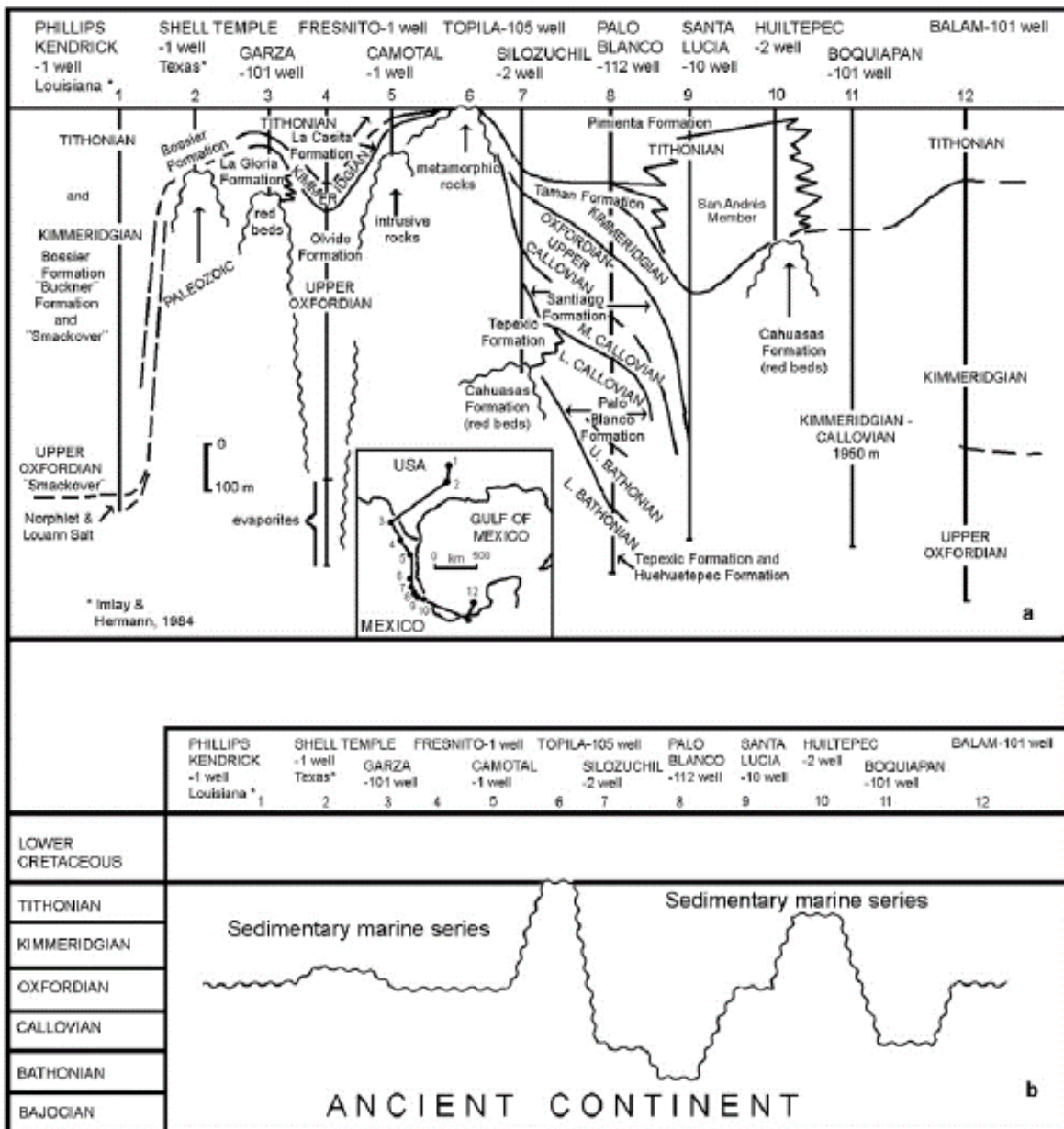


Figura 59. (a) Correlación estratigráfica del Jurásico Medio al Superior con pozos ubicados en la planicie costera del Golfo de México. Edades y espesores de las series sedimentarias están de la siguiente manera: Más antiguos al Este, Batoniano (pozo Palo Blanco-112) y gruesos en el sureste (pozo Boquiapan-101). El datum es el tope del Titoniano.(b) Síntesis Estratigráfica (Cantú-Chapa, 2001).

Un modelo sedimentario de la depositación del Kimmeridgiano más reciente para el sureste del Golfo de México, incluye barras oolíticas interrumpidas por canales de marea que transportaron material, en mayoría ooides, para formar pequeños ambientes de marea, los cuales evolucionaron en barras oolíticas interiores en la laguna (figura 60).

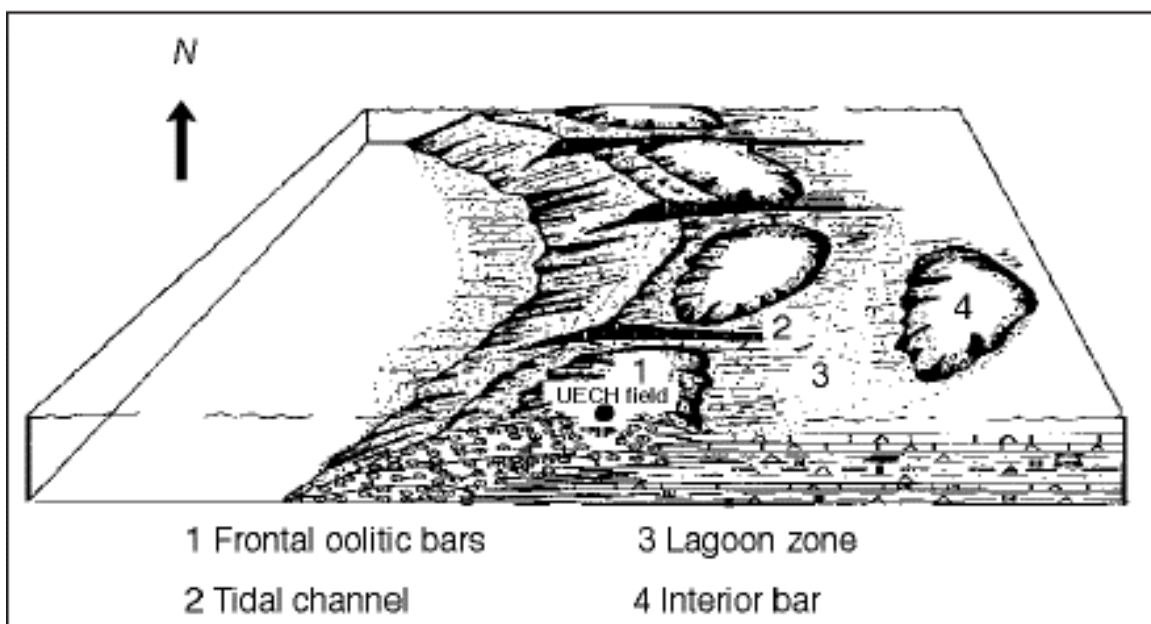


Figura 60. Modelo sedimentario de las rocas del Kimmeridgiano, mostrando un ambiente somero de alta y baja energía en las aguas abiertas y restringidas de la plataforma de Campeche, en el sureste del Golfo de México. Se muestra la ubicación del campo UECH, uno de los más representativos en esta etapa (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

Ángeles-Aquino (1988) y Cantú Chapa (1982) consideraron las rocas titonianas de la plataforma de Campeche equivalente a la Formación Pimienta en el este de México. De acuerdo con información de pozos perforados en el área, las rocas de Campeche contienen más carbonatos que la Formación Pimienta, la cual tiene más rocas terrígenas (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001). Por lo tanto, se propuso el nombre de Formación Edzná para las rocas del Titoniano en el subsuelo de la región de Campeche (ver marco estratigráfico).

Las rocas de la Formación Edzná pueden ser divididas en tres miembros: F, G y H. El primero fue depositado irregularmente sobre rocas Kimmeridgiano, donde las rocas carbonáticas predominan en el miembro E (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa,

2001) (ver marco estratigráfico). El segundo miembro está más amplia y uniformemente distribuido, y es predominantemente arcilloso (figura 61). El tercer miembro es el más ampliamente distribuido de los tres y es principalmente caliza bentonítica (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

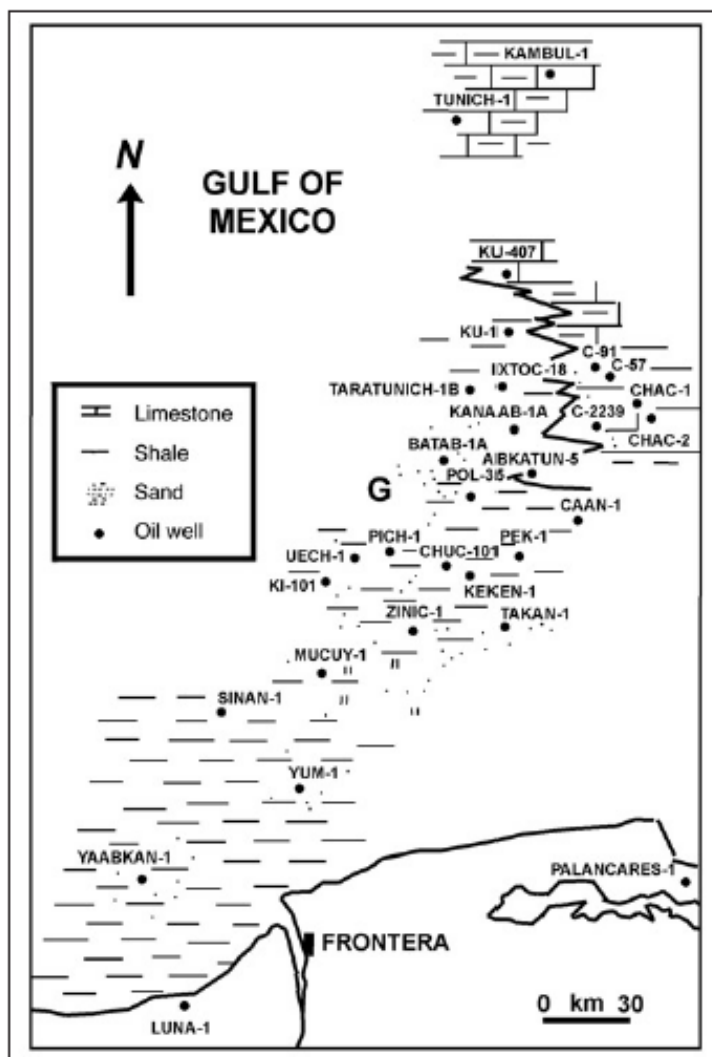


Figura 61. Distribución de las litofacies terrígenas del miembro G de la Formación Edzná (Turoniano). Las litofacies tienden a ser carbonatos hacia el este. Este horizonte es considerado la principal roca generadora de hidrocarburos en la plataforma de Campeche (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

De manera concluyente, para el Jurásico Superior de la plataforma de Campeche, existen condiciones para la depositación desde aguas de mar abierto hasta restringidas, lo cual corresponde a una secuencia transgresiva (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001).

La plataforma de Campeche es la parte oeste sumergida de la plataforma de Yucatán y ha sido el sitio para la depositación de carbonatos y evaporitas desde el Cretácico Temprano (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000). Para el Cretácico Temprano continuaron las condiciones tectónicas de depositación estables (ver marco tectonoestratigráfico). Las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán continuaban su lenta subsidencia y el mar las iba cubriendo progresivamente (Padilla y Sánchez, 2007). El área de las ya extensas plataformas seguía incrementándose y enormes volúmenes de carbonatos fueron depositados sobre la mayor parte de México. Ciertamente, las condiciones de estabilidad del Titoniano pudieron extenderse y la proporción de las lutitas intercaladas con calizas de inicios del Cretácico fueron decreciendo hasta casi desaparecer a fines del Valangiano (Cretácico Temprano) (Padilla y Sánchez, 2007).

Secuencias de gruesos paquetes de carbonatos y menores cantidades de lutitas intercaladas y con espesores superiores a los 1500 m en promedio, se depositaron entre el Hauteriviano y Barremiano, 132 a 121 Ma, esto debido al aumento de la velocidad de subsidencia de las plataformas que rodeaban el Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007). Secuencias menos gruesas se depositaron en las zonas más profundas de la cuenca mientras que en los bordes de las plataformas se formaban largas franjas de arrecifes de rudistas alrededor de las áreas anteriormente emergidas, así como alrededor de toda la cuenca del Golfo de México (Winker y Buffler, 1988).

Durante el Aptiano ocurrió un cambio en la velocidad de subsidencia que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada (Padilla y Sánchez, 2007). Se reporta una elevación rápida del nivel del mar que inicio el depósito de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos (Goldhammer y Johnson, 2001). Durante este periodo, que duró aproximadamente cinco millones de años, el mar cubrió definitivamente los altos del basamento que habían estado emergidos desde los inicios de la transgresión marina ligada a la apertura del Golfo de México en el Triásico Tardío (Padilla y Sánchez, 2007). Este evento tectónico es claro en las

regiones de Texas y el norte y centro-orientado de México (Formaciones La Peña y Otates), no así en el suroeste del Golfo de México, Sierra de Chiapas, ni tampoco en el cinturón plegado y sepultado de Reforma-Akal, en donde la sedimentación de carbonatos continuó como había venido ocurriendo desde principios del Cretácico, no existiendo evidencia alguna en la columna sedimentaria de una elevación súbita del nivel del mar (Padilla y Sánchez, 2007).

Después del Aptiano, durante el Albiano y el Cenomaniano, continuó la subsidencia general del Golfo de México, a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran, nuevamente, largas cadenas de arrecifes de barrera (figura 62) (Padilla y Sánchez, 2007). Las áreas que muestran alguna diferencia notable en el Sur de México, como por ejemplo las plataformas Artesa y Mundo Nuevo, estuvieron afectadas por el desalojo de sal calloviana que generó elevaciones del fondo marino, que a su vez causaron claras discordancias regionales en el sureste de México, como se ha observado en numerosas líneas sísmicas de Pemex (Ángeles-Aquino *et al.*, 1992).

Hacia el sur de la parte meridional del Golfo de México, la sedimentación de carbonatos continuó prácticamente invariable hasta el término del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007).

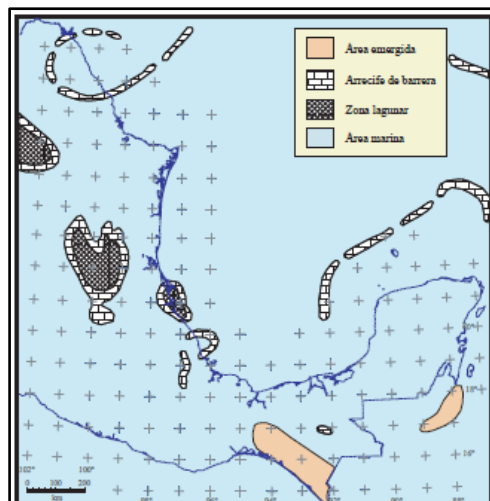


Figura 62. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano tardío, tiempo en que los altos del basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajos las aguas marinas. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la cuenca del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

Para el fin del Cretácico, durante el Campaniano y el Maestrichtiano, aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez.

Otro cambio importante en la evolución tectónica del Golfo de México ocurre en el límite entre el Periodo Cretácico y el Periodo Paleógeno, cuando se ha postulado que, en el área de Chicxulub, en la costa norte de Yucatán, ocurrió el impacto de un cuerpo del espacio exterior (meteorito) que se considera como responsable de la extinción masiva de especies animales y vegetales, entre las que se destacan los dinosaurios y las amonitas (Álvarez *et al.*, 1992). Coincidente con esta edad, existe una gran brecha en carbonatos que tiene una gran extensión en el Golfo de México. La brecha es denominada en Pemex como “Brecha-K-T” (Padilla y Sánchez, 2007), tiene miles de kilómetros cuadrados y gruesos espesores que alcanzan hasta los 700 m en algunas localidades de la plataforma de Campeche (Campo Akal, Activo de Producción Cantarell).

Los estudios estratigráficos y mineralógicos de secciones del límite Cretácico-Terciario (K-T) demuestran que las brechas costafuera productoras de petróleo y sellos de los campos petroleros en la plataforma de Campeche del límite K-T y la manera como se formó esta probablemente relacionado con el evento del impacto K-T en Chicxulub (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000). En la región del Golfo de México, han sido descritos dos tipos de depósitos de alta energía cerca del límite K-T que se cree están relacionados con el evento del impacto de Chicxulub (figura 63) (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000). En Texas, noreste de México y Alabama, el límite K-T consiste en una unidad de clásticos gruesos de alta energía con un espesor de como mucho 4 m conteniendo productos eyectados en su base y una capa de arcilla en su base (Bourgeois *et al.*, 1988). Más al sur, en la región de Tabasco y Chiapas, a mayor proximidad al cráter y cerca del margen occidental de la plataforma marina de Campeche, una brecha caótica de carbonatos de más de varias decenas de metros de espesor es encontrada directamente por debajo de la secuencia K-T eyectada (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000).

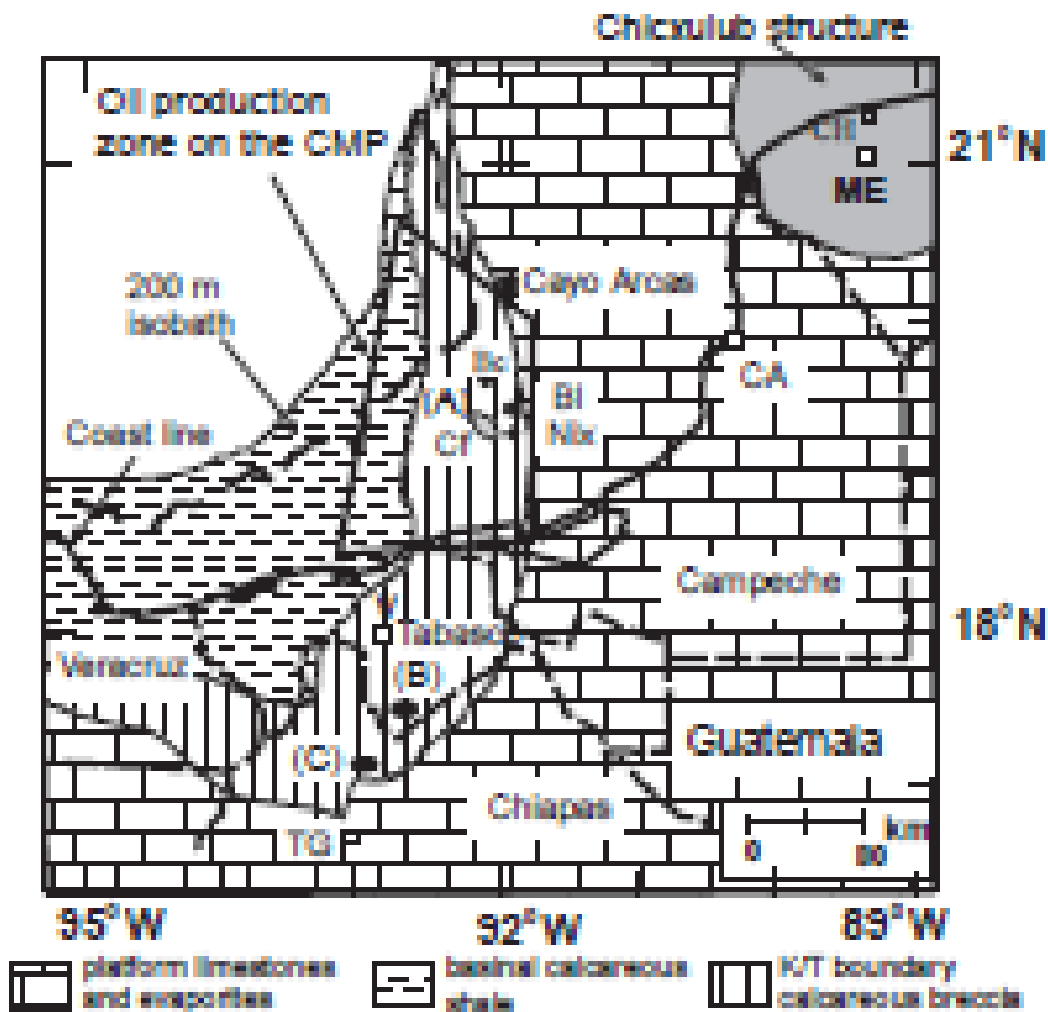


Figura 63. Mapa esquemático paleogeográfico y de litofacies para la plataforma Maastrichtense de carbonatos y arcillas calcáreas basales en el sureste de México. Distribución de la brecha del límite Cretácico-Terciario K-T sobre la plataforma marina de Campeche. (A) Campo Cantarell (Cf) y los pozos Balam-101 (Bl), Bacab-1 (Bc), y Nix-1 (Nix); (B) Guayal, Tabasco; (C) Bochil, Chiapas; CH: Chicxulub; ME, Mérida, Yucatán; CA, Campeche, Campeche; Villahermosa, Tabasco; TG, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000).

La brecha carbonática productora y la capa superior eyectada y dolomitizada (sello) encontrada en varios pozos ubicados en la plataforma de Campeche muestra típicos efectos del impacto del evento Chicxulub, tales como cuarzos alterados y plagioclasa (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000). Estas unidades costafuera están correlacionadas con brechas terrestres gruesas (50 – 300 m) y capas eyectadas por impacto en el límite K-T en las secciones Guayal (Tabasco) y Bochil (Chiapas). Las

secuencias brechoides terrestres y costafuera son probablemente el resultado de un derrumbe catastrófico mayor del margen de la plataforma carbonática desencadenado por el impacto Chicxulub (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000).

Las condiciones actuales de la brecha del límite K-T pueden ser la combinación de la ocurrencia de este evento catastrófico junto con condiciones de carsticidad por exposición subaérea de los carbonatos depositados en extensas planicies de intermarea, lo cual puede explicar parte de su extensión territorial (figura 64); sin embargo, los grandes espesores (700 m) requerirían un movimiento súbito de subsidencia para poder justificar la edad de la brecha (65.5 Ma) (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000).

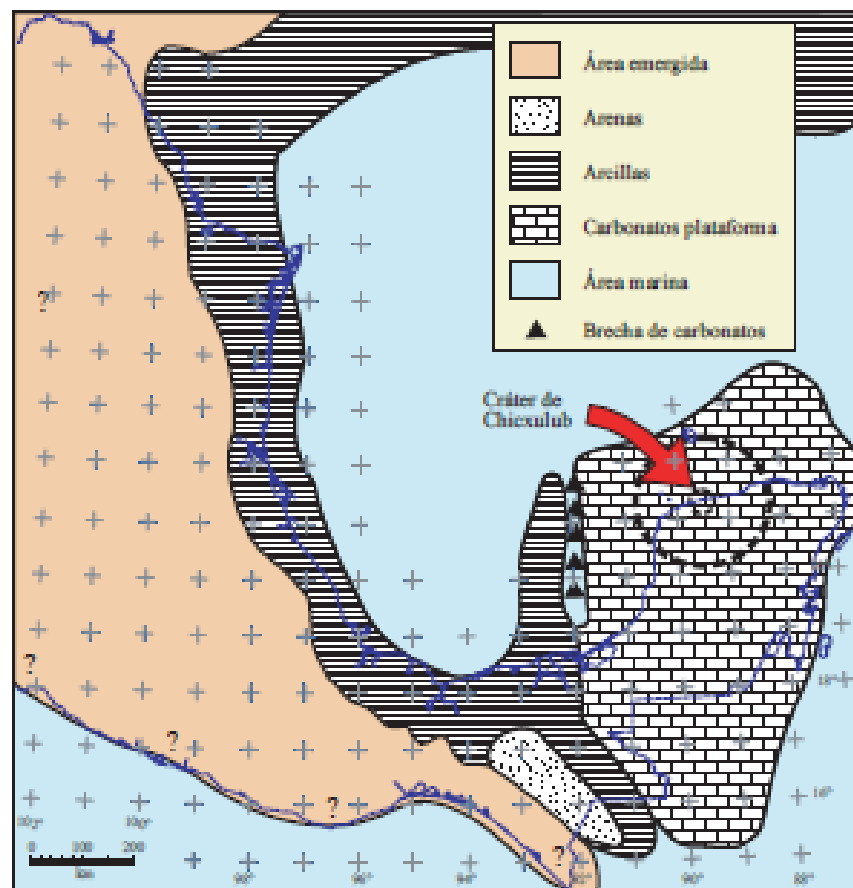


Figura 64. Paleogeografía de inicios del Paleoceno, edad propuesta para el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub, Península de Yucatán, México. En este tiempo se depositó una brecha de carbonatos, actualmente productora de petróleo, de gran extensión y espesores de hasta 700 m (Padilla y Sánchez, 2007).

CAPITULO III. METODOLOGIA GENERAL Y DESARROLLO DEL ESTUDIO

Con el fin de caracterizar los diferentes estilos estructurales presentes en el área de estudio, se aplicó una metodología clásica para la interpretación sísmico – estructural del área de estudio. Se inició con la búsqueda, carga y validación de los datos correspondientes a registros petrofísicos de pozos (sónicos, densidad) y los datos correspondientes a los registros sísmicos de pozos (Checkshot / VSP), volúmenes y líneas sísmicas y estudios previos realizados en el área.

Se llevó a cabo la calibración sísmica-pozo para la identificación de los reflectores sísmicos asociados a los marcadores (topes) geológicos de interés y realizar la interpretación de estos en conjunto con las fallas y las intrusiones salinas que los han afectado. A partir de esto, se generaron los mapas estructurales en tiempo de los horizontes sísmicos de interés, se construyó el modelo estructural en tres dimensiones para la generación del modelo de velocidades, el cual tomó en cuenta toda la complejidad estructural del área de estudio, sin ningún tipo de simplificación, e integrando la información de las funciones de velocidades obtenidas a partir de las curvas tiempo-profundidad generadas en el etapa de la calibración sísmica-pozos y las velocidades generadas durante el procesamiento (RMS) de los datos sísmicos. Finalmente se lleva a cabo la conversión a profundidad, a partir del volumen de velocidades ajustado y calibrado, el cual también podrá ser utilizado como dato de entrada para otros procesos tales como cálculos volumétricos de reservas, migración sísmica en profundidad, tomografía sísmica, trazado de rayos, estudios geomecánicos, etc.

El área de estudio abarca una zona productora de hidrocarburos descubierta en el año 1993, la cual se encuentra entre las áreas más complejas, desde el punto de vista geológico – estructural en la plataforma de Campeche (Región Marina de Pemex), siendo productor en rocas naturalmente fracturadas y resultando en la invasión temprana del agua en la mayor parte de los pozos del área.

La presencia de intrusiones salinas, autóctonas y alóctonas, una discordancia erosiva en el límite entre las rocas del Terciario y Cretácico, y fallas listricas sindeposicionales en el Terciario, entre otras características, constituye un reto

mayor desde el punto de vista de la interpretación sísmico-estructural, modelado estructural 3D, modelado de velocidades y conversión tiempo–profundidad, tomando en cuenta el enfoque del conocimiento detallado de la complejidad estructural/estratigráfica del área de estudio, los controles de calidad de los datos a utilizar y el uso de tecnología de vanguardia.

3.1. INTERPRETACIÓN SÍSMICO – ESTRUCTURAL

La estrategia para la interpretación sísmica está basada en el reconocimiento dentro del dato sísmico de una serie de factores claves, tanto estructurales como stratigráficos. La interpretación estructural sigue un flujo de trabajo convencional de picado de horizontes, fallas y cuerpos salinos. La interpretación estructural proporciona ideas de la evolución estructural del área y los episodios tectónicos a los cuales estuvo sujeta el área de interés, tales como: extensión, compresión, movimiento lateral y tectónica salina.

Uno de los primeros pasos durante el proceso de interpretación sísmica consiste en establecer la relación entre los reflectores sísmicos y la estratigrafía a través de la construcción de los sismogramas sintéticos. Para la interpretación y el mapeo estructural, puede ser suficiente con establecer una relación aproximada (por ejemplo, un reflector “X” se encuentra cerca del tope del Jurásico); sin embargo, para la construcción de modelos de velocidades detallados, conversión tiempo–profundidad en áreas de complejidad geológica-estructural, caracterización de yacimientos: generación y análisis de atributos sísmicos, y procesos especiales: inversión sísmica, AVO/AVA, etc., se requiere una calibración sísmica-pozo precisa.

Para los objetivos de este estudio y de esta metodología, la calibración sísmica-pozo es importante por lo siguiente: (1) Los topes (cimas) formacionales no pueden ser identificados directamente de la información sísmica. (2) Las formaciones geológicas identificadas previamente en los pozos se encuentran medidas en profundidad, mientras que la información sísmica se encuentra en tiempo. (3) Los sismogramas sintéticos son el dato de entrada principal para la generación de un modelo de velocidades que proporcione una relación confiable tiempo–profundidad en 3D. (4) La correcta asignación del “nombre de Formación y edad” al reflector

sísmico correcto es significativo para el posterior entendimiento de la evolución geológica de una determinada área y sus implicaciones con el sistema petrolífero.

El cálculo de los sismogramas sintéticos en el área de este estudio se llevó a cabo en ocho (8) pozos: Y-1, Y-3, Y-25, Y, 35, Y-101, P-162, X-1 y X-101. Todos estos pozos atravesaron la columna geológica completa desde el Terciario al Mesozoico, con excepción del pozo Y-DL, el cual no llegó a atravesar por completo la columna geológica del Terciario.

El primer paso para el cálculo del sismograma sintético fue la implementación de un control de calidad de la tabla tiempo-profundidad obtenida de los reportes originales de los registros de sísmica de pozos (VSP/Checkshot) adquiridos en la zona de estudio para el cálculo de las velocidades interválicas y verificar si estas velocidades parecen razonables desde el punto de vista geológico. El segundo paso consistió en la ejecución de un control de calidad para los registros de pozos requeridos para la generación de los sismogramas sintéticos: Registro sísmico (DT) y densidad (RHOB).

Una manera de realizar un control de calidad de los registros sísmicos es la conversión de los valores de DT, el cual se expresa como la "lentitud" o el inverso de la velocidad interválica ($1/V_i$), a velocidad interválica y verificar si estas velocidades son geológicamente realistas. También, estos valores de velocidad interválica "generada" a partir de los registros sísmicos, deben ser similares a la velocidad interválica obtenida a partir de los registros de sísmica de pozos (VSP/Checkshot), al menos en términos de las tendencias que se observen en ambos registros. No pueden tener exactamente los mismos valores de velocidad debido a que provienen de diferentes metodologías y herramientas de adquisición que tienen diferentes resoluciones y diferentes escalas. Los registros sísmicos petrofísicos de pozos (DT, RHOB, etc.) son adquiridos a una escala mesoscópica, mientras que los registros sísmicos (sísmica de pozos: VSP/Checkshot, sísmica 2D/3D) son adquiridos a escala macroscópica. Por esta razón, durante el cálculo de los sismogramas sintéticos es necesario llevar a cabo la calibración del registro sísmico. La calibración del registro sísmico viene acompañada con el proceso de acondicionamiento de los registros petrofísicos de pozos para la posterior

construcción del sismograma sintético: eliminación de picos (*spikes*) que puedan generar anomalías de velocidades no geológicas, etc. En condiciones normales, cuando se tiene una calidad del dato adecuada de los registros, la calibración del registro sísmico es suficiente para la eliminación de los picos o valores anómalos. Si los valores de velocidad anómalos aumentan, será necesario un análisis detallado para determinar si las anomalías de velocidad son reales y relacionadas con eventos geológicos del área o son incorrectos y pueden ser resultado de errores de adquisición o procesamiento de estos.

En la mayoría de los casos, cuando la litología de un área es desconocida, es difícil de ver si los valores de velocidades son correctos. Sin embargo, en la mayoría de los casos, es suficiente con editar los picos anómalos ("*spikes*") a partir del registro de pozo y del análisis integrado con otro tipo de registros que ayuden a determinar si ese tipo de respuestas de velocidades consideradas anómalas se deben a cambios formacionales u otros factores, como por ejemplo la presencia de derrumbes en el hoyo por atravesar altamente deformada y fracturada, etc. Para el cálculo de los valores de impedancia acústica ($\text{Impedancia Acústica} = \text{Velocidad} \times \text{Densidad}$), las variaciones de velocidad tienen más "peso" que las densidades; por lo tanto, el registro sísmico, a partir del cual se obtienen las velocidades, afectaran el cálculo de la impedancia acústica en mayor medida que problemas que se puedan tener en las densidades.

La figura 65 muestra el cálculo del registro sísmico calibrado, a través del módulo de *Section*[®] de la aplicación *SeisEarth*[®], *Suite Paradigm*[®]. Durante la obtención del registro sísmico calibrado se obtiene el registro de deriva (*drifting*), el cual no es más que la diferencia entre el registro sísmico original (DT), adquirido a lo largo de la trayectoria del pozo, con el sísmico calculado a partir de los registros de sísmica de pozos adquiridos (*VSP/Checkshot*). Esta diferencia es expresada en la curva de deriva o *drift* (quinta pista a la derecha, figura 65), la cual constituye uno de los controles de calidad más importantes del registro sísmico DT y de los registros de sísmica de pozos (*VSP/Checkshot*). En el caso ilustrado en la figura, se tiene una diferencia entre los registros menores a -20 y 20 ms, lo cual significa que los registros sísmicos y de sísmica de pozos son de excelente calidad, y el registro

sónico calibrado resultante es un registro confiable para la calibración sísmica-pozo, generación del modelo de velocidades detallado y conversión tiempo-profundidad.

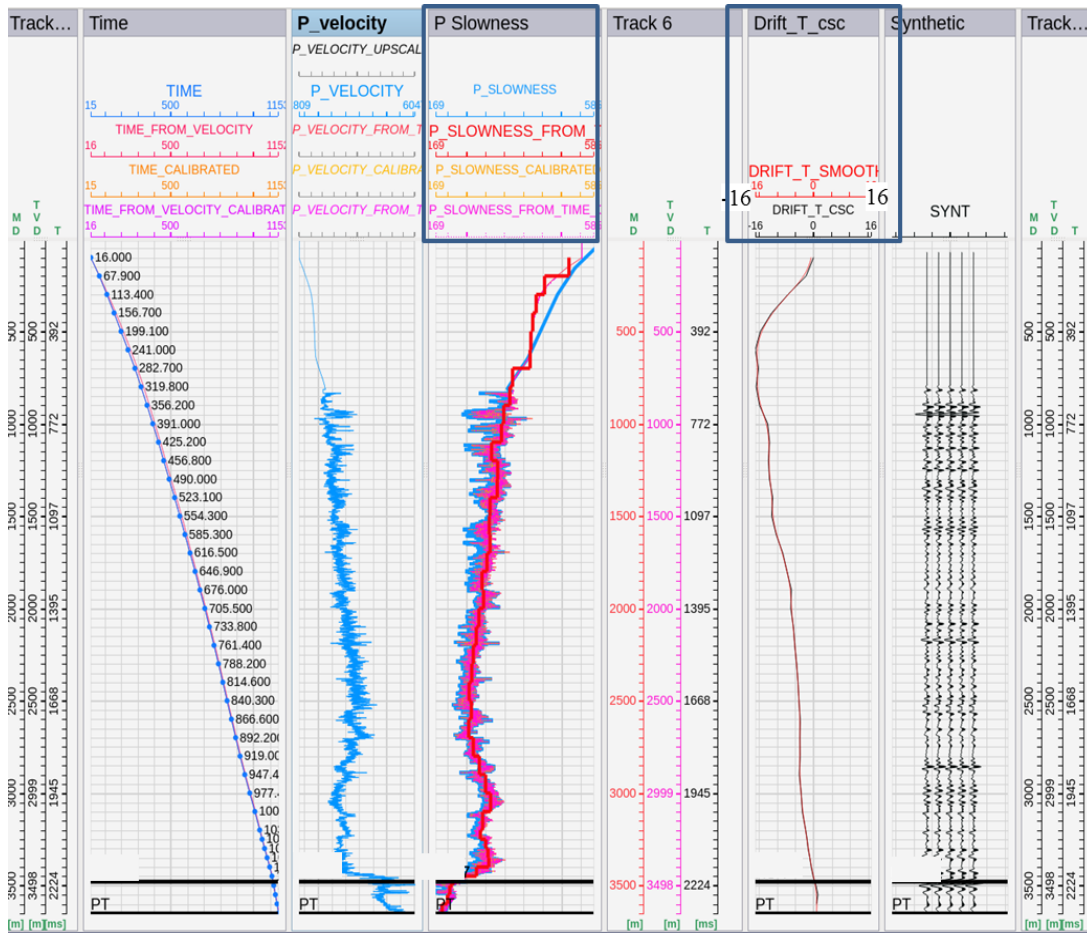


Figura 65. Cálculo del registro sónico calibrado, tercera pista (*track*) de izquierda a derecha (curva fucsia), obtenido a partir del registro sónico adquirido en el pozo (curva azul clara) y el sónico calculado a partir del registro de sísmica de pozo (*VSP/Checkshot*). La curva de deriva (*drift*) se encuentra en la quinta pista (*track*) de izquierda a derecha; en el caso mostrado, la máxima deriva o diferencia fue de -16 ms, considerándose los registros de excelente calidad y válidos para la calibración sísmica-pozos. La segunda pista (*track*) de izquierda a derecha corresponde a la ley de velocidad resultante del registro sónico original (no calibrado), la cual muestra valores de velocidades interválicas de entre 1800 m/s (velocidad de reemplazo) y 4500 m/s para la columna terciaria; luego, en la entrada de la secuencia cretácica (carbonatos), se observa el aumento de las velocidades y la consecuente disminución de las lentitudes (registros sísmicos). Este comportamiento es característico del cambio de los terrígenos del Terciario a los carbonatos del Cretácico, típico al sur de la cuenca del Golfo de México, tanto en zonas terrestres como marinas (costafuera).

Para la generación de los sismogramas sintéticos se seleccionó el modelo de convolución Zero Offset con una ondícula teórica de entrada *Ricker*, fase cero. Para la obtención de una mayor correlación, se determinó un intervalo centrado en la zona de interés del yacimiento de acuerdo con cada pozo a calibrar. Posteriormente, se llevó a cabo un análisis de señales sobre el dato sísmico 3D, calculando el espectro de amplitud sobre la ventana de interés, el cual resultó en una señal con un contenido de frecuencias entre principalmente 10-15 Hz. En la siguiente figura se muestra la selección de frecuencias ajustada al espectro de amplitud extraído de la sísmica en las trazas sísmicas cercanas al pozo. Esta ondícula (*Ricker*) es guardada en el proyecto y seguidamente utilizada para la convolución con la serie de reflectividad calculada a partir del registro sísmico calibrado y el densidad (figura 66).



Figura 66. Ventana de calibración sísmica-pozo y el coeficiente de correlación alcanzado (0,75) en la ventana temporal: 1599 – 2000 ms para el pozo Y-101.

Al final de la generación del Sismograma Sintético se presenta la sección sísmica arbitraria donde se puede observar el ajuste de éste con la sísmica. Se resalta la ventana de interés con la ubicación de los reflectores asociados con los horizontes geológicos de interés económico (figura 67).

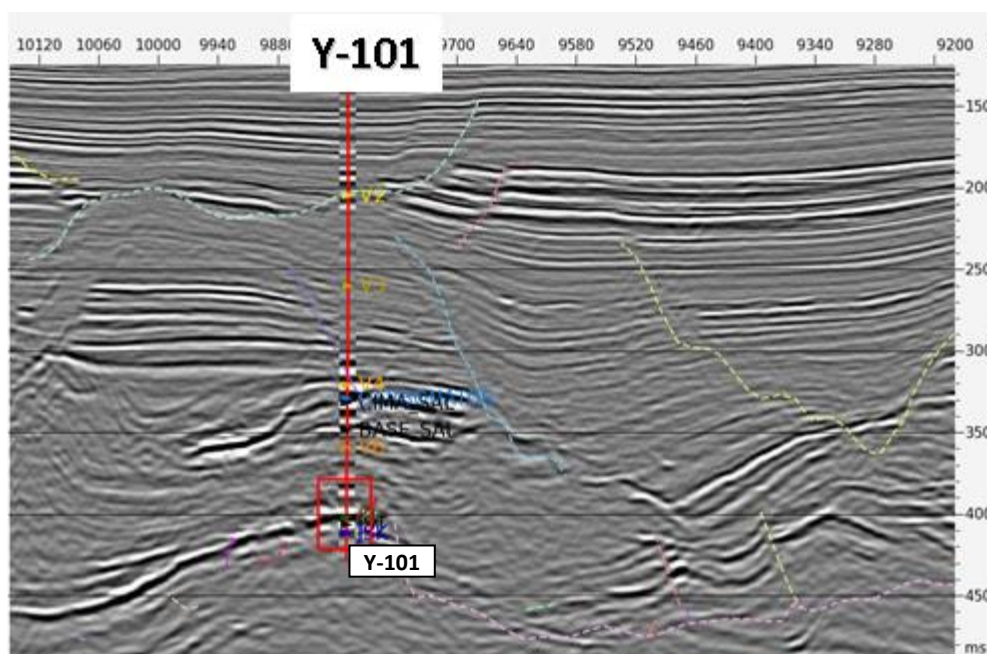
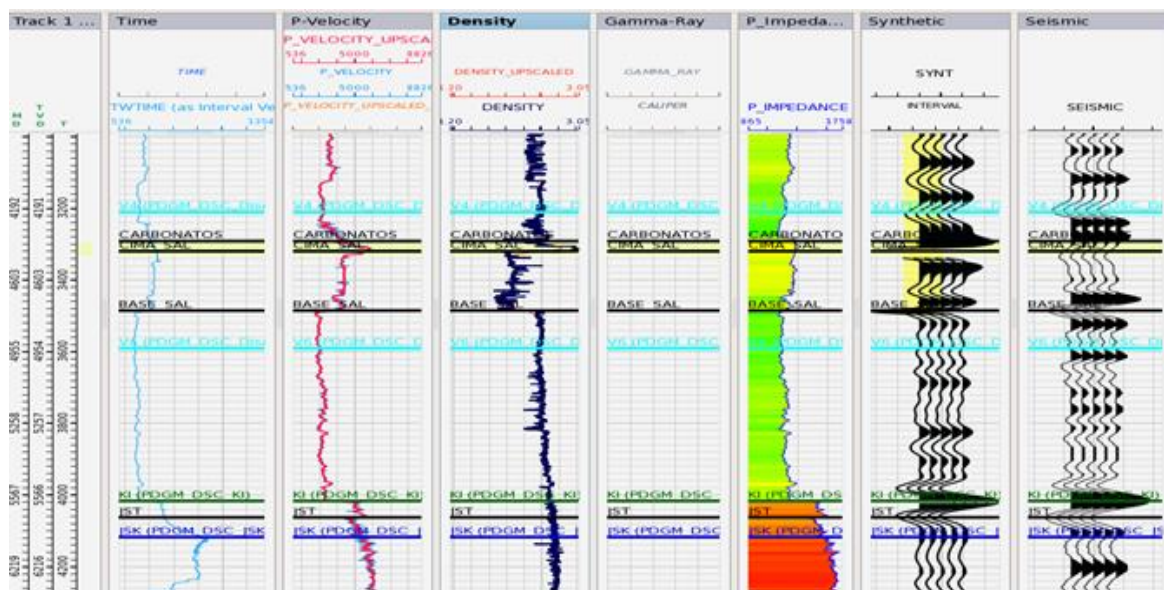


Figura 67. Imagen Superior: Velocidades intervalicas, registros de densidad y de impedancia P, pozo Y-101. Sísmica en tiempo doble de viaje. Se observan marcadores geológicos de la capa de carbonatos, tope y base de la sal alóctona, y en la parte inferior la entrada a la secuencia cretácica, con el cambio de las velocidades debido al cambio de litología de terrígenos (Terciario) a los carbonatos del Cretácico. Imagen Inferior: sección sísmica sobre la ubicación del pozo Y-101.

El sismograma sintético para el pozo Y-101 muestra en general una correlación buena a excelente a lo largo de toda la columna. Sin embargo, el objetivo de este sismograma sintético fue la identificación de los reflectores sísmicos asociados con la intrusión salina alóctona, en su tope y en su base, la cual se encuentra rodeada por la capa de sedimentos terrígenos del Terciario. En la parte más profunda del pozo se calibran los reflectores sísmicos asociados con los marcadores geológicos del Mesozoico: La entrada a la secuencia cretácica viene dada por el contacto erosivo entre el Paleoceno Inferior (Terciario) con el Cretácico Inferior (KI). Luego se tiene el tope del Jurásico Superior Titoniano (JsT) y el Jurásico Superior Kimmeridgiano (JsK).

Respecto a la interpretación sísmico-estructural, la misma se realizó sobre la información del levantamiento sísmico 3D Tsimin-Tojual 3DTZ, adquirida por PEMEX en el año 2013. Se interpretaron horizontes desde el Fondo Marino hasta el tope de la sal alóctona. En total se interpretaron ocho (8) Horizontes Terciarios, incluyendo el Fondo Marino, igualmente se incluyeron tres (3) Horizontes del Mesozoico, para un total de once (11) horizontes interpretados.

Los horizontes de interés que representan la configuración estructural en el dominio del tiempo, a nivel del Mesozoico son: Tope del Cretácico Superior (Ks), Tope del Cretácico Inferior (KI), además de la Tope del Jurásico Superior (JsK). La siguiente tabla muestra en resumen los horizontes interpretados.

NÚMERO DE HORIZONTES INTERPRETADOS	
FONDO MARINO	1
DISCORDANCIAS (TERCIARIO)	3
HORIZONTES DE CONTROL DE VELOCIDAD	4
HORIZONTES DEL CRETACICO	3

Tabla 2. Horizontes interpretados en la sísmica 3D para la realización de este estudio.

Del mismo modo, se interpretaron el siguiente número de fallas, las cuales tienen influencia desde el punto de vista semiregional, como a escala de detalle, en el yacimiento de interés:

NÚMERO DE FALLAS INTERPRETADAS	
Fallas Normales Terciario	29
Fallas Normales Yacimiento	52
Fallas Inversas Yacimiento	42

Tabla 3. Total de fallas interpretadas para la realización de este estudio.

Se interpretó el Fondo Marino tomando como referencia la primera interfase donde empieza el primer reflector positivo del dato sísmico, debido a que en la secuencia de procesamiento de los datos sísmicos, el filtro utilizado cortó parte de la información, la cual está asociada con la capa de agua existente en este campo ubicado costa afuera. La profundidad del Fondo Marino, está dada en metros y es utilizada para la construcción del modelo estructural 3D y de velocidades. Se utilizó y validó como valor del marcador, los datos proporcionados por los reportes de perforación de alguno de los pozos que se encuentran en el área de estudio:

FONDO MARINO (Profundidad Vertical Verdadera Bajo el Nivel del Mar; <i>True Vertical Depth Sub Sea –TVDSS-</i> en metros)	
P-162	22
X-1	23
X-101	22
Y-1	22
Y-101	21
Y-1DL	22
Y-23	20
Y-25	21

Tabla 4. Profundidad del Fondo Marino, en metros, para pozos ubicados en el área de estudio. Esta información de batimetría fue utilizada durante la construcción del modelo estructural 3D y de velocidades.

A nivel del Terciario se tiene la presencia de eventos discordantes. Estos horizontes representan cambios en el patrón de sedimentación regional, lo cual se ve reflejado en el cambio del carácter sísmico a lo largo de dichas superficies, con la presencia de terminaciones sísmicas (truncaciones) contra las discordancias, siendo éste uno de los principales criterios utilizados para la interpretación de dichas superficies discordantes, las cuales son de importancia para entender la evolución y complejidad estructural del área de estudio a nivel de los horizontes de interés, ubicados a mayor profundidad, en el Mesozoico, Cretácico Inferior (KI).

Los eventos discordantes interpretados fueron los siguientes (tabla 5):

DISCORDANCIAS	
EVENTO	EDAD APROXIMADA
Discordancia 1	Mioceno Medio (V4)
Discordancia 2	Mioceno Temprano (V5)
Discordancia 3	Oligoceno Medio (V6)

Tabla 5. Eventos discordantes interpretados en la sísmica 3D. Se indica la edad geológica aproximada de cada uno de los eventos discordantes interpretados.

Tomando en cuenta los cambios de velocidad observados en los registros sísmicos (DT) en los pozos con información de TZ propia, cambios litológicos verticales proporcionados por otros registros geofísicos (Rayos Gamma), además de los cambios del carácter sísmico (*signature*), se interpretaron horizontes asociados a cambios de velocidades verticales, llamados Horizontes de Velocidad, a nivel del Terciario. Estos horizontes son de importancia para el control de velocidades a nivel Terciario, ya que corresponden a las formaciones geológicas que se encuentran entre la superficie marina (Datum de Referencia Sísmico) y las formaciones productoras (Cretácico Inferior) en la zona de estudio. De acuerdo con lo anterior, se interpretaron cuatro (4) horizontes de control de velocidades, donde la Tabla 6 muestra los horizontes interpretados:

HORIZONTES DE VELOCIDADES	
V0	HrzV0
V1	HrzV1
V2	HrzV2
V3	HrzV3

Tabla 6. Horizontes de Velocidad, de la secuencia del Terciario, interpretados en la sísmica 3D. La columna de la derecha muestra el nombre del horizonte en la base de datos del proyecto generado para este estudio.

Para la interpretación del tope y base de las intrusiones de sal alóctona y la sal autóctona, se interpretaron los siguientes horizontes “Multi Z”. Esta tecnología permite que un determinado horizonte sísmico a interpretar, se tengan en un mismo par de coordenadas (X, Y) ubicadas en un punto cualquiera en el plano, diferentes valores verticales (en tiempo o profundidad), o diferentes valores en el eje “Z”. Se tomaron como datos de referencia, los marcadores de los pozos que indican la presencia de SAL, como se muestra en la siguiente tabla (Tabla 7):

ESPESOR DE CUERPO SALINO ALOCTONO (TVDSS)		CUERPO SALINO AUTOCTONO
P-162	519m	Tope 5722tvdss – PT 5861tvdss
Y-1	1330m	-----
Y-101	364m	-----
Y-19	489m	-----
Y-23_AG1	1857m	-----
Y-23_AG2	1855m	-----
Y-25	281m	Tope 5729tvdss – PT 6307tvdss
Y-3	358m	-----
Y-35	182	-----
Y-37	437	-----

Tabla 7. Espesores de la intrusión salina alóctona de los pozos que la cruzaron en el Terciario (primera columna de la izquierda) y profundidad del tope (cima) de la sal autóctona de los pozos que llegaron a penetrar este depósito.

Las figuras 68 y 69 muestran la influencia de la tectónica salina en el área de estudio. La migración y deformación de las depositaciones salinas del Jurásico Medio (Calloviano) en el área de estudio, se encuentran enmarcadas dentro de la compleja historia tectónica del sureste de México, con la consecuente formación de estructuras salinas tipo “almohadillas” (*salt pillows*), “soldaduras” (*salt welt*), y diapiros a nivel del Mesozoico.

La sal alóctona en el Terciario, es un cuerpo en forma de domo elongado, la cual fue atravesada por varios de los pozos ubicados en la zona de estudio (tabla 7). La sal alóctona típicamente avanza sobre una falla de cabalgamiento que vincula la lengua de la sal al piso marino (Hudec y Jackson, 2009).

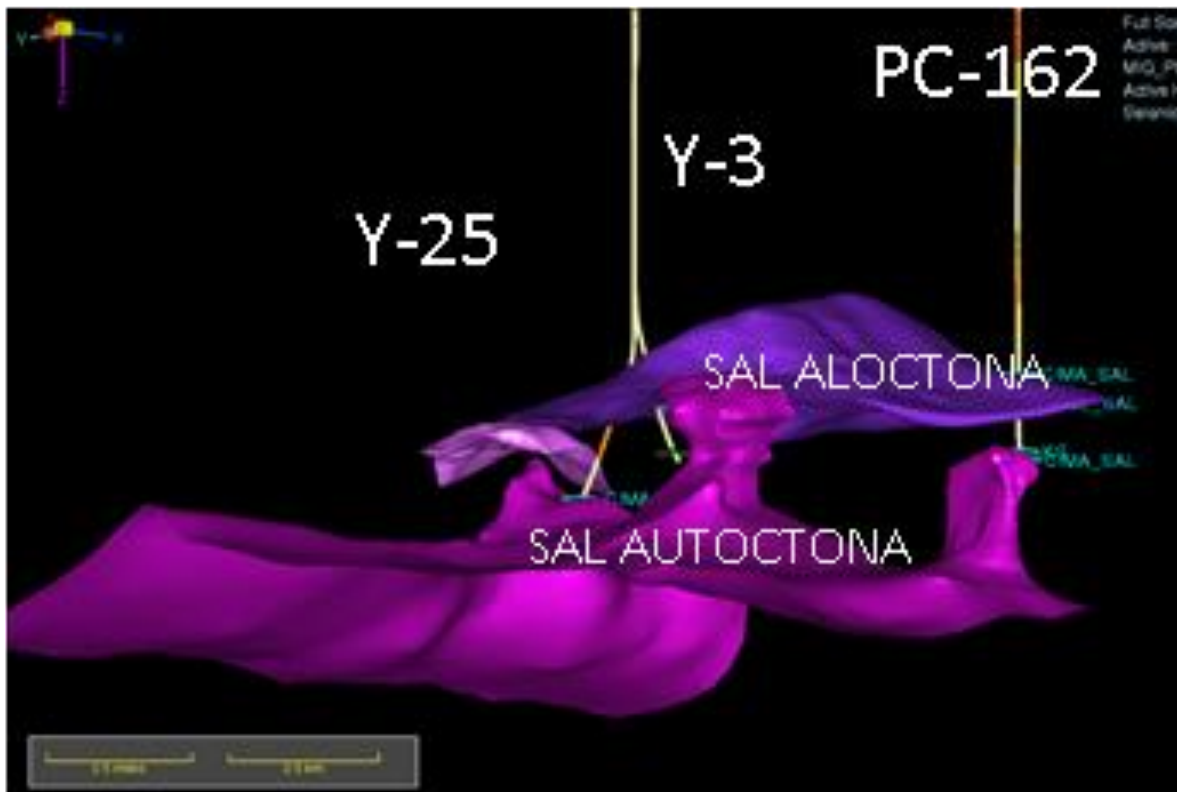


Figura 68. Vista 3D de las superficies interpretadas para los cuerpos salinos intrusivos del Terciario (Sal Alóctona) y la Sal Autóctona.

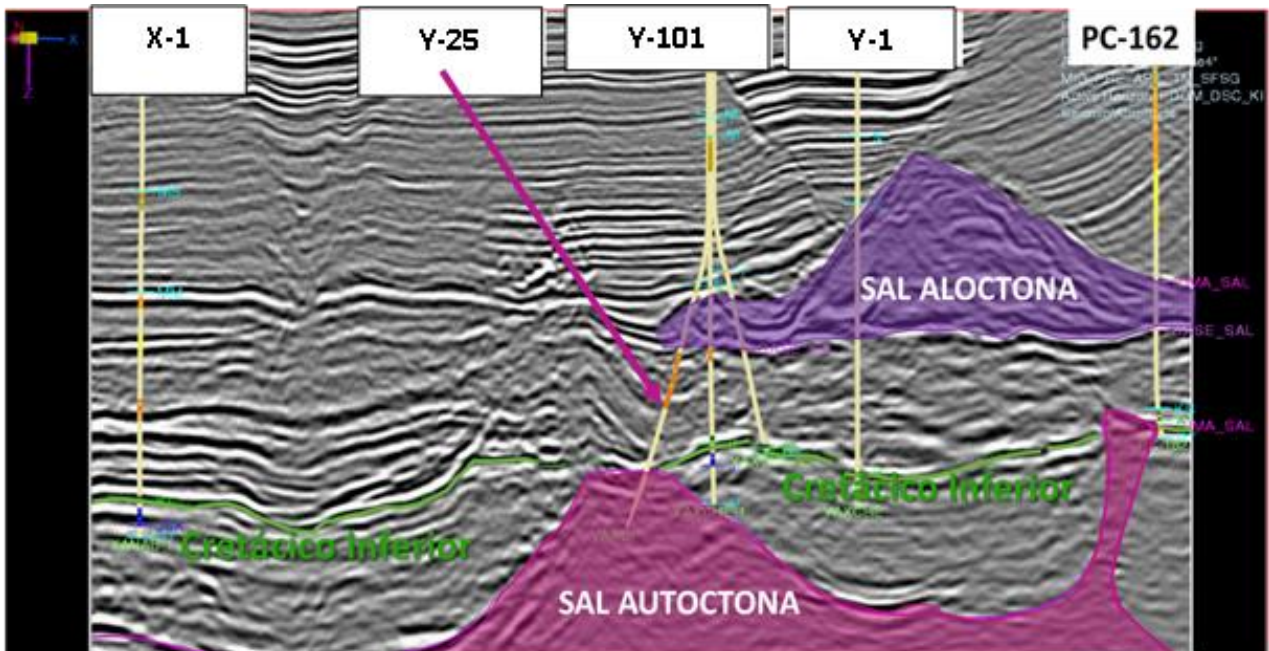
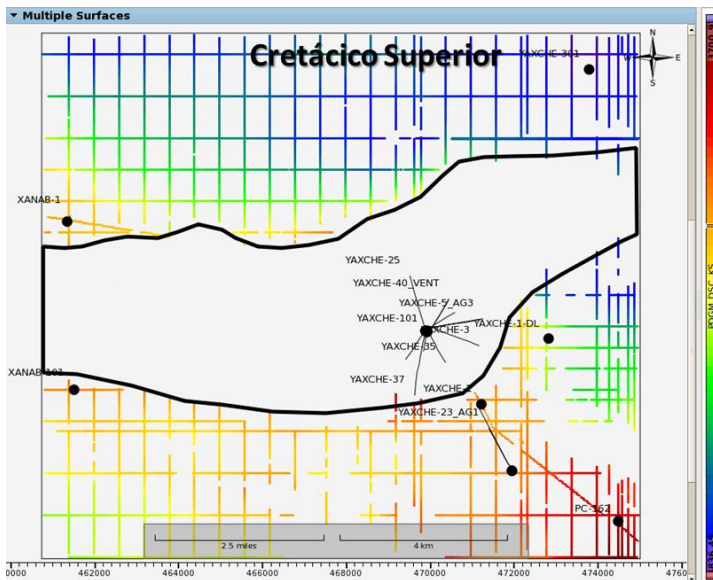
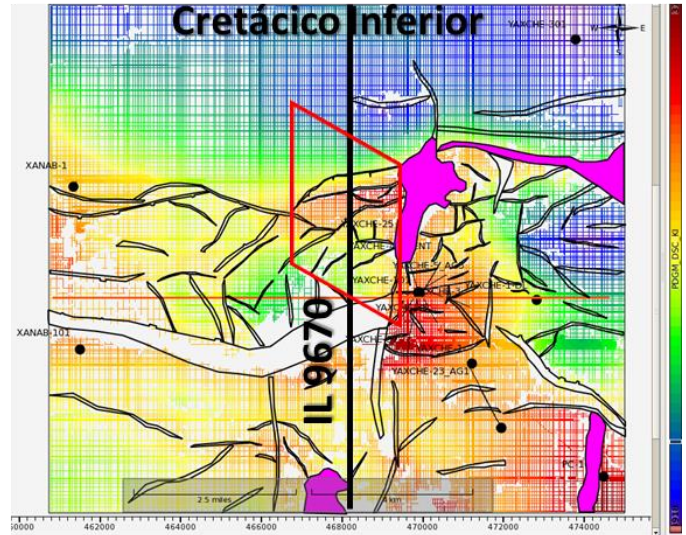
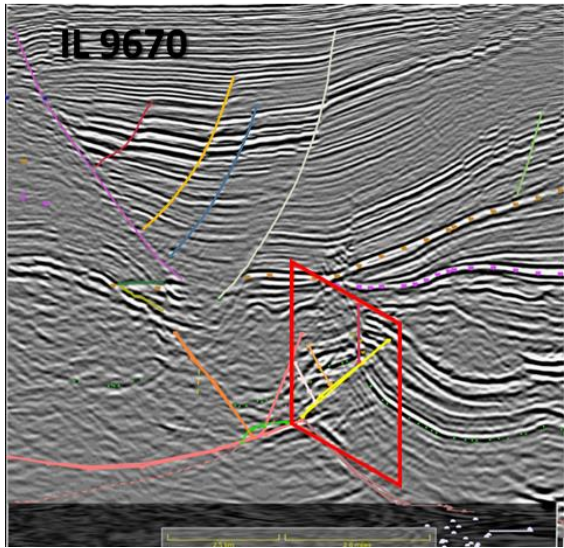


Figura 69. Sección sísmica arbitraria a través de algunos pozos claves dentro del área de estudio, con la interpretación de los cuerpos salinos del Terciario (Sal Alóctona) y del Mesozoico (Sal Autóctona)

Los horizontes de control de velocidad, sumados al Fondo Marino, los tres eventos discordantes, el yacimiento Cretácico Inferior y Jurásico Superior Kimmeridgiano, constituyen la interpretación estructural general. Estos forman parte de la interpretación **Sísmico – Estructural** integrada del área de estudio, tomando en cuenta la nueva información del levantamiento sísmico Tsimin-Tojual 3DTZ.

La figura 70 muestra la **Inline 9670**. Se observa una estructura tipo anticlinal a nivel del Cretácico Inferior, el cual es de esperar se mantenga en profundidad, está al NO de la zona de estudio, limitado por una falla inversa al norte y un cuerpo de sal al este, las cuales pueden funcionar como sellos laterales. También se observa el mallado generado durante la interpretación de los horizontes Cretácico Inferior (KI) y Cretácico Superior (KS). El horizonte Cretácico Superior se encuentra erosionado en el centro del área de estudio, en un corredor que abarca del oeste al este. Esto se comprueba con la información disponible proporcionada por los pozos ya perforados, los cuales también se muestran a continuación.



COLUMNA CRETÁCICO			
Pozos	KS	KM	KI
P-162	SI	AUSENTE	SI
X-1	SI	SI	SI
X-101	SI	SI	SI
Y-1	SI	SI	SI
Y-1DL	AUSENTE	AUSENTE	AUSENTE
Y-3	AUSENTE	SI	SI
Y-4	AUSENTE	AUSENTE	SI
Y-5	AUSENTE	AUSENTE	SI
Y-23	SI	SI	SI
Y-25	AUSENTE	AUSENTE	AUSENTE
Y-35	AUSENTE	SI	SI
Y-37	AUSENTE	SI	SI
Y-101	AUSENTE	AUSENTE	SI

Figura 70. Sección Sísmica IL 9670, mallado en el dominio de tiempo del horizonte Cretácico Inferior (KI), asociado al nivel productor de hidrocarburos principal, en la parte superior derecha. En la esquina inferior izquierda se tiene la interpretación del horizonte Cretácico Superior, el cual se encuentra erosionado en gran parte de la zona de estudio, como se demuestra con la información de los pozos perforados en la parte central del área de estudio (tabla columna Cretácico, parte inferior derecha).

Las figuras 71, 72 y 73 son secciones sísmicas en el dominio de tiempo, en diferentes direcciones y ubicadas en diferentes localidades dentro del área de estudio, donde se observa la complejidad geológica tanto a nivel del Terciario

(Horizontes V1 – V6), como a nivel de la secuencia carbonatada del Cretácico, cuyo principal horizonte en el área, por su continuidad a lo largo de la misma y por contener la roca yacimiento más importante, es el Cretácico Inferior (KI).

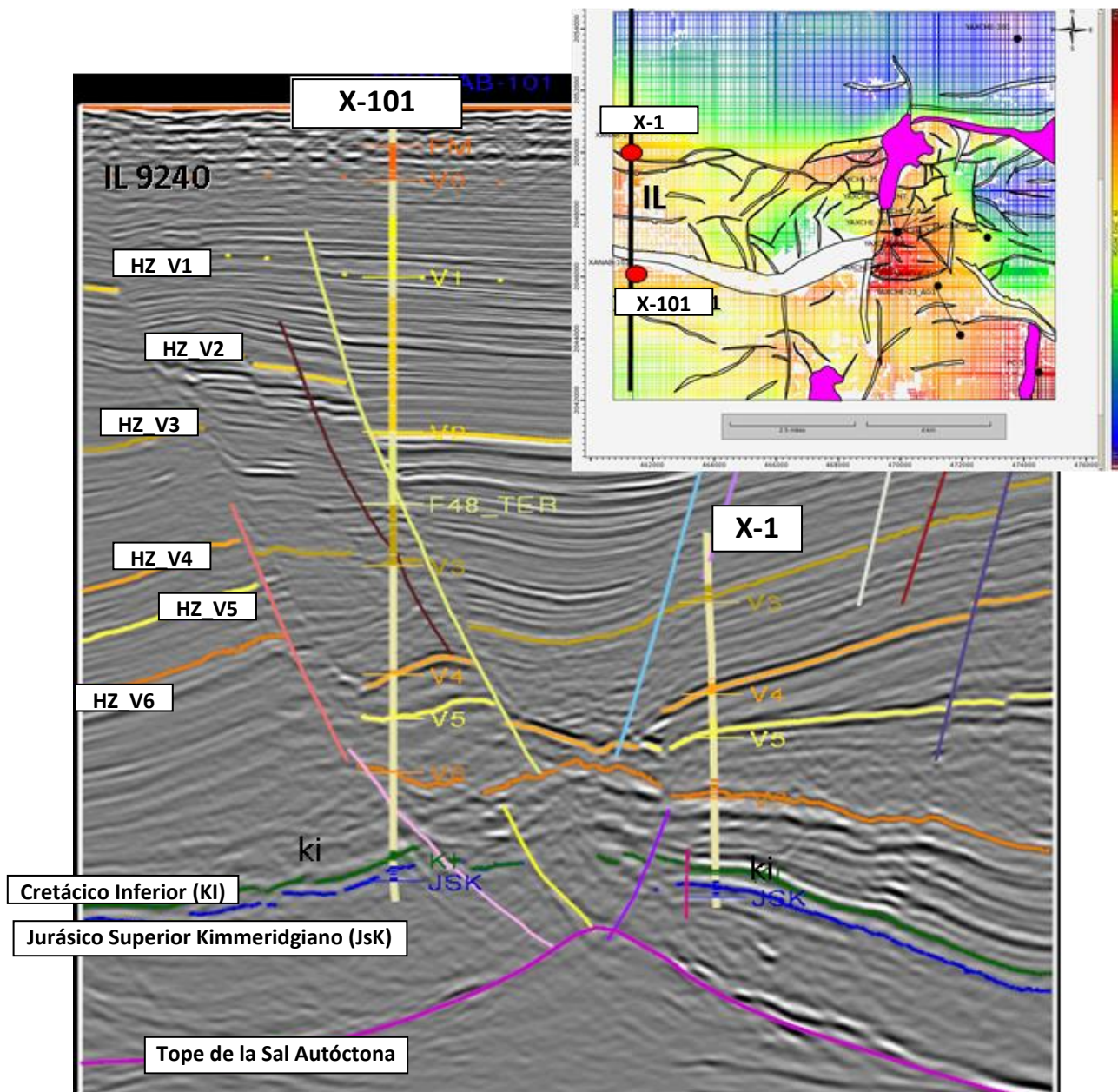


Figura 71. Sección Sísmica N-S, IL 9240, mostrando la complejidad estructural al extremo oeste del área de estudio.

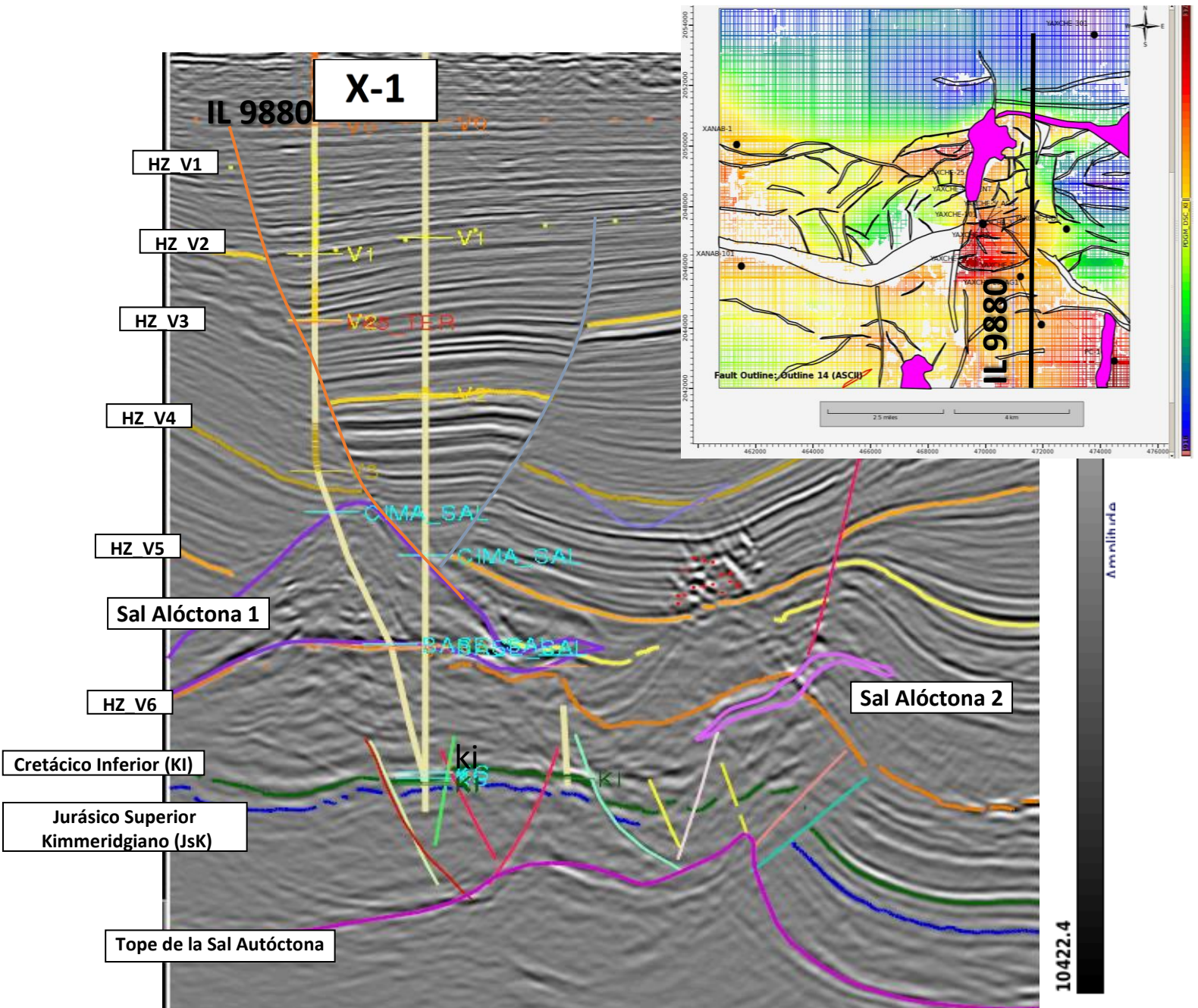


Figura 72. Sección Sísmica IL 9880, mostrando la complejidad geológica del área de estudio.

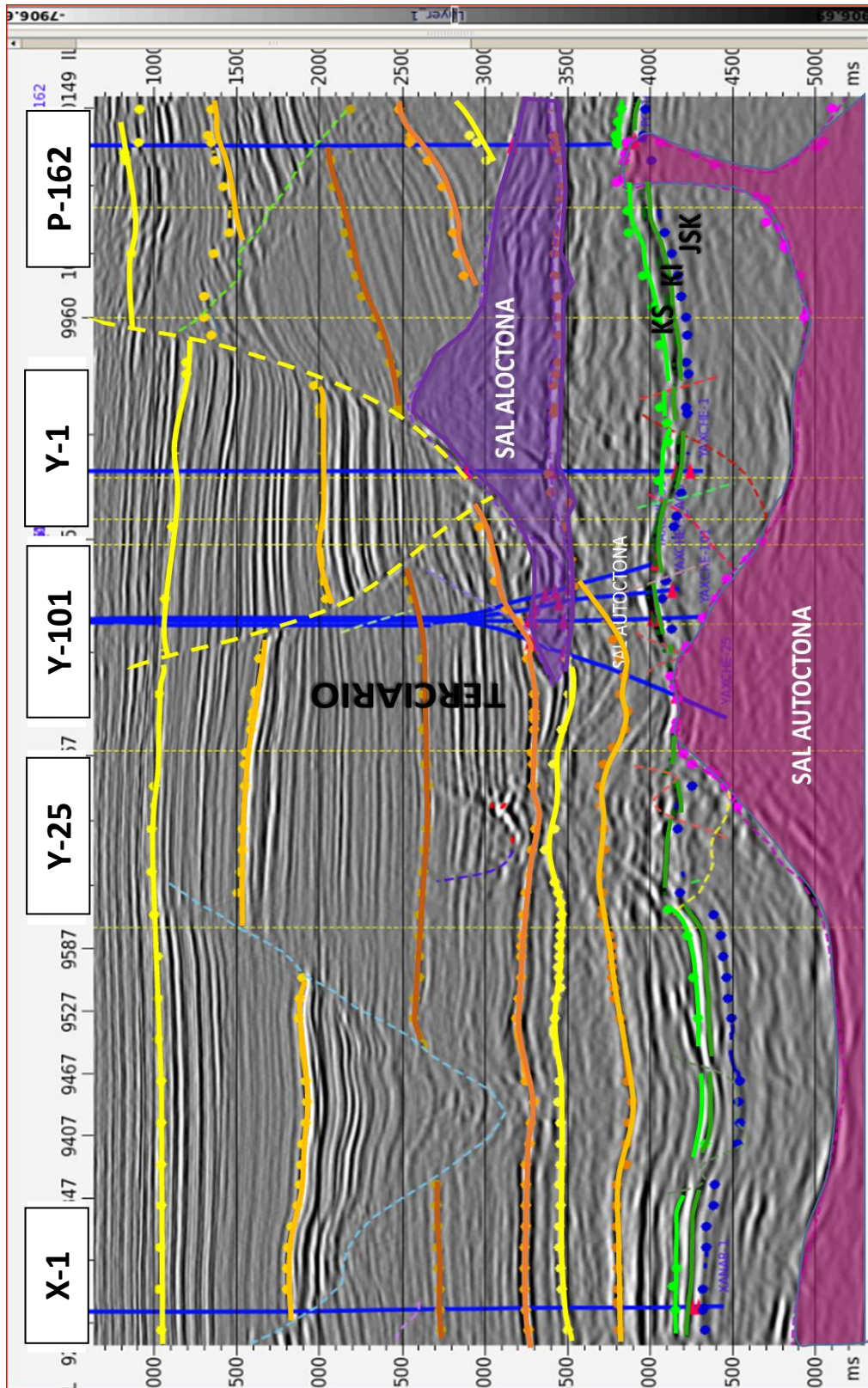


Figura 73. Sección sísmica arbitraria, dirección NO-SE, mostrando principales rasgos geológicos del área, desde el punto de vista sísmico-estructural y sísmico-estratigráfico.

3.2. CONSTRUCCIÓN DEL MODELO ESTRUCTURAL 3D

Posterior a la interpretación sísmico-estructural, es necesaria la representación de la complejidad geológica del área de estudio a través de la construcción del modelo estructural. Este es un paso fundamental para la construcción de modelos de velocidades de velocidad intervállica detallados.

El modelo estructural fue generado en la herramienta SKUA-GOCAD® de Paradigm®. En primer lugar, se debe tener especial atención en la construcción del marco estratigráfico. Es necesaria la identificación de eventos geológicos, tanto estructurales como estratigráficos: discordancias, erosiones, terminaciones estratigráficas: *onlap/downlap*, cabalgamientos, fallas listricas, intrusiones: sal o arcilla (figura 74). A partir de este entendimiento se genera la columna estratigráfica, que no es más que el ordenamiento y categorización de los principales eventos geológicos que hayan afectado una determinada área de estudio, plasmados en una columna geológica. La información proveniente de los pozos, principalmente los marcadores geológicos, son cargados en la base de datos (previa validación), para la construcción de “regiones estratigráficas” sobre las trayectorias de los pozos. La correcta definición de estos límites estratigráficos tiene implicaciones directas en la construcción del modelo estructural 3D, debido a que definirán (en conjunto con los horizontes interpretados) los intervalos o regiones con cambios de velocidades importantes.

En el caso de estudio analizado la conceptualización estructural y estratigráfica ha sido fundamental para la construcción de un modelo estructural (y posteriormente de velocidades) robusto, que alcance la representación de la complejidad del área. Uno de los rasgos más importantes del área de estudio, tal como se mostró en la etapa de interpretación sísmica, es la presencia de una discordancia erosiva de tipo angular. La cual tiene como principales características:

- Ausencia del Cretácico Superior al tope de la estructura que define la Secuencia Cretácica (confirmado por pozos, figura 70).
- Ausencia del Cretácico Medio (KM) confirmado por pozos.

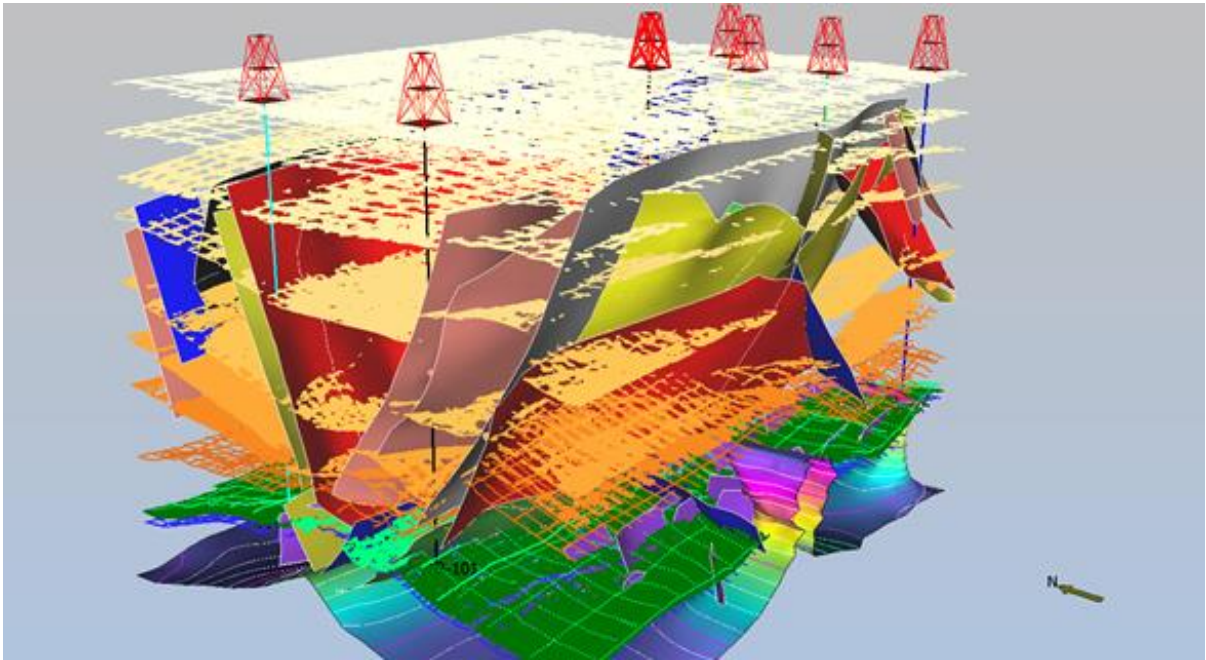


Figura 75. Modelo o red de fallas (*fault network*). Se observan las superficies de las fallas modeladas y los horizontes resultantes de la interpretación estructural (mallas de interpretación). Zona de estudio, región marina, sureste del Golfo de México.

Luego, los horizontes son modelados, para la definición de los contactos falla-horizonte, allí todos los horizontes son cortados por las fallas que crucen cada uno, y los desplazamientos o saltos de fallas son modelados (figura 76).

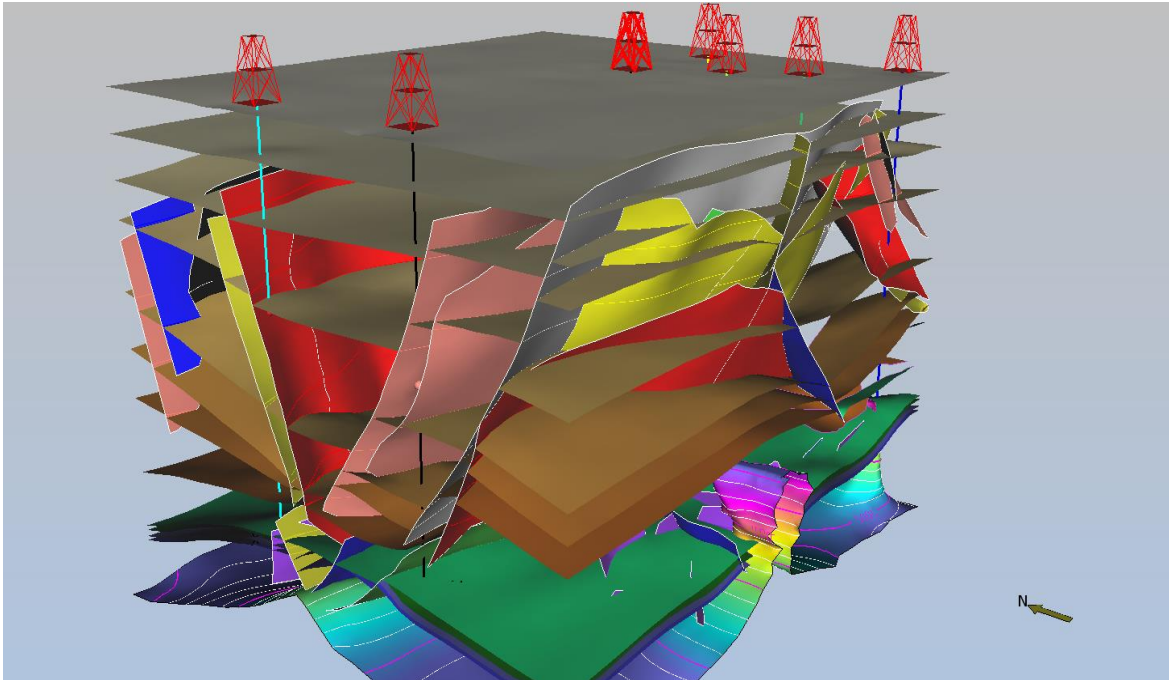


Figura 76. Modelo o red de fallas (*fault network*) y horizontes modelados. Se observan las superficies de las fallas modeladas y los horizontes modelados, con sus respectivos desplazamientos generados durante la generación del modelo de horizontes (*horizon modeling*). Zona de estudio, región marina, sureste del Golfo de México.

El algoritmo en que se basa la herramienta de modelado empleada para este estudio es la tecnología de la transformada UVT (Mallet, *et. al.*, 2009). Este algoritmo lleva a cabo una “transformación estratigráfica” definida por la transformación del espacio X, Y, Z actual a un espacio estratigráfico o depositacional (U, V, T). En este espacio, los horizontes son planos, no afectados por fallas y no se tiene distorsión de las celdas generadas en el modelado estructural 3D (figura 77). Este método es adecuado para realizar de forma confiable cálculos geoestadísticos, donde la generación de los variogramas es también influenciada por la transformada UVT. Este enfoque permite la construcción de un modelo geológico con énfasis en la complejidad del área, tales como lo que se encuentran al sur y sureste de la cuenca del Golfo de México. En resumen, no se asume simplificación geológica de ningún tipo.

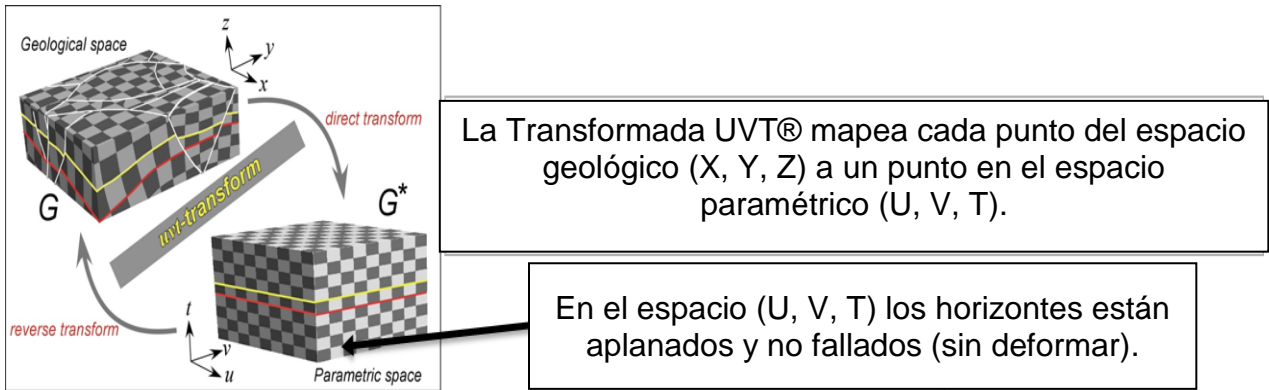


Figura 77. Representación del cambio del espacio geológico (x, y, z) al espacio paramétrico (u, v, t), mostrando la transformada UVT desde el espacio XYZ al espacio UVT y su transformación inversa (modificado de Mallet, et al., 2009).

Se generó un modelo estructural, también llamado malla geológica en tres dimensiones (*grid 3D*) con unas dimensiones areales por celda de 50 x 50 m, y verticales de 6 ms, en el dominio de tiempo (Figura 78).

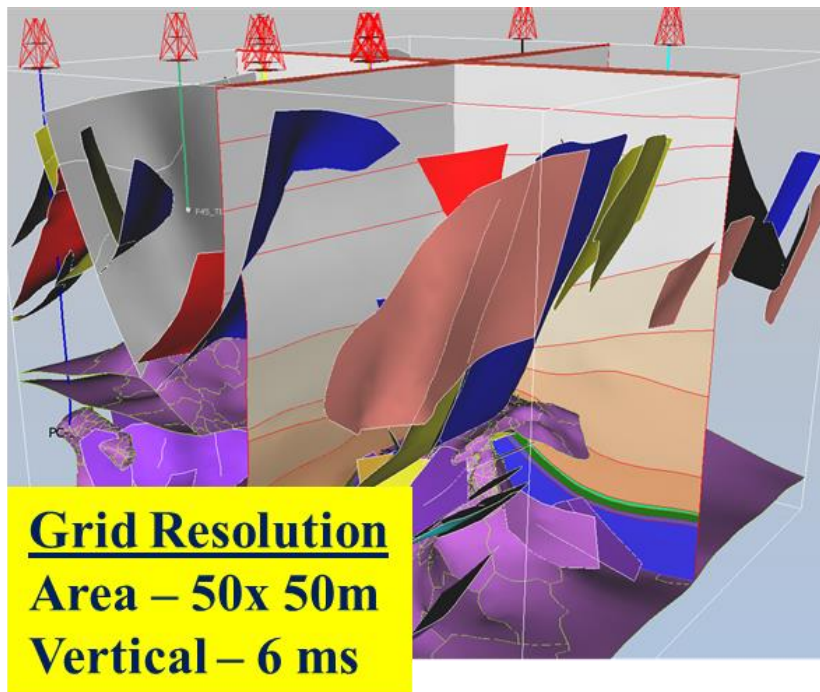


Figura 78. Modelo estructural en 3D, generado a partir de la integración de la interpretación sísmico-estructural y la información geológica de los pozos (topes geológicos).

3.3. MODELO DE VELOCIDADES

3.3.1 Análisis de las funciones de velocidades de pozos

La información de las funciones de velocidad de pozos que se utilizan como dato de entrada para la construcción del modelo de velocidades, fue obtenida a partir de la calibración tiempo-profundidad de los sismogramas sintéticos generados en etapas previas de la interpretación sísmica y geológica. La información de las velocidades del procesamiento (RMS), son las correspondientes a las obtenidas a partir del procesado del levantamiento sísmico Tsimin-Tojual 3DTZ, adquirido por PEMEX en el año 2013. La construcción y control de calidad de las funciones de velocidad obtenidas como dato de entrada para la generación del modelo de velocidades, así como el análisis y control de calidad de las velocidades del procesamiento, es de suma importancia en esta etapa de la construcción del modelo de velocidades, debido a que ambas serán integradas durante la construcción del modelo de velocidades.

Esta etapa previa al poblado del volumen de velocidades 3D, constituye un paso importante dentro de la construcción de un modelo de velocidades confiable, debido a que en la misma se validan de forma rigurosa, las funciones de velocidades de los pozos, las cuales son las leyes de velocidad 1D que se utilizarán como dato duro para la generación del modelo.

Esta validación consiste principalmente en confirmar que las velocidades se encuentren dentro de un rango razonable para la propagación de velocidades de onda P para cada una de las formaciones geológicas, de acuerdo con la litología y tipos de fluido que atraviesen los pozos en toda su trayectoria, es decir, desde el Datum Sísmico de Referencia (SRD), generalmente el nivel del mar, hasta la Profundidad Total (PT) de cada uno de los pozos.

Para ello es importante tener un conocimiento previo de los rangos esperados para las velocidades, específicamente las velocidades interválicas, de propagación de acuerdo con la geología del área de estudio. De esta manera se garantiza un campo

de velocidades 3D confiable, que responda a los cambios de velocidad, tanto laterales como verticales y respondan a la complejidad geológica del área de estudio. La siguiente figura (figura 79), es un ejemplo del control de calidad de las funciones de velocidad llevado a cabo para los pozos que se utilizaron como dato de entrada en la construcción del modelo de velocidades.

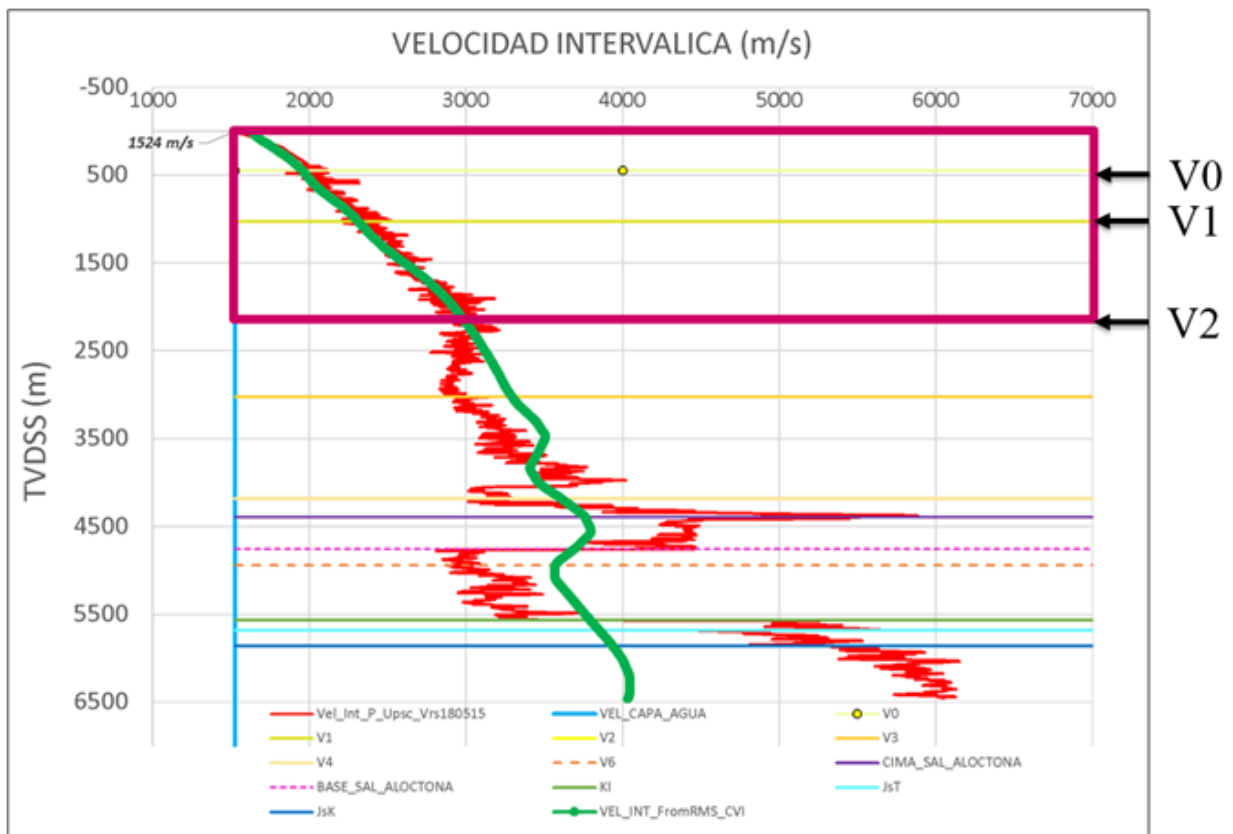


Figura 79. Ley de Velocidad del pozo Y-101. La línea roja corresponde a la velocidad intervalica del pozo, obtenida a partir de la tabla tiempo-profundidad durante la generación del Sismograma Sintético, generado desde la superficie marina (Datum Sísmico) hasta la profundidad total del pozo. La línea vertical, de color azul claro, corresponde a la velocidad de propagación en la capa de agua (1524m/s), esta línea sirve como base del mínimo valor de velocidad que debe encontrarse en una ley de velocidad para un pozo de la región marina. Las líneas horizontales de diferentes colores representan los cambios de velocidad, en el caso de Terciario, y cambios de formación geológica para el Mesozoico.

En la figura 79 se observa la curva de velocidad intervállica del pozo Y-101. Las velocidades intervállicas tienen un valor de 1524 m/s en el origen de la ley de velocidad (superficie marina = Datum sísmico). Estas velocidades van aumentando a medida que va aumentando la profundidad y la litología se va compactando. Esta tendencia se observa hasta la entrada del horizonte de velocidad V4, donde la función de velocidad del pozo Y-101 tiene una disminución de valores mayores a 3500 m/s a valores cercanos a 3000 m/s para aumentar nuevamente de forma abrupta en la entrada de la intrusión salina alóctona vista por el pozo a más de 4000 m/s, con una zona delgada de velocidades mayores a 5000 m/s, la cual es atribuible a la presencia de capas delgadas de carbonatos y anhidrita antes de la entrada en el cuerpo salino.

Luego de atravesar el cuerpo salino, se tiene una zona de baja velocidad (cerca de 3000 m/s), la cual aumenta ligeramente en la entrada del horizonte de velocidad V6 (línea naranja discontinua) a valores de 3300 m/s. Este último comportamiento se mantiene hasta la entrada en las formaciones de edad mesozoica, específicamente el pozo Y-101 cruzó directamente desde el Paleoceno hasta el Cretácico Inferior (KI) debido a la erosión que afecta gran parte del campo. Al atravesar la superficie discordante y llegar al KI, se observa un aumento notable de las velocidades cerca de 5200 m/s, lo cual se mantiene hasta la entrada en el tope del Jurásico Superior Titoniano (JsT), donde la velocidad nuevamente disminuye, hasta 4750 m/s, para aumentar nuevamente en el siguiente cambio geológico formacional, hasta valores de entre 5800 – 6000 m/s, el cual es representado por el Jurásico Superior Kimmeridgiano (JsK). Este comportamiento descrito por el pozo Y-101 es típico en los pozos perforados hasta el Mesozoico de la Región Marina de Pemex, en el sur del Golfo de México.

Este análisis se llevó a cabo para cada uno de los ocho (8) pozos con tabla tiempo-profundidad (TZ) suministrados para la construcción del modelo de velocidades (tabla 8). De los doce pozos iniciales, y luego del análisis de las velocidades intervállicas, se tiene una lista definitiva de ocho (8) pozos que serán usados para el poblado del modelo de velocidades. El criterio empleado para la selección de las

funciones de velocidad fue que cumplieran con la condición de tener una distribución de velocidades consistente desde la superficie del agua (Datum de referencia) hasta la profundidad total del pozo.

POZOS CON FUNCIONES DE VELOCIDADES	
P-162	Y-25
Y-1	Y-37
Y-101	X-1
Y-3	X-101

Tabla 8. Lista de pozos con funciones de velocidad interválica.

La figura 80 es una vista 3D mostrando la distribución espacial de los pozos con funciones de velocidades utilizados para la construcción del modelo de velocidades, el cual se llevó a cabo en la aplicación SKUA® de la Suite de Paradigm®.

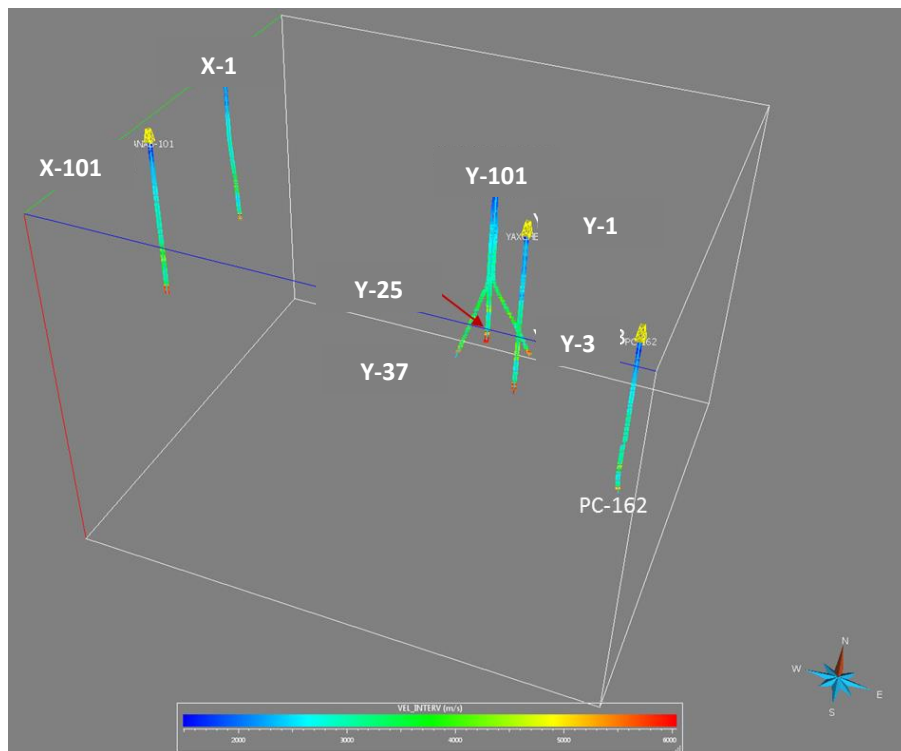


Figura 80. Distribución Espacial de los Pozos con Funciones de Velocidad empleados para la construcción del modelo de velocidades.

3.3.2. Conversión de las velocidades del procesamiento RMS (*Root Mean Square*) a velocidades interválicas a través de algoritmos lineales (*Dix*) y no lineales (*Constrained Velocity Inversion*)

Como información adicional para la construcción del modelo de velocidades, se tomaron en cuenta las velocidades del procesamiento de los datos sísmicos RMS (*Root Mean Square*) del levantamiento sísmico Tsimin-Tojual 3DTZ.

Estas velocidades fueron cargadas y posteriormente convertidas a velocidades interválicas por medio de la inversión de *Dix*. Del mismo se calculó el campo de velocidades interválicas a partir de las velocidades RMS a través de la aplicación *Geodepth*[®], con un algoritmo de inversión llamado *Constrained Velocity Inversion* (CVI: Inversión de Velocidades Restringidas) por medio del cual se pueden convertir las velocidades del procesamiento: RMS (*root mean square*) o de apilado (*stacking*), las cuales están muestreadas irregularmente (tanto lateral como verticalmente), en un volumen de velocidad instantánea regular y afinado con un comportamiento más asociado a la geología. La inversión del campo de velocidades es hecha en cuatro etapas: Establecer un modelo de velocidades global inicial de fondo, aplicar una inversión explícita sin restricciones, ejecutar una inversión de mínimos cuadrados condicionada, y finalmente la interpolación (*gridding*) detallado (Koren y Ravve, 2006). La inversión sin delimitar resulta en una velocidad instantánea residual con respecto a la tendencia del modelo de velocidades y es principalmente utilizada para la regularización del dato de entrada. La inversión restringida o delimitada es ejecutada individualmente por cada función de velocidad RMS en tiempo vertical, y las continuidades laterales y verticales están controladas por la función de tendencia de velocidad global. Las oscilaciones verticales resultantes se pueden suprimir a través de una técnica de amortiguamiento (*damping*) especial. Finalmente, la interpolación geoestadística (*gridding*) y el suavizado son hechos para la velocidad instantánea resultante para generar un interpolado (*grid*) regular y detallado en el espacio y tiempo (Koren y Ravve, 2006). Este método lleva a la obtención de un modelo de velocidades matemáticamente estable y geológicamente plausible, incluso en casos de una velocidad de entrada RMS o RMS residuales ruidosos (figura 81). Este algoritmo proporciona una solución más robusta para el problema

de la inversión de las velocidades RMS a intervalicas que la inversión de *Dix* (Dix, 1955), la cual proporciona una solución basada en algoritmos lineales que puede ser inconsistente en zonas de alta complejidad estructural.

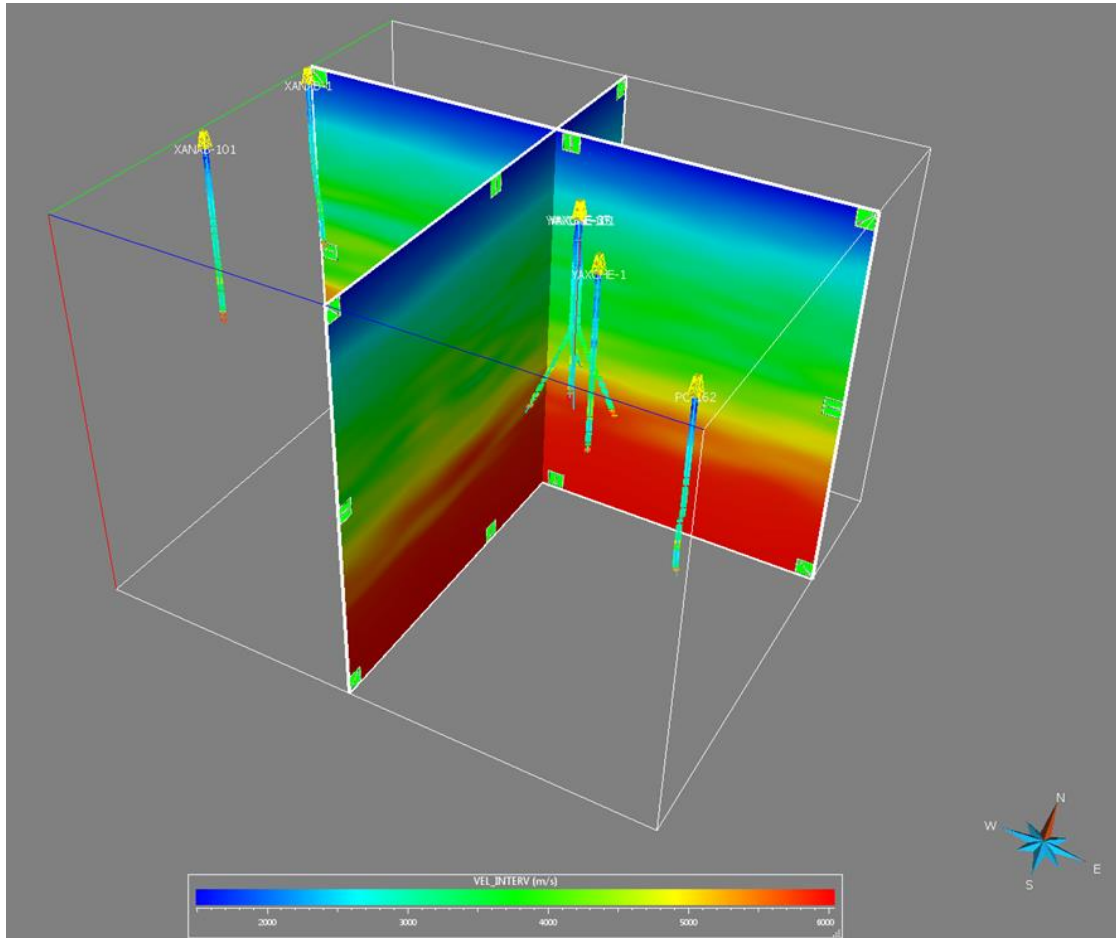


Figura 81. Volumen de Velocidad Interválica obtenido a partir de las velocidades del procesamiento RMS, a través del algoritmo *Constrained Velocity Inversion* (CVI), con las funciones de velocidad de pozos que se utilizarán como dato de entrada para la construcción del modelo de velocidades final afinado y detallado.

El uso de las velocidades del procesamiento como guía para la propagación lateral de las funciones de velocidad de los pozos dentro de cada una de las regiones del grid geológico creado como producto final de la construcción del modelo estructural 3D, depende de la correlación entre las funciones de velocidades interválicas generadas durante la construcción de las tablas tiempo-profundidad (sismogramas sintéticos), lo cual se considera como el dato duro, y las funciones de velocidades interválicas extraídas del volumen de velocidad interválica, generado en el paso anterior, a lo largo de las trayectorias de los pozos.

La validación de estas velocidades se realizó de 2 maneras, en primer lugar, se visualizaron las funciones de velocidades de los pozos, es decir, tanto las obtenidas durante la generación de los sismogramas sintéticos como las extraídas del volumen de velocidad interválica generado a partir de las velocidades RMS, se reproducen en un mismo gráfico para de esta manera poder visualizar que tanto se parecen (o difieren) ambas velocidades, desde un punto de vista cualitativo.

En la siguiente imagen (figura 82), se muestra esta representación de las velocidades con el pozo Y-101. En el caso de este pozo, se aprecia una tendencia similar en el comportamiento entre ambas velocidades (**línea roja**: velocidad interválica del pozo procedente de la calibración tiempo-profundidad, **línea verde**: velocidad interválica extraída del volumen de velocidad interválica generado a partir del volumen de velocidad RMS del procesamiento) en las zonas más someras, desde el Fondo Marino hasta la entrada en el horizonte de control de velocidad V2 (línea amarilla). A partir de la entrada en este horizonte, la tendencia de ambas líneas comienza a separarse, lo cual da un primer indicativo de hasta que profundidad es confiable emplear las velocidades interválicas provenientes de las RMS, como apoyo para el poblado del modelo de velocidades. Este análisis inicial se realizó en los ocho pozos con funciones de velocidad validada.

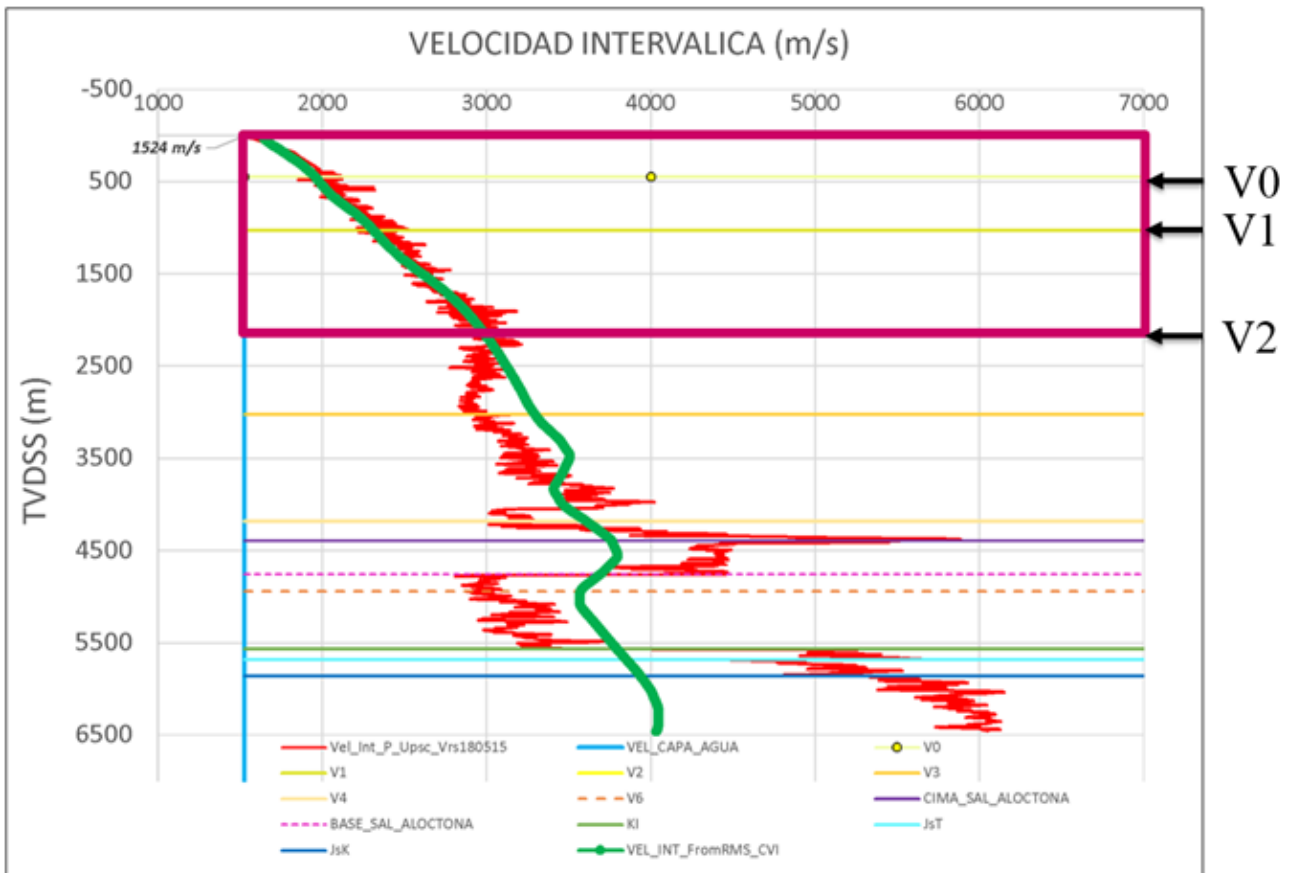


Figura 82. Gráfico de comparación en el comportamiento de la función de velocidad intervalica generada a partir de la calibración tiempo-profundidad (línea roja) con la función de velocidad intervalica del volumen calculado a partir de las velocidades RMS, extraído a lo largo de la trayectoria del pozo (línea verde), generadas en el pozo Y-101. Nótese la excelente correlación entre ambas funciones de velocidad desde el nivel de referencia (nivel del mar) hasta la entrada del horizonte de velocidad V2, a partir de la cual las tendencias de ambas velocidades comienzan a separarse.

Del mismo modo se realizaron gráficos de correlación entra ambas funciones de velocidad a nivel del mallado geológico, para cada uno de los pozos y por cada una de las regiones que conformaron el modelo estructural 3D, tomando como referencia el coeficiente de correlación entre las funciones de velocidad.

La figura 83 muestra la correlación de la región del grid geológico denominada V2 (entre los horizontes V1 y V2), entre las velocidades intervalicas obtenidas de las

funciones de velocidades de los pozos y las velocidades interválicas de la conversión de las velocidades RMS.

Para este análisis se tomaron en cuenta únicamente los pozos verticales: **X-1, X-101, Y-1 y Y-101**. Para este caso de análisis, el coeficiente de correlación fue de 61.9%, por encima del límite mínimo establecido, 60%. Se consideraron aceptables las velocidades interválicas a partir de las RMS hasta la entrada del horizonte de velocidad V2.

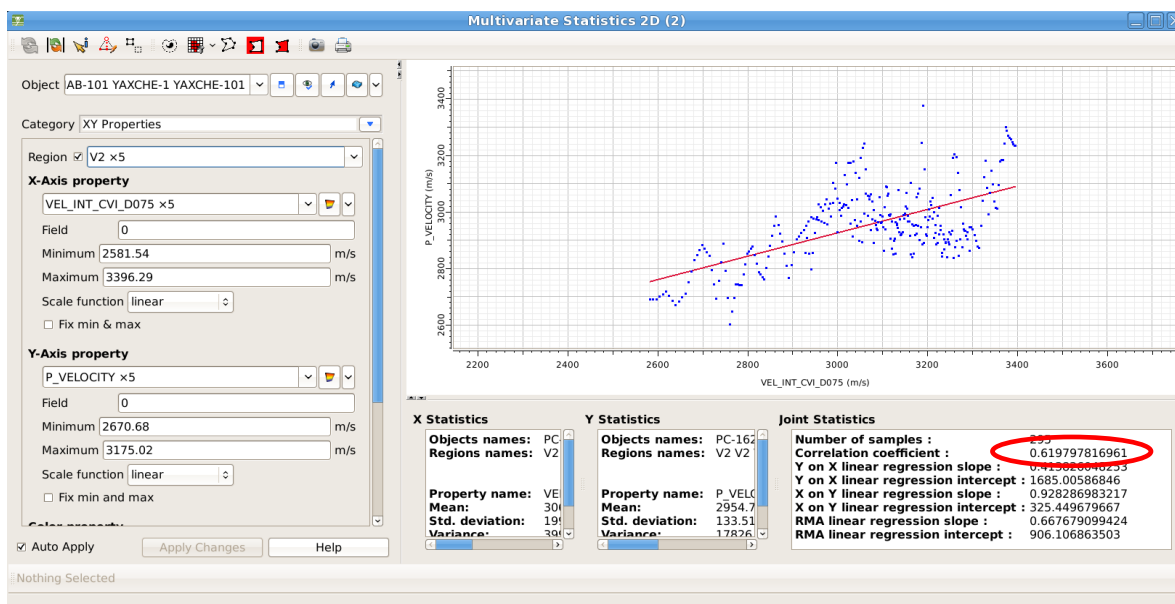


Figura 83. Correlación entre las velocidades interválicas obtenidas de los pozos Vs. velocidades interválicas extraídas del volumen de velocidades interválicas convertidas a partir de las velocidades RMS, en la región V2 del modelo estructural 3D. El ovalo rojo en la parte inferior derecha muestra el coeficiente de correlación (62%) en la región analizada.

En el módulo “*Trend Data Analysis*”, dentro de la aplicación *SKUA*®, se llevó a cabo una preparación previa de la información de las funciones de velocidad interválica, antes de ser utilizadas en el poblado del volumen de velocidades como propiedad dentro del grid geológico 3D obtenido durante el modelado estructural 3D en tiempo. Las funciones de velocidad son transferidas de la escala de pozo a la escala del grid geológico 3D, en el proceso denominado “Compartimentalización”. Al tener las funciones de velocidad transferidas (“*Blocked*”) dentro del grid, estamos a un paso previo del poblado de las velocidades. Se lleva a cabo un proceso adicional de

control de calidad, donde se coteja la estadística entre las funciones de velocidades a escala de pozos (Data sin procesar) y las mismas funciones transferidas al grid geológico (*Blocked Data*). En la siguiente figura se observa el control de calidad realizado, donde se valida la preservación del dato durante el proceso de **blocking** (figura 84).

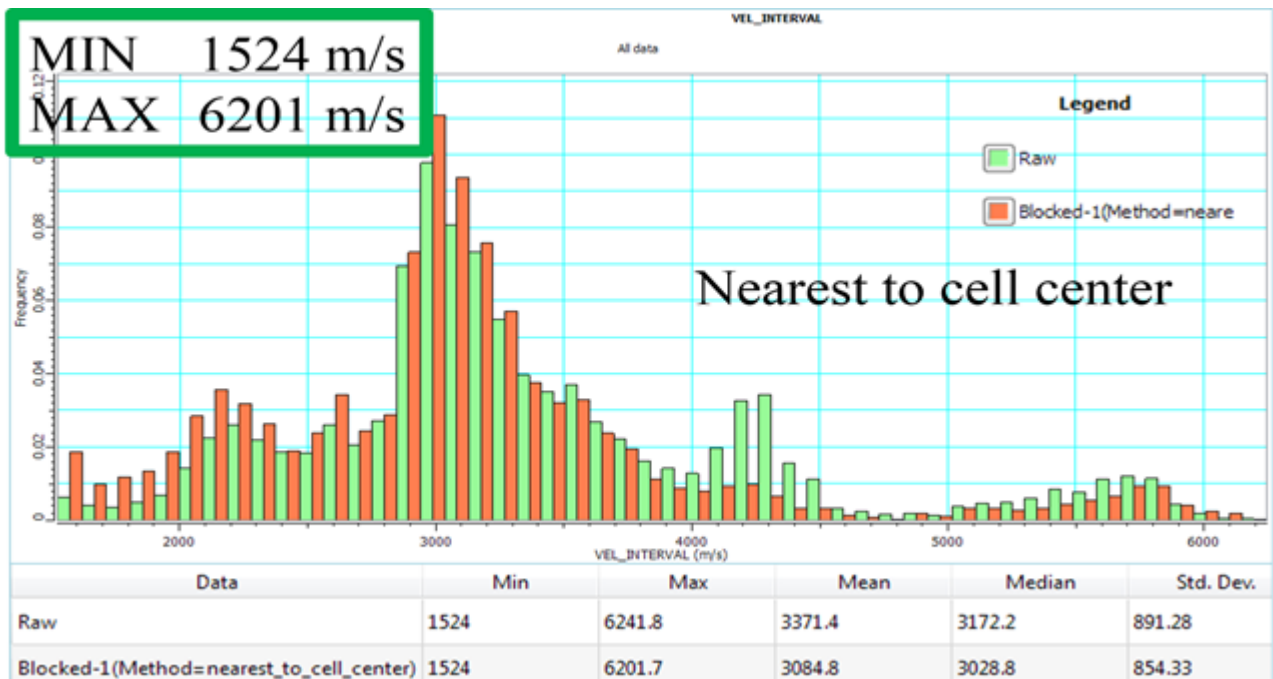


Figura 84. Histogramas de distribución de Velocidades Interválicas para los pozos utilizados para la generación del modelo de velocidades. Las barras verdes pertenecen a la distribución de velocidades interválicas provenientes directamente de los pozos (raw data), las barras azul oscuro corresponden a la información de velocidades transferida o “mapeada” dentro del grid geológico (*blocked data*). Las tablas inferiores corresponden a la estadística respectiva de las velocidades. (1) Raw data, (2) Blocked data.

En la figura 85 se muestra el histograma de distribución de la información de las velocidades interválicas de las funciones de velocidades de los ocho (8) pozos que se utilizaron para la generación del modelo de velocidades. En la parte inferior del grafico (recuadro rojo) se observa la estadística de las velocidades interválicas.

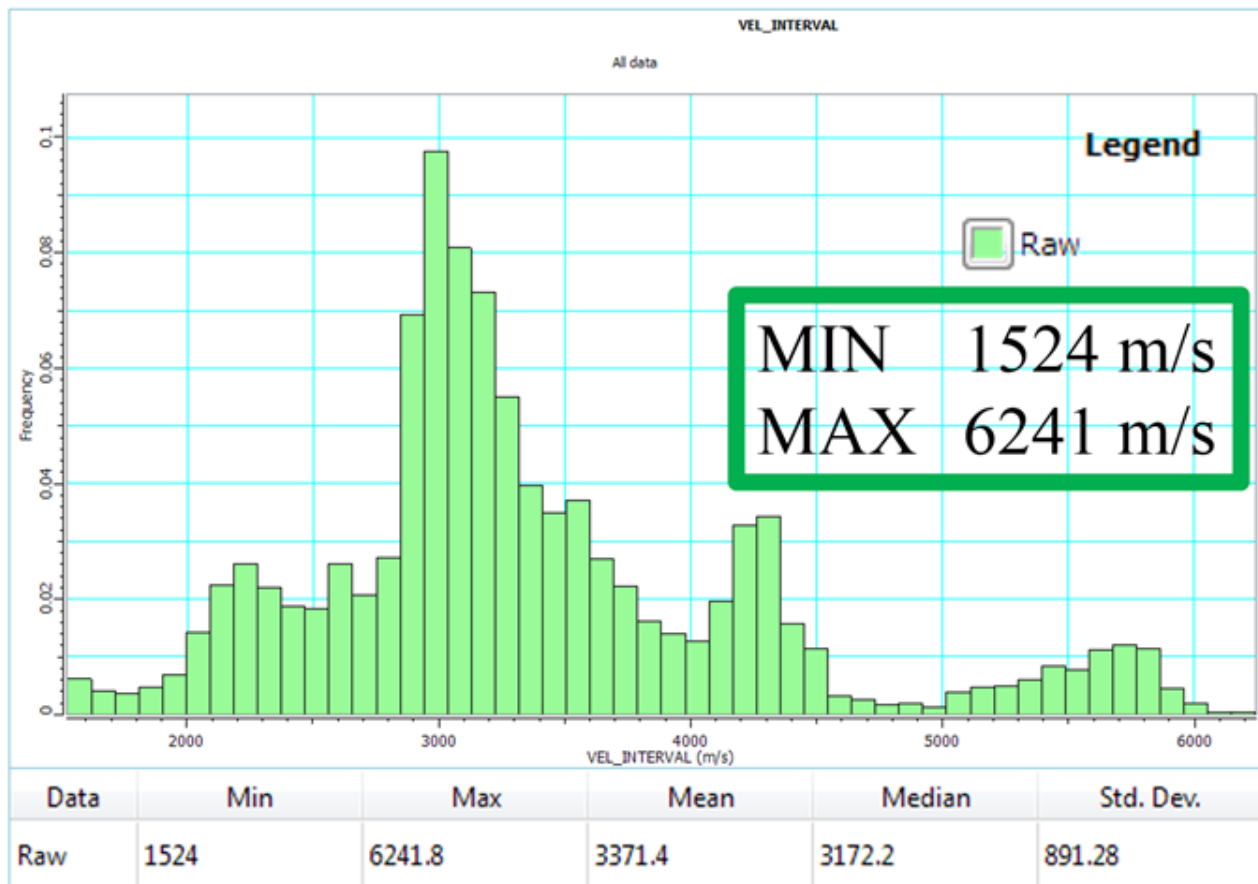


Figura 85. Histograma de distribución de las velocidades interválicas de los ocho (8) pozos utilizados en el modelo de velocidades: Y-101, Y-1, Y-3, Y-37, Y-25, P-162, X-1, X-101. Las funciones de velocidades de los pozos (*raw data*) muestran valores entre 1524 m/s (velocidad mínima) y 6242 m/s (velocidad máxima)

3.3.3. Determinación de la velocidad interválica de las intrusiones salinas

Para la determinación de los valores de la velocidad interválica de los cuerpos salinos del Terciario (sal alóctona) y posterior propagado de las velocidades interválicas a nivel de grid geológico, se realizó un análisis estadístico de las funciones de velocidades interválicas de los pozos que atravesaron los diferentes cuerpos salinos alóctonos.

Para poder generar este análisis, se generaron regiones en cada uno de los pozos que cortaron las intrusiones salinas, tomando en cuenta el tope y base de la sal alóctona de los marcadores geológicos proporcionados por PEMEX.

Posteriormente, se visualizó la estadística de las velocidades de la sal alóctona a través de un histograma, donde se visualizaron los valores de velocidad máximo y mínimo obtenida en dichos cuerpos, además de otros parámetros estadísticos (media, mediana, desviación estándar, varianza, etc) (figura 86).

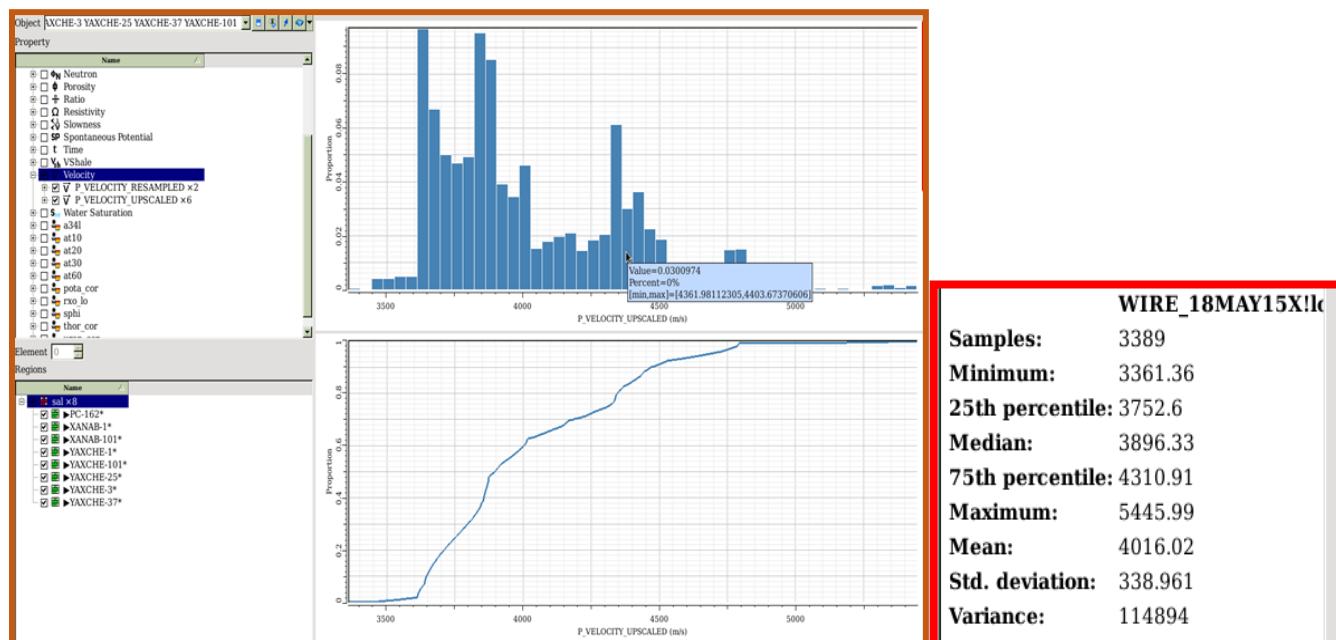


Figura 86. Histograma de distribución de los datos de velocidad interválica para los pozos que atravesaron las intrusiones de sal alóctona (Terciario). Se consideró el valor promedio (4016 m/s) como el más representativo para la asignación de la velocidad interválica de la sal alóctona.

Para definir el valor de velocidad se tomó en cuenta el valor medio (*mean value*= 4016 m/s) por considerarse el más representativo para la sal alóctona, como se observó en la figura anterior (figura 86). Se considera consistente desde el punto de vista geológico, para cuerpos o intrusiones salinas que han migrado desde su posición de depositación original (*Periodo: Jurásico Medio, Edad: Calloviano*), afectados por la compleja historia tectónica del sur del Golfo de México (figura 87). Esta disminución en los valores de la velocidad de Onda-P, comprobados por los registros de velocidades y la calibración sísmica-pozos, se deben a posibles inclusiones intrasalinas (“sal sucia”), originadas en la compleja evolución tectónica salina del Golfo de México (Ji *et al.*, 2011).

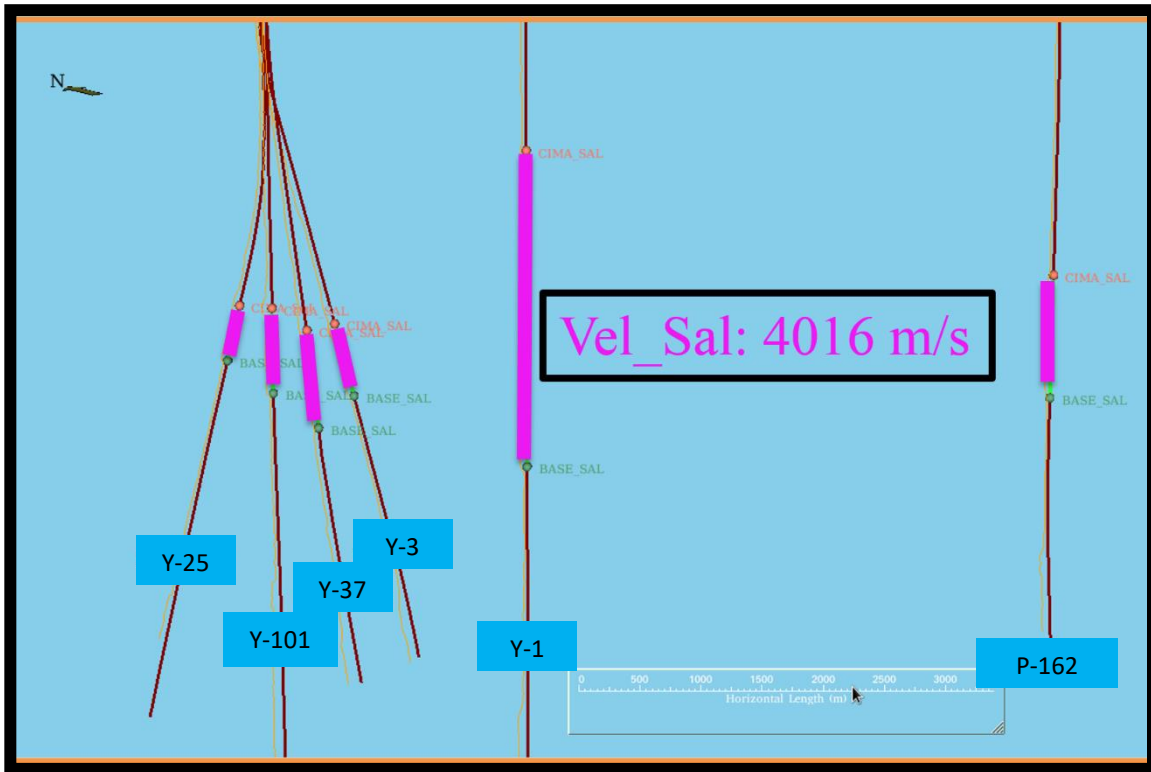


Figura 87. Pozos que cortaron tope y base de Sal Alóctona, donde las regiones generadas en cada pozo están representadas por las franjas fucsias distinguidas en cada uno de los pozos. Los marcadores geológicos de la Sal Alóctona fueron tomados de la base de datos del proyecto.

3.3.4 Generación del modelo de velocidades detallado y refinado

Luego del análisis de las funciones de velocidad y de las velocidades interválicas convertidas a partir de las velocidades RMS del procesamiento, se inicia la construcción del modelo de velocidades interválicas, propagando esta propiedad, la cual se genera en el *grid* geológico 3D obtenido en la construcción del modelo estructural 3D en tiempo.

Para la propagación de las velocidades transferidas (*blocked data*) dentro del *grid* geológico 3D, se utilizan métodos geoestadísticos que ayudan a obtener un modelo de velocidades lo más consistente posible con la geología del área de estudio.

La construcción de variogramas como herramienta para guiar el poblado de velocidades, es de gran importancia en esta etapa. Es posible generar variogramas que ayuden a guiar las velocidades en cada una de las regiones del grid geológico, las cuales están limitadas por cada una de las superficies que se tomaron en cuenta para la construcción del modelo estructural, y que provienen de la interpretación sísmica – estructural.

Así, le asignamos un variograma a cada región del grid geológico, donde la dirección del eje mayor de cada uno se orienta en la dirección de sedimentación principal en cada región, por lo que las velocidades se propagan tomando en cuenta dicha orientación.

Por ejemplo, para las regiones que se encuentran a nivel del Terciario el variograma utilizado en cada una de las regiones, se orientó en dirección preferencial N-NO, la cual es la dirección de sedimentación principal en Terciario en la zona de estudio, que tome en cuenta las variaciones verticales y laterales.

Los métodos geoestadísticos utilizados para la propagación de las velocidades fueron los siguientes:

- 1) *Krigging con Deriva Externa*: Se utiliza en las regiones donde se toman en cuenta las velocidades interválicas originadas de las RMS del procesamiento. Este método asume que la propiedad es no estacionaria y que su media varía como función de una propiedad secundaria muestreada exhaustivamente. En el caso del modelo de velocidades la propiedad no estacionaria es la velocidad interválica de los pozos y la propiedad secundaria es el volumen de velocidad interválica proveniente de las RMS. Este método de propagación se utilizó para la generación del modelo de velocidades en las regiones más someras del modelo estructural, hasta la entrada del horizonte de velocidad V2. Esto de acuerdo con el análisis de las velocidades realizado en la sección 3.3.2.

2) Krigging Ordinario: Este método asume que la propiedad (Velocidad Interválica) es no estacionaria y que su media varía espacialmente. Más allá del rango de correlación, el valor estimado será igual al promedio aritmético de los puntos de datos encontrados durante la búsqueda elipsoidal. Este método geoestadístico de propagación de las velocidades se utilizó desde la entrada del horizonte de velocidad V2 hasta la base del modelo.

Es importante mencionar que, durante la construcción del modelo de velocidades, se determinó una velocidad constante para la primera región del modelo (*Above Fondo Marino*). Esta primera región corresponde a la capa de agua modelada para el área de estudio, tomando en cuenta la información de batimetría se le asignó una velocidad de reemplazo de 1525 m/s. En la figura 88 se muestra el histograma con la distribución de las velocidades interválicas en el *grid* geológico.

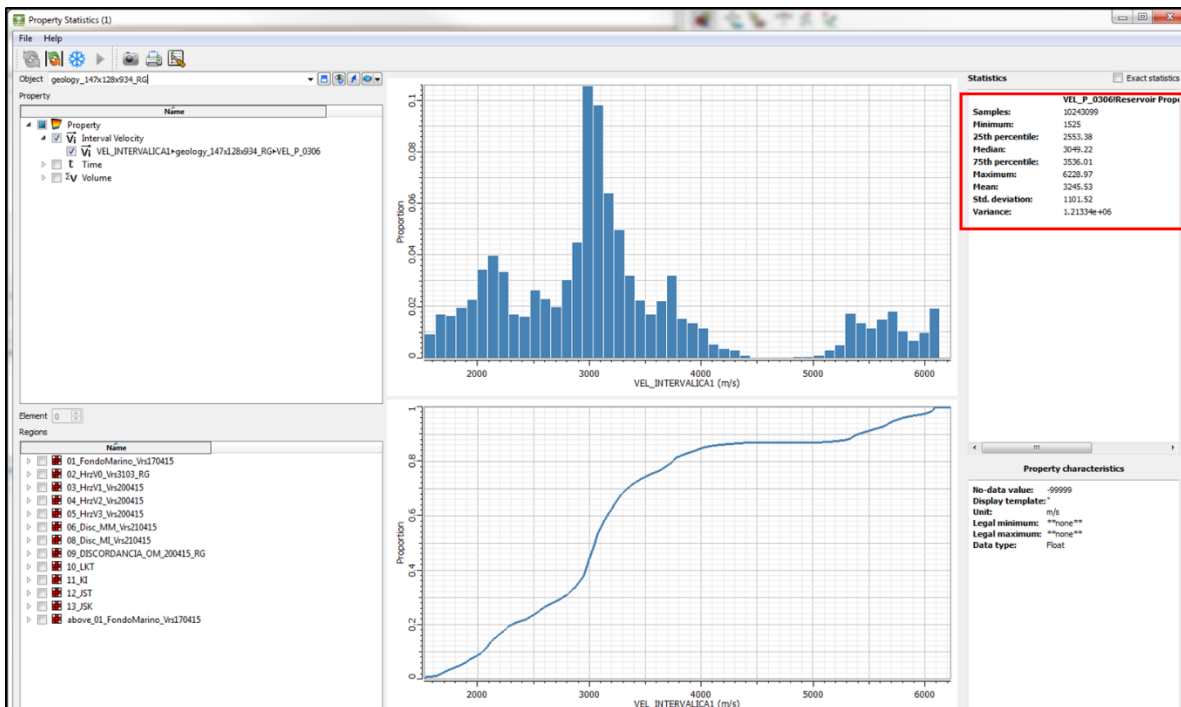


Figura 88. Histograma de Distribución de las velocidades interválicas dentro del grid geológico, para modelo de velocidades 3D. Nótese en el recuadro rojo ubicado en la parte superior derecha, los principales valores estadísticos. Velocidad Mínima: 1525 m/s (Velocidad de Reemplazo de la capa de agua), Velocidad Máxima: 6229 m/s.

A continuación, se muestra en la figura 89 una vista en tres dimensiones del modelo de velocidades construido en el modelo estructural 3D (Grid Geológico en Tiempo). Se observan dos secciones perpendiculares entre sí, con el campo de velocidades obtenido, además de la ubicación espacial de algunos de los pozos con funciones de velocidades, empleados como dato de entrada para la construcción del modelo. Podemos observar la presencia de la Sal Autóctona, los horizontes que limitan las regiones del modelo estructural y algunas de las fallas interpretadas durante la ejecución del proyecto.

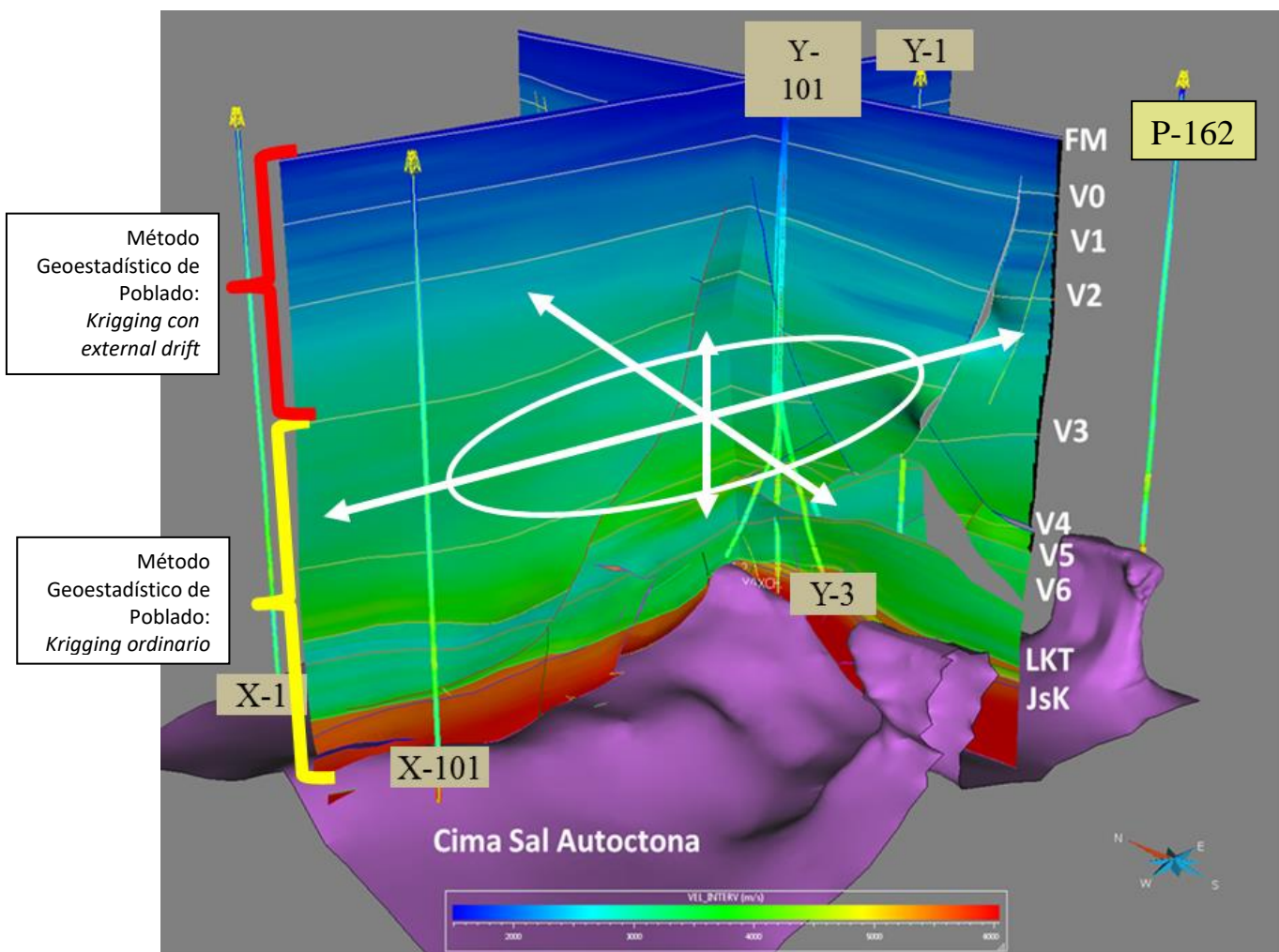


Figura 89. Vista 3D del modelo de velocidades interválicas del área de estudio.

Para la construcción de un modelo de velocidades detallado, se generó durante el modelado estructural, la división del volumen de interés en bloques de regiones, conocido como “compartimentalización”, la cual son regiones solidas del modelo estructural 3D delimitadas por fallas y horizontes, esto con la finalidad de llevar a cabo un análisis estadístico detallado de la velocidad interválica, como una propiedad dentro del *grid* geológico 3D, por cada región generada. Es importante destacar que, de acuerdo con los objetivos de este estudio, solo las superficies y marcadores geológicos asociados con cambios de velocidades deben ser tomadas en cuenta para la división del volumen de interés en regiones solidas (*region blocks*). Por lo tanto, las superficies asociadas con limites estratigráficos que no muestren un cambio importante en las velocidades intervalicas deben, por lo tanto, ser descartadas (Viloria *et al.*, 2009). La tabla 9 muestra de forma resumida las regiones solidas generadas previamente durante la construcción del modelo estructural y el método geoestadístico empleado para la construcción del modelo de velocidades para cada región.

Stratigraphy unit	Vint - Well	Vint - RMS
Above - Fondo Marino	Constant: 1524 m/s	
Unity V0	Yes	Yes (Kriging with External Drift)
Unity V1	Yes	Yes (Kriging with External Drift)
Unity V2	Yes	NO
Unity V3	Yes	NO
Unity V4	Yes	NO
Unity V5	Yes	NO
Salt Tertiary	Constant: 4016 m/s	
Unity V6	Yes	NO
Cretaceous – Tertiary Limit	Yes	NO
KI	Yes	NO
JST	Yes	NO
JSK	Yes	NO
Salt Mesozoic	Constant: 4500 m/s	

Tabla 9. Regiones generadas en el modelo estructural 3D para la construcción del modelo de velocidades. Se indica la disponibilidad y el uso de las diversas fuentes de información de velocidades: velocidad interválica de pozos y velocidad interválica resultante de la conversión de las velocidades RMS del procesamiento por el algoritmo CVI (*Constrained Velocity Inversion*).

Posteriormente, se realizó la transferencia del modelo de velocidades del grid geológico al *VOXET*, o levantamiento sísmico 3D, como una nueva propiedad (figura 90). Previo a la conversión del volumen de velocidades interválicas a velocidad promedio (*average*), es necesario rellenar las zonas del voxel correspondientes a la sal alóctona y autóctona, donde en principio no se tiene información de velocidades, las cuales se asignan como constante, tomando en cuenta el análisis de las velocidades de los pozos hecho con anterioridad (“*Determinación de Velocidad de Cuerpos Salinos*”). En el caso de la Sal Autóctona, por efectos prácticos, se asignó una velocidad interválica de 4500 m/s. Este es el valor de la velocidad interválica para cuerpos salinos “limpios”.

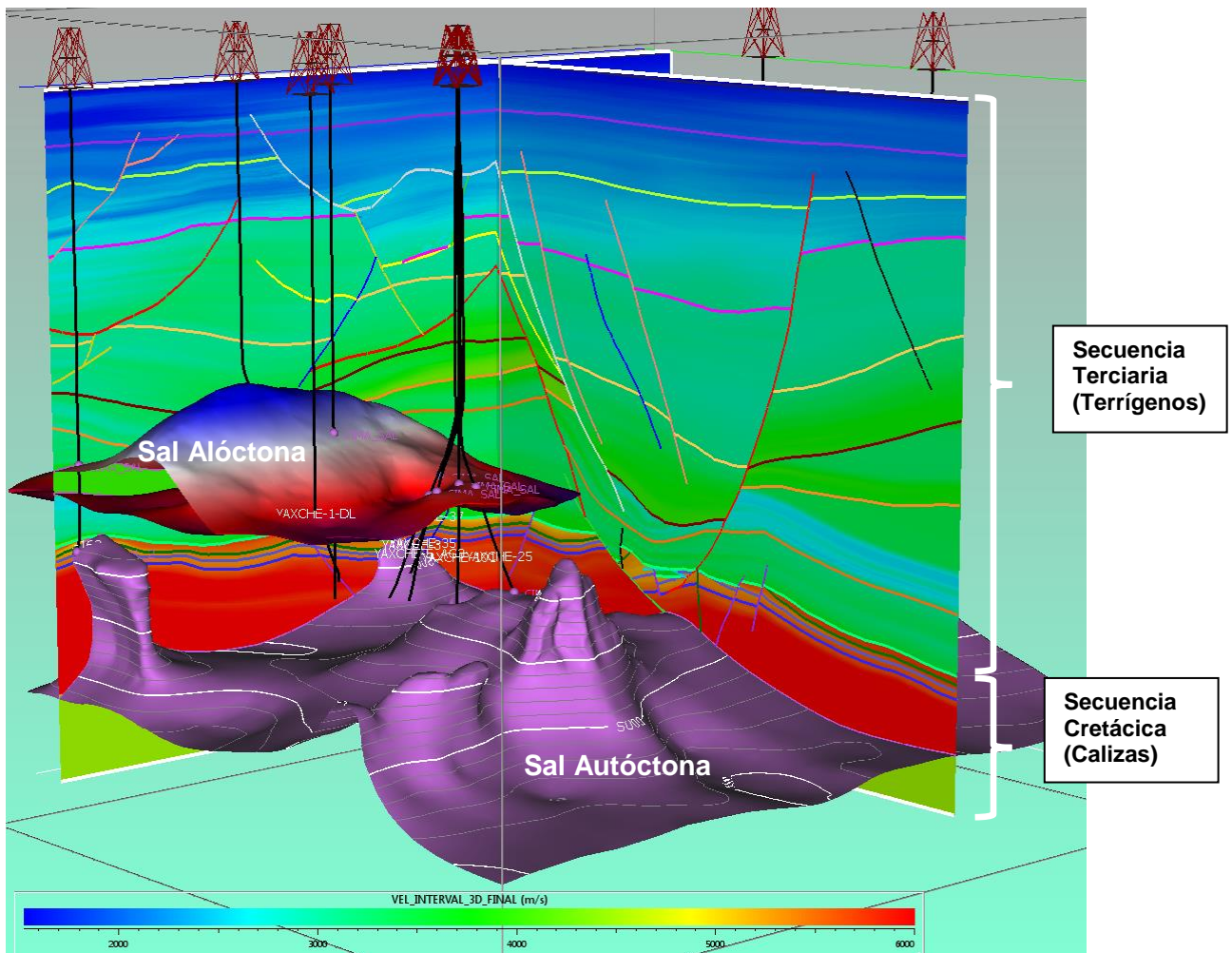


Figura 90. Vista 3D del modelo de velocidades interválicas del Proyecto Yaxche, transferido al Voxet. Nótese que las regiones del grid correspondientes a cuerpos salinos ya tienen su velocidad interválica asignada, de acuerdo con los análisis estadísticos de estas regiones llevados a cabo previamente.

La figura 91 es una sección arbitraria, a través de algunos pozos claves del área de estudio, mostrando la distribución del campo de velocidades interválicas resultante. Nótese la preservación de toda la complejidad geológica del área de estudio, sin asumir ningún tipo de simplificaciones. Es posible observar la ubicación de las intrusiones salinas alóctona y autóctona, con sus valores de velocidades interválicas constante (4016 m/s y 4500 m/s, respectivamente), y los cambios de velocidades laterales y verticales, validados por el análisis de las funciones de velocidades de los pozos discutidos anteriormente.

Velocidad interválica, dominio: tiempo

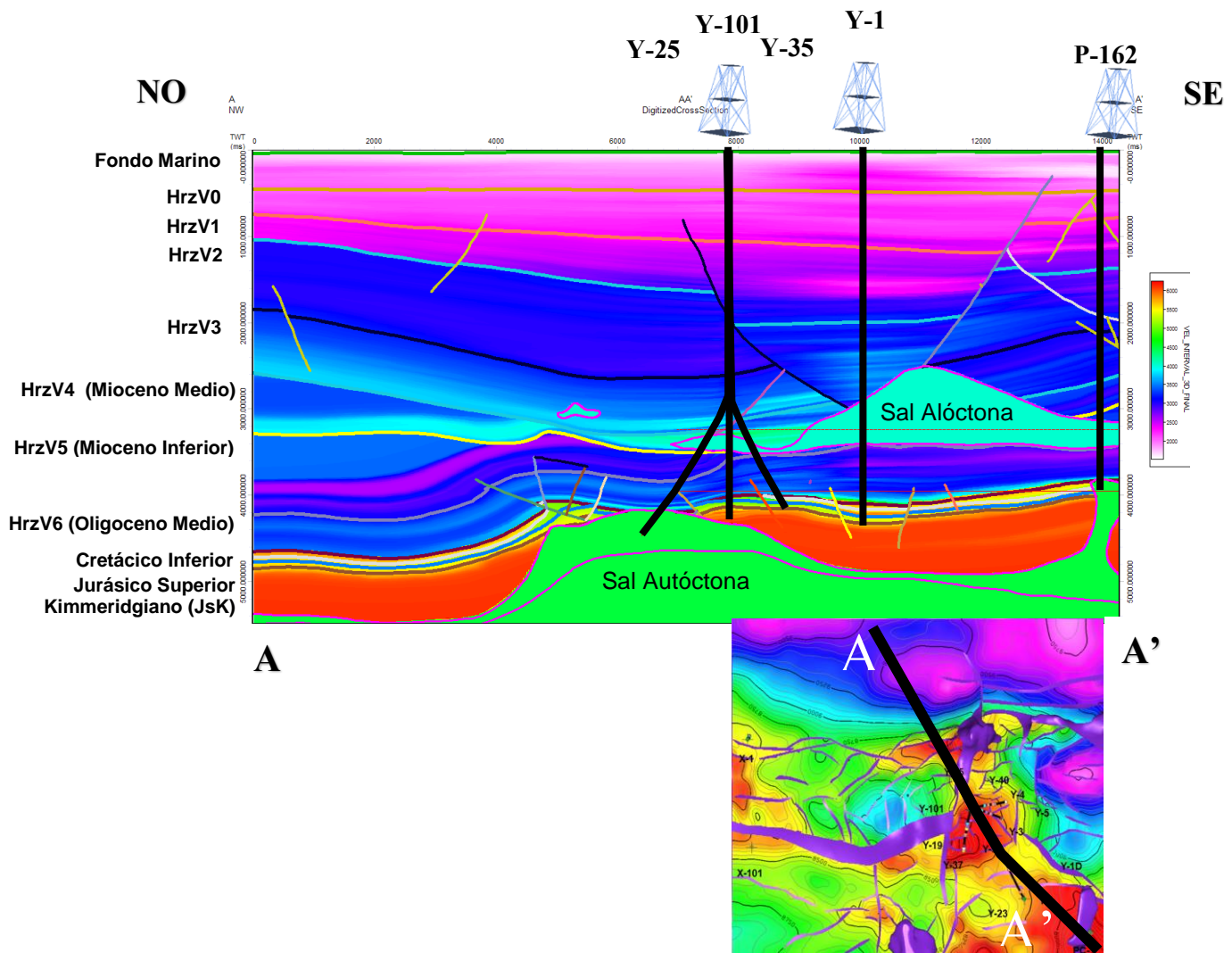


Figura 91. Sección arbitraria en dirección NO-SE, a través de los pozos claves Y-25, Y-101, Y-35, Y-1 y P-162, mostrando la complejidad geológica del área de estudio y la consecuente complejidad del campo de velocidades resultante.

La figura 92 muestra un control de calidad adicional realizado en las etapas finales de la construcción del modelo de velocidades afinado. En el mismo se realiza la extracción de un histograma de frecuencia de las velocidades interválicas extraídas del modelo de velocidades final. Se tiene una velocidad mínima de 1524 m/s (velocidad de reemplazo de la capa de agua, por ser un área costafuera), una velocidad máxima de 6244 m/s, asociada a los carbonatos del Jurásico Superior. En el histograma se observa una acumulación de valores de velocidades aparentemente anómalas alrededor de 4500 m/s, que corresponden con el valor constante de velocidad interválica asignado a la sal autóctona.

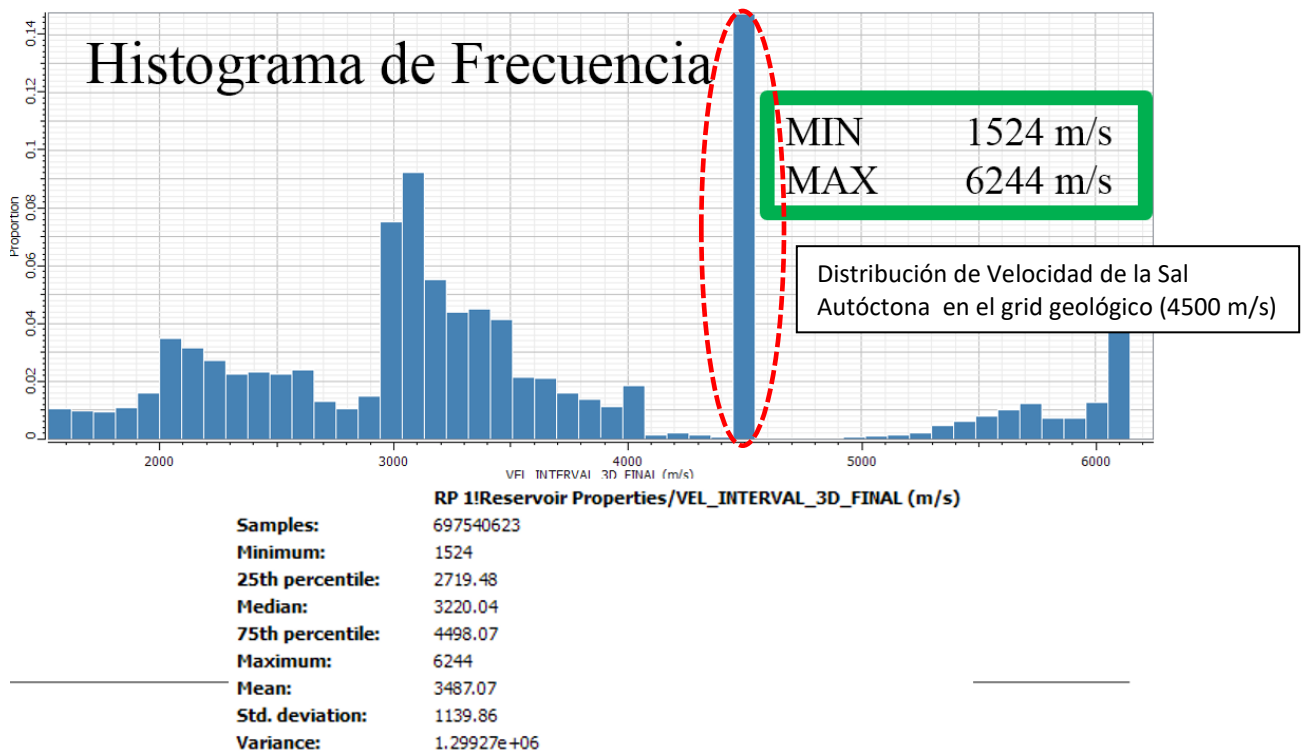


Figura 92. Control de calidad de los valores de velocidades interválicas extraídas del modelo de velocidades final.

3.4. CONVERSIÓN TIEMPO-PROFUNDIDAD

El volumen de velocidades que sirve como dato de entrada para la conversión del dominio de tiempo a profundidad de toda la información generada durante la interpretación sísmica 3D y posterior modelado geológico integrado 3D en el dominio de tiempo del área de estudio, fue obtenido del modelado de velocidades a partir de la calibración tiempo-profundidad de los sismogramas sintéticos generados en pozos con información de registros sísmicos (*DT*) y sísmica de pozos (*VSP*, *CheckShot*), y del análisis e integración de la información de las velocidades RMS, las cuales son las correspondientes a las obtenidas del procesamiento del nuevo levantamiento sísmico Tsimin-Tojual 3DTZ, adquirido por PEMEX en el año 2013.

Se convirtieron a profundidad ciento cuarenta y un (141) fallas, quince (15) horizontes, cuatro (04) cuerpos salinos (uno autóctono, tres alóctonos), obtenidos del modelo estructural integrado 3D, en tiempo, adicionalmente se convirtieron a profundidad las 141 fallas sin modelar (fault Sticks de la interpretación), así como el volumen sísmico de amplitud utilizado para la interpretación sísmica del área de estudio, como control de calidad de la conversión a profundidad. Las figuras 93, 94 y 95 muestran la conversión en profundidad de los datos integrados en secciones sísmicas semiregionales en diferentes direcciones dentro del área de estudio.

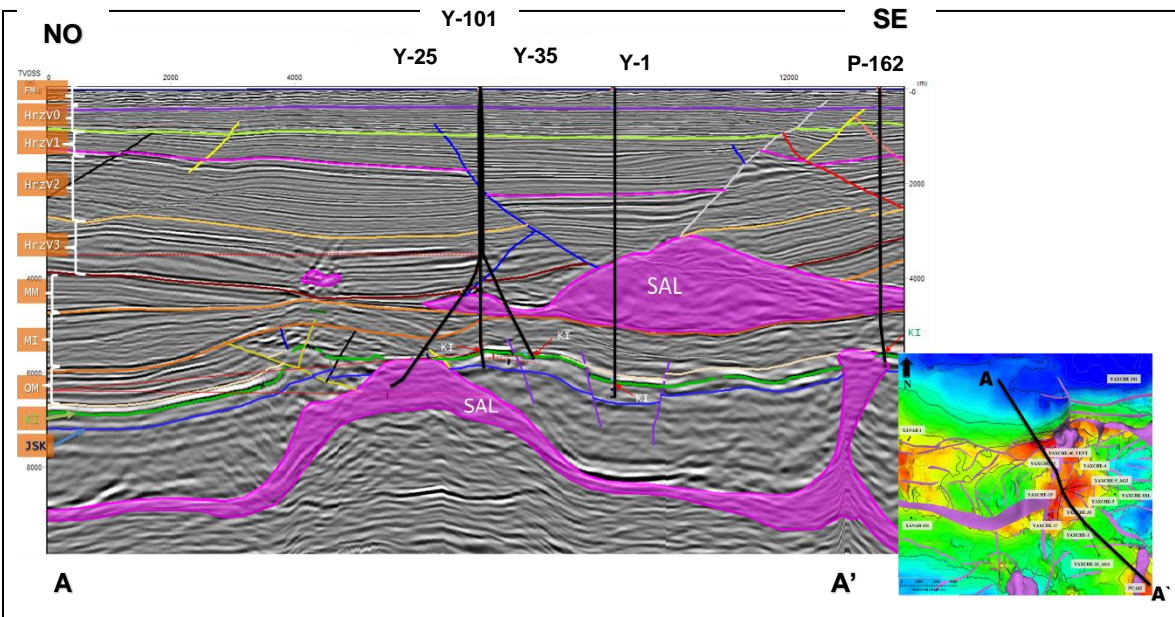


Figura 93. Sección sísmica arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', NO-SE, con los pozos, de izquierda a derecha: Y-25, Y-101, Y-35, Y-1 y P-162. Se observa la consistencia de toda la información generada en el dominio de profundidad: sísmica, horizontes, fallas, intrusiones salinas y pozos.

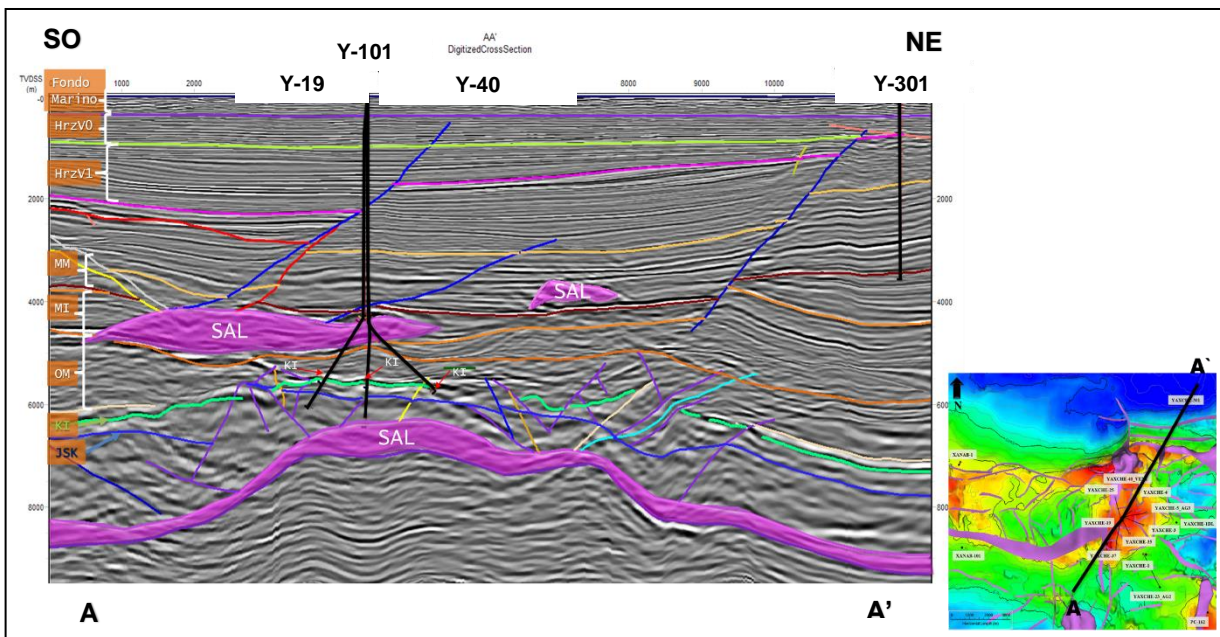


Figura 94. Sección sísmica arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A' en dirección SO-NE, con los pozos, de izquierda a derecha: Y-19, Y-101, Y-40, y Y-301. Se observa la consistencia de toda la información generada en el dominio de profundidad: sísmica, horizontes, fallas, intrusiones salinas y pozos.

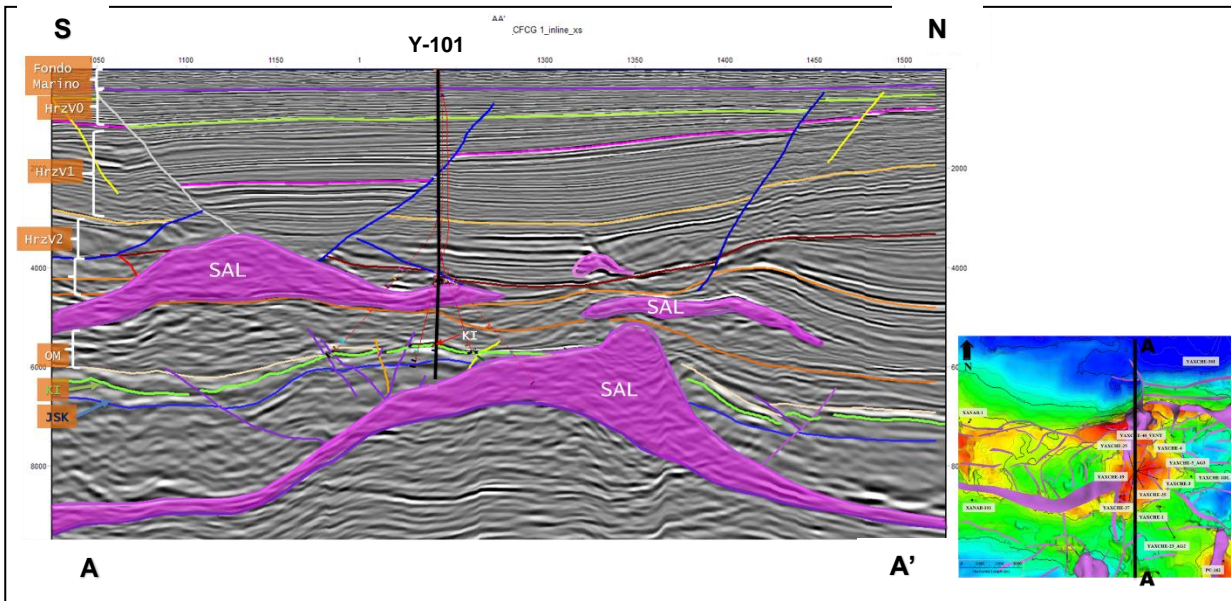


Figura 95. Sección sísmica en PROFUNDIDAD, A – A', dirección S-N, a través del pozo Y-101. Sección sísmica (*inline* 9809) semi-paralela al rumbo de la estructura principal que define al área donde se encuentra el yacimiento de interés, objetivo principal del estudio. Se observa la consistencia entre toda la información generada en el dominio de profundidad: sísmica, horizontes, fallas, intrusiones salinas y pozos.

Sección sísmica, NO-SE (dominio: profundidad)

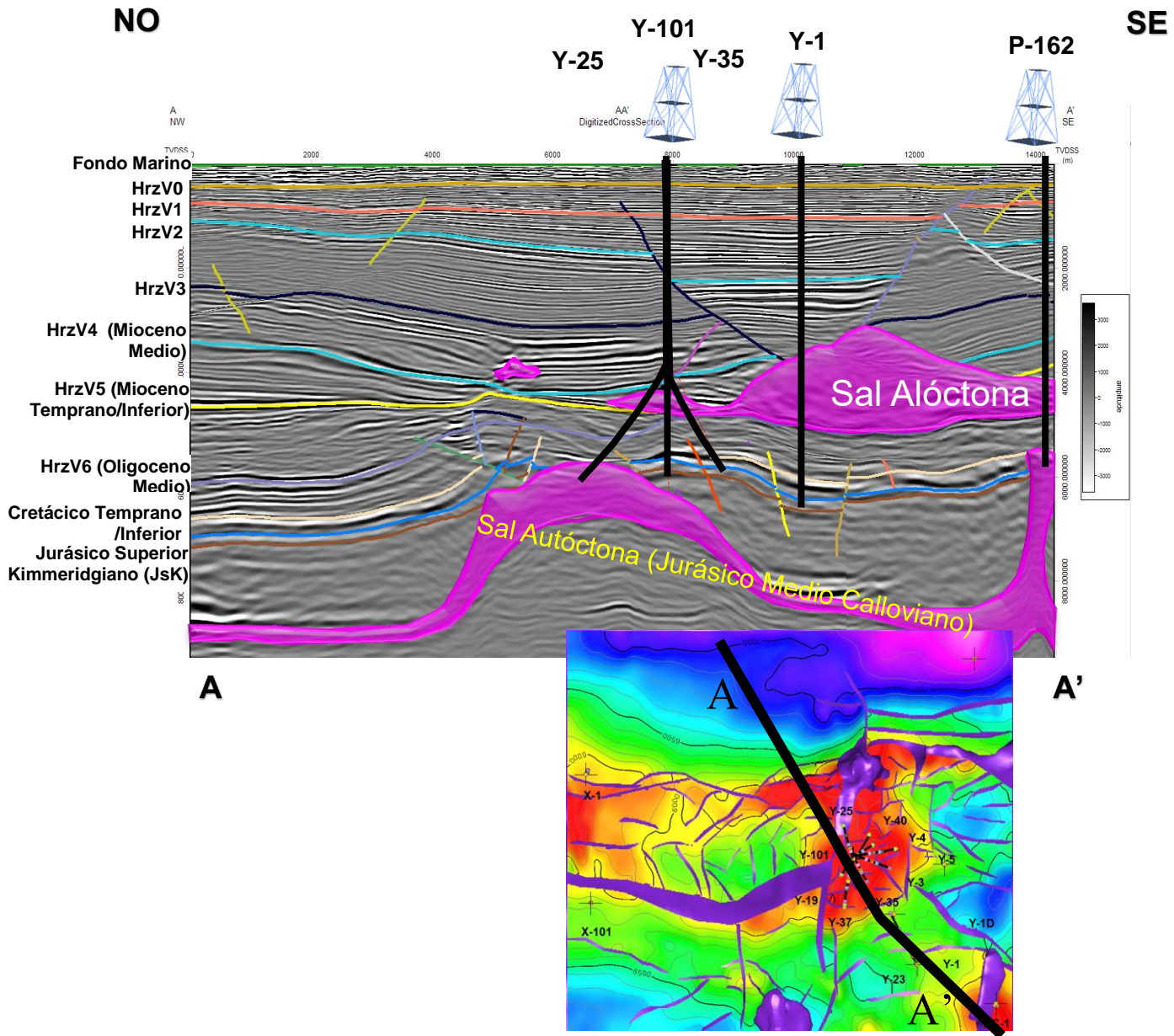


Figura 97. Sección sísmica arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', dirección NO-SE. Con los pozos, de izquierda a derecha (NO-SE): Y-25, Y-101, Y-35, Y-1 y P-162. El modelo de velocidades construido y la posterior conversión tiempo-profundidad llevada a cabo a través de este modelo, permitieron preservar la complejidad geológica/estructural del área de estudio. Terciario: cambio de espesores, fallas ístricas sinsedimentarias, intrusiones salinas (sal alóctona). Cretácico: fallas inversas, anticlinales, por la migración de los grandes volúmenes de sal depositados durante el Jurásico Medio Calloviano.

Los resultados obtenidos muestran claramente la utilidad de la metodología de construcción de modelo de velocidades 3D, geológicamente delimitados, en zonas estructuralmente complejas, como es el caso de este estudio. Observando la sección sísmica A-A', dirección NO-SE, la cual es perpendicular a las principales estructuras geológicas que se encuentran dentro del área de estudio a nivel de Mesozoico, figura 96 (en el dominio de tiempo) y 97 (en el dominio de profundidad), se observa la consistencia entre ambas con respecto a la preservación de la complejidad geológico/estructural al realizar la conversión de la información sísmica y los objetos resultantes de la interpretación sísmica (fallas, horizontes e intrusiones salinas) al dominio de profundidad. A nivel de la columna terciaria se preservan los rasgos estratigráficos observados en los registros de pozos y de la información sísmica en tiempo: cambios de espesores, eventos discordantes. En el Neógeno, el estilo estructural consiste principalmente de fallas normales de tipo lítricas, sindesimentarias; lo cual es una característica esencialmente de regímenes tectónicos extensionales. Estas fallas presentan buzamiento en dirección hacia el SE y NO, estando las principales descansando sobre el denominado horizonte HrzV5 (de Edad Mioceno Temprano), el cual se interpretó como un evento discordante que actúa como una superficie de despegue para estas fallas lítricas de edad post mioceno medio y como base de la intrusión salina alóctona (domo) existente en Terciario. Esta intrusión salina es vista por varios de los pozos perforados en el área (tal como se comentó en capítulos anteriores) y cuya migración desde el Jurásico Medio (Calloviano) donde se depositó hasta el Mioceno Medio (Neógeno) se realizó principalmente a través de las fallas reactivadas por el evento tectónico compresivo del Mioceno Medio (Evento Chiapaneco).

Para el Mesozoico, objetivo principal de este estudio, se tiene un estilo estructural principalmente de fase tectónica compresiva, debido al cambio que sufrieron los márgenes pasivos de la cuenca, que facilitaron la deposición de grandes volúmenes de rocas carbonatadas en este marco de tranquilidad tectónica, a márgenes activos, responsable de gran parte de la complejidad estructural del sureste de la Cuenca del Golfo de México, lo cual facilitó el inicio de la deformación de grandes volúmenes de sal depositados durante el Jurásico Medio Calloviano. El

estilo estructural compresivo se expresa con la presencia de fallas inversas y bloques plegados o anticlinales. Estos anticlinales formados tienen núcleos de sal y están asociados con rampas en cabalgamientos subyacentes de vergencia NE. Los estilos estructurales presentes fueron interpretados sobre la información sísmica disponible en el dominio de tiempo, los mismos fueron preservados en la conversión a profundidad realizada a través del modelo de velocidades llevado a cabo con la metodología propuesta en este estudio, y se pueden apreciar tanto a nivel de secciones en profundidad (figuras 97 y 98) como de mapas (figuras 99 y 100). Las estructuras tipo anticlinal, ubicados en el centro (zona de pozos Y) y sureste del área de estudio (zona de pozo P-162), las cuales son zonas de interés desde el punto económico, se encuentran limitadas hacia sus flancos norte y sur por fallas inversas con buzamiento (o echado) tanto hacia el sur como hacia el norte, tal como puede observarse en la sección en profundidad de dirección Norte-Sur que pasa a través del pozo Y-101, descubridor del área (figura 98). En esta sección sísmica en profundidad, representativa de la complejidad estructural del área, se observan los principales rasgos estructurales del área, tales como la presencia de un despegue profundo (*detachment*), de edad Jurásico Medio Calloviano, donde se depositaron originalmente los sedimentos salinos. Suprayacente a ellos se tiene la capa de sedimentos del Mesozoico, específicamente el Jurásico Tardío (o Superior), desde el Oxfordiano hasta el Titoniano y el Cretácico Temprano (Inferior) hasta el Cretácico Tardío (Superior). Este periodo se caracterizó por ser de un marco tectónico de margen pasivo, lo que permitió la sedimentación de grandes espesores de carbonatos e intercalaciones con terrígenos: areniscas y lutitas, principalmente a nivel del Oxfordiano y los niveles inferiores del Jurásico Superior Kimmeridgiano (JsK). Estos grandes espesores de carbonatos se observan en los pozos ubicados en el área de estudio, tal como el pozo Y-101, el cual reportó espesores > 500 m a nivel de Mesozoico. El principal evento tectónico corresponde con la apertura del golfo de México, lo que causó la presencia de fallas normales y estructuras tipo graben. El periodo de tranquilidad tectónica continuo durante todo el Cretácico, donde se mantuvo hasta el inicio del Cenozoico (Terciario).

A inicios del Paleógeno, se depositaban gruesas secuencias de clásticos sobre las rocas carbonatadas marinas en la zona marina somera, suroeste de la Sonda de Campeche. En el Neógeno, Mioceno Medio, ocurre el evento compresivo que marcó gran parte de la complejidad geológico estructural del área de estudio, el denominado Evento Chiapaneco, cuyo rasgo principal consiste en la formación del Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas, también conocido como cadena Chiapas-Reforma-Akal. En el Mioceno Medio se sucede el evento compresivo derivado del movimiento lateral del Bloque Chortis y la subducción de la Placa de Cocos contra la sección meridional de la Placa Norteamericana; este evento compresivo, el cual se considera la etapa de máxima deformación geológico-estructural, formó los pliegues y fallas de la cadena Chiapas-Reforma-Akal sobre el plano de despegue (*detachment*) formado por la sal depositada en el Jurásico Medio (Calloviano).

A inicios del Plioceno, después de la deformación compresiva del Evento Chiapaneco, inicia el basculamiento hacia el norte del Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas, como una respuesta al desalojo de la sal del Calloviano en la misma dirección. El gran aporte de clásticos provenientes del Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas durante el Plioceno y Pleistoceno, causó el depósito de varios kilómetros de espesor de sedimentos, cuya sobrecarga empezó a generar grandes fallas de crecimiento (*sinsedimentarias*).

Las estructuras observadas en las secciones sísmicas en profundidad sintetizan buena parte de esta compleja evolución tectónica (figuras 97 y 98). El modelo de velocidades obtenido a partir de la metodología propuesta en este trabajo permitió la generación de secciones en profundidad representativas de la complejidad estructural del área de estudio. Las estructuras geológicas pueden ser clasificadas en dos tipos principales: (1) estructuras de deformación compresiva, en forma de plegamientos estructurales o anticlinales, en los reflectores sísmicos asociados a los horizontes subyacentes, o de mayor edad, al horizonte Mioceno Medio, denominado para efectos prácticos, horizonte de velocidad HZV4. Por la ocurrencia del evento Chiapaneco que afectó gran parte de la Sonda de Campeche,

principalmente hacia el suroeste, tanto en la zona terrestre como en aguas someras, donde se encuentra el área de estudio, se alcanzó a deformar hasta los sedimentos del Jurásico Medio Calloviano y Jurásico Superior Oxfordiano, donde se encontraban depositados enormes volúmenes de sal. La mayoría de estos anticlinales se encuentran asociados a núcleos de sal (diapiros), los cuales son visibles en los datos sísmicos de reflexión 3D, en el área de estudio los diapiros de sal fueron cortados por los pozos Y-25, el cual alcanzó a cortar el diapiro asociado al anticlinal del bloque de pozos Y, y por el pozo P-162, el cual se encuentra en otra estructura anticlinal asociada a otro diapiro de sal interpretado hacia el extremo SE del área de estudio. Hacia el centro de los anticlinales se encuentran algunas fallas normales, posiblemente resultantes del colapso por gravedad en el ápice del diapiro salino. También se tienen estructuras tipo sinclinal (figura 97), limitadas por fallas normales, a nivel de Mesozoico, fuera de los bloques levantados tipo anticlinal, posiblemente formados durante la etapa extensiva del Jurásico y mantenida de esta forma por la carga listoestática de los sedimentos suprayacentes; (2) estructuras extensionales: fallas listricas normales sinsedimentarias que cortan la parte superior de la sección estratigráfica, en los depósitos más jóvenes al Mioceno Medio, donde se tienen estructuras tipo graben sobre sinclinales más antiguos. Cambios de espesores relacionados al movimiento de la sal y por el sistema extensional pueden ser observados en el área de estudio. Las intrusiones salinas del Terciario se encuentran a nivel del Oligoceno Medio y sobre la discordancia del Mioceno Medio. Importantes volúmenes de sal pudieron ser desplazados desde el Mesozoico al Terciario por la reactivación de fallas originalmente formadas durante el periodo de expansión del piso oceánico en el régimen extensional que dio origen a la formación del Golfo de México (Triásico/Jurásico) y que por el evento compresivo del Mioceno fueron reactivados, la sal pudo ser desplazada a través de los planos de falla desde los núcleos de sal subyacentes a las estructuras anticlinales del Mesozoico. Gutiérrez Pérez (2013), en el estudio realizado en el área Kuzam, vecina a las áreas X y Y objetivos del presente estudio, propone la existencia de una importante soldadura de sal (*salt weld*) que conecta los cuerpos de sal alóctonos.

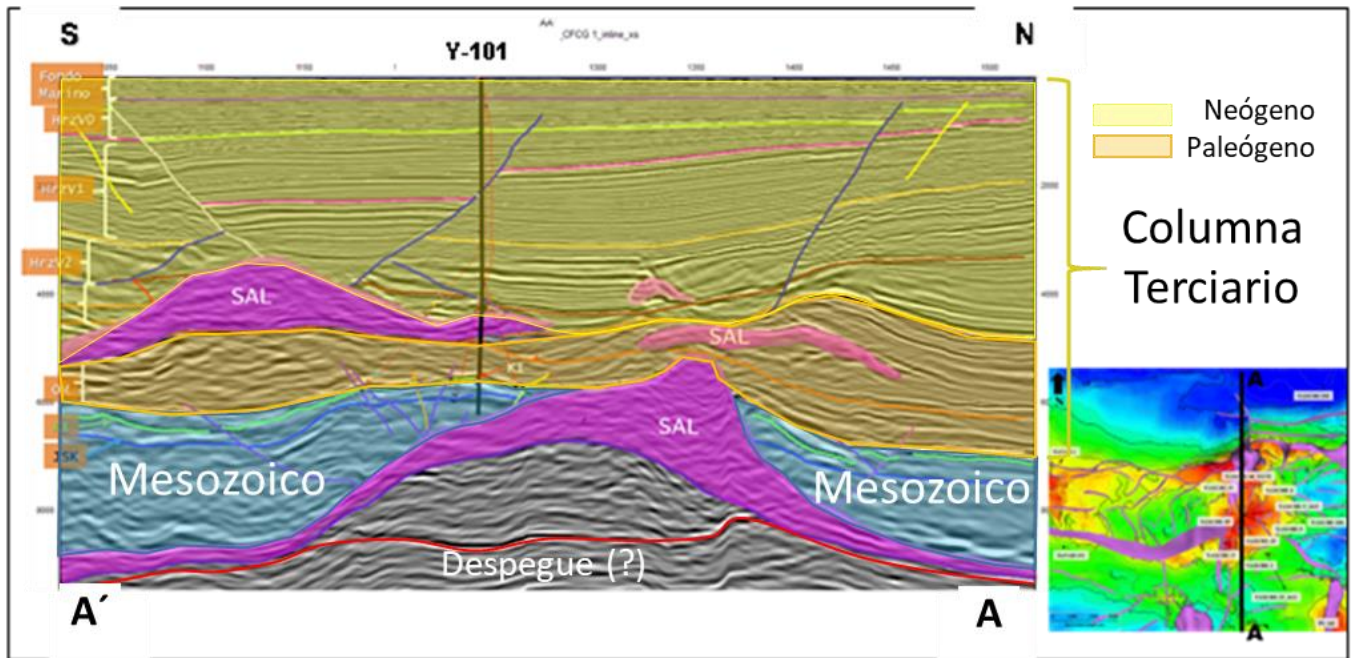


Figura 98. Sección sísmica arbitraria en PROFUNDIDAD, A – A', dirección S-N, a través del pozo Y-101. El modelo de velocidades construido y la posterior conversión tiempo-profundidad llevada a cabo a través de este modelo, permitieron preservar la complejidad geológica/estructural del área de estudio. Terciario: fallas Ílstricas sinsedimentarias, intrusiones salinas (sal alóctona), estructuras tipo graben, en sedimentos de menor edad al Mioceno Medio, fase extensional en rocas posteriores al Mioceno Medio. Mesozoico y Cenozoico Temprano (Paleógeno y Mioceno Temprano): fase compresiva, fallas inversas, anticlinales originados por la migración de los grandes volúmenes de sal depositados durante el Jurásico Medio Calloviano, debido al evento compresivo del Mioceno Medio: Evento Chiapaneco.

La discordancia del Mioceno Medio es una discordancia regional, la cual marca un cambio importante en los estilos estructurales, separando la fase extensional más joven de la fase compresiva de mayor edad.

Las figuras 99 y 100 muestran el mapa estructural del principal horizonte de interés en el área de estudio, Cretácico Inferior, en el dominio de tiempo y profundidad respectivamente.

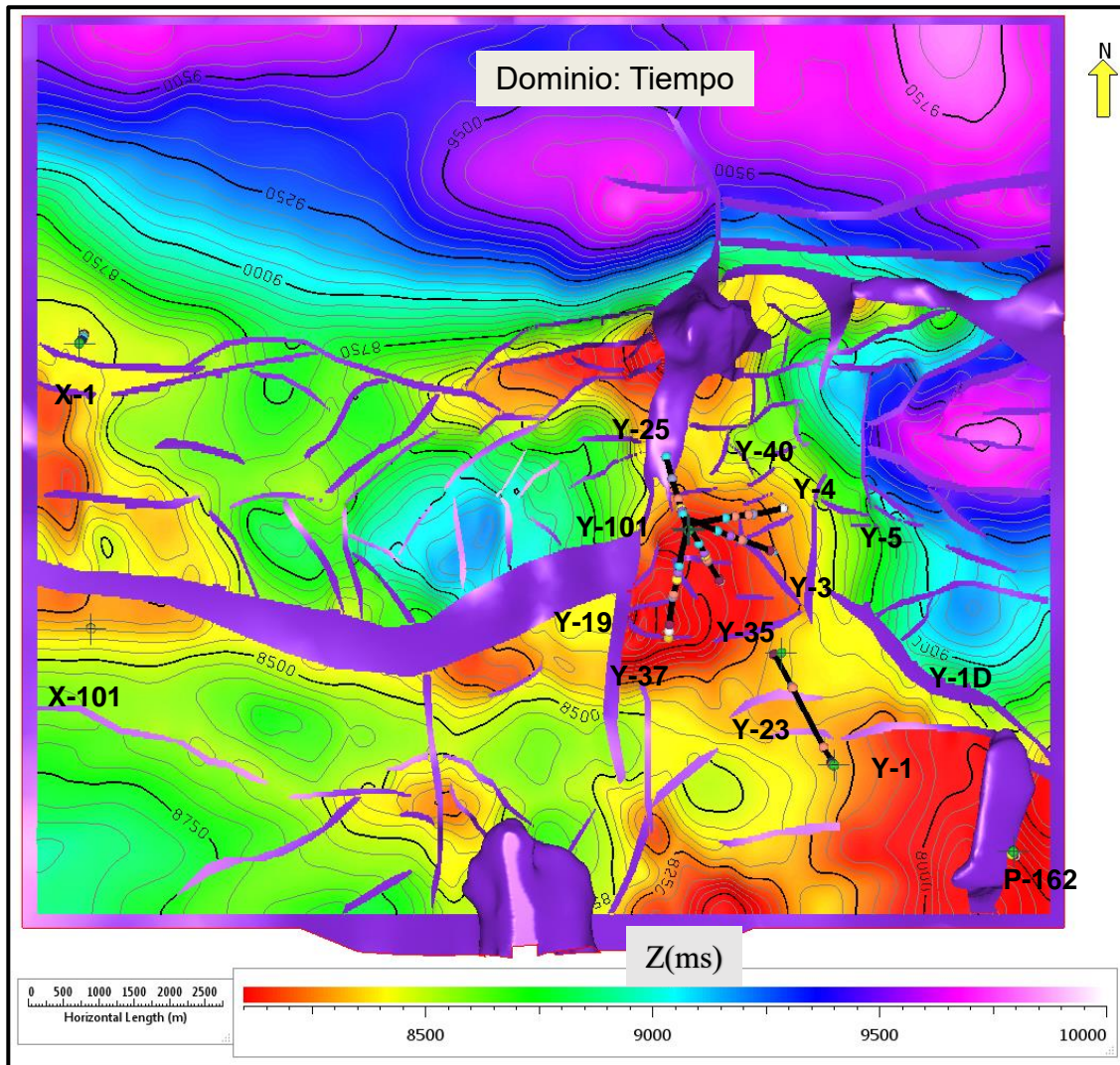


Figura 99. Mapa estructural en TIEMPO, a nivel del horizonte Cretácico Inferior de la zona de estudio. Obsérvese la presencia de las intrusiones salinas en este nivel al sur y sureste (Pozo P-162) de la zona de estudio, así como en la parte central (atravesada por el pozo Y-25). Esta intrusión salina actúa como posible trampa estructural de la principal estructura de la zona de estudio, donde se encuentran la mayor parte de los pozos Y.

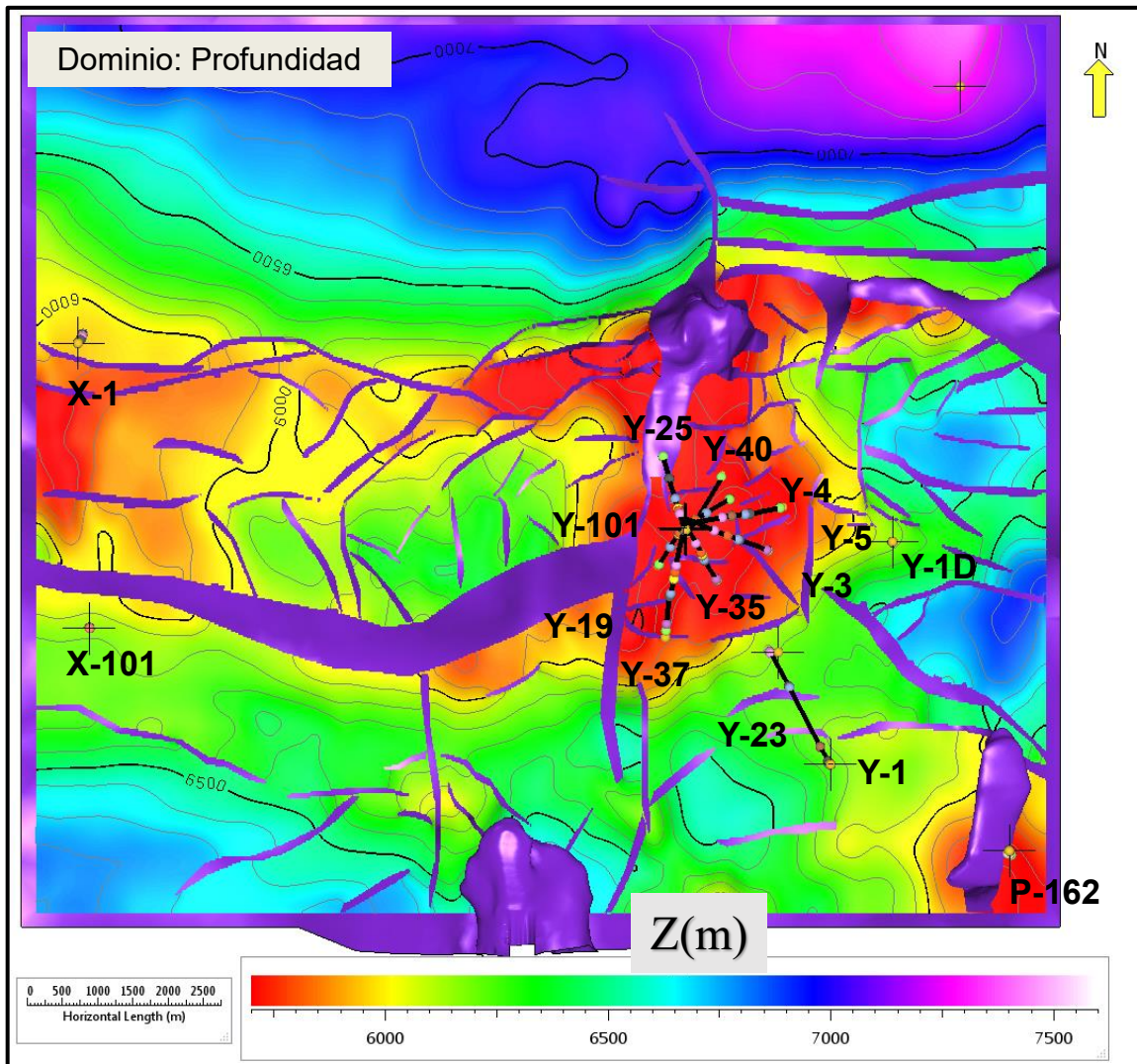


Figura 100. Mapa estructural en PROFUNDIDAD, a nivel del horizonte Cretácico Inferior de la zona de estudio. Obsérvese la presencia de las intrusiones salinas en este nivel al Sur y sureste (Pozo P-162) de la zona de estudio, así como en la parte central (atravesada por el pozo Y-25). Esta intrusión salina actúa como posible trampa estructural de la principal estructura de la zona de estudio, donde se encuentran la mayor parte de los pozos Y.

Los mapas estructurales a nivel del Cretácico Inferior en el dominio de tiempo (figura 99) y en el dominio de profundidad (figura 100), son consistentes desde el punto de vista de las estructuras geológicas obtenidas en ambos dominios. Hacia el límite oeste del área de estudio, donde se encuentran los pozos X-1 y X-101, se tiene la presencia de un alto estructural tipo anticlinal elongado, orientado en dirección N-S. Hacia el Este de esta estructura se tiene que la zona central se caracteriza principalmente por la presencia de una estructura tipo sinclinal, tipo minicuenca,

posiblemente formada por evacuación de la sal autóctona, seguido más al Este por un estilo estructural de plegamientos y fallas inversas. La expulsión o desplazamiento de grandes volúmenes de sal, depositadas principalmente en el Jurásico Medio (Calloviano), y el acortamiento tectónico por compresión son responsables de la formación de depocentros como el ubicado en el centro del área de estudio, entre la estructura de los pozos X y la estructura donde se encuentran la mayor parte de los pozos Y.

Los altos estructurales donde se encuentran la mayor parte de los pozos del campo Y, y el pozo P-162, muestran orientación del eje principal en dirección NS/NWSE, asociados a la presencia de los domos salinos, reconocidos e interpretados en las secciones sísmicas. Las tres intrusiones salinas que alcanzan el Cretácico Inferior, el cual es el principal nivel productor del área de estudio, se muestran como domos elongados en dirección norte-sur, evidente en tiempo y profundidad.

4.1.2 Construcción del modelo estructural 3D en profundidad

Uno de los resultados de mayor valor agregado obtenidos de la construcción de modelos de velocidades detallados en zonas geológicamente complejas, es poder generar de manera confiable un modelo estructural 3D en el dominio de profundidad donde se represente toda la complejidad geológica del área de estudio, sin asumir ningún tipo de simplificaciones, con el objetivo de calcular nuevas reservas de hidrocarburos, soportar las propuestas de perforación de nuevos pozos y apoyar los planes de explotación que se puedan generar. En este estudio se construyó el modelo estructural 3D en profundidad a partir de los resultados de la conversión a profundidad de los horizontes, fallas y cuerpos salinos (figuras 101 y 102).

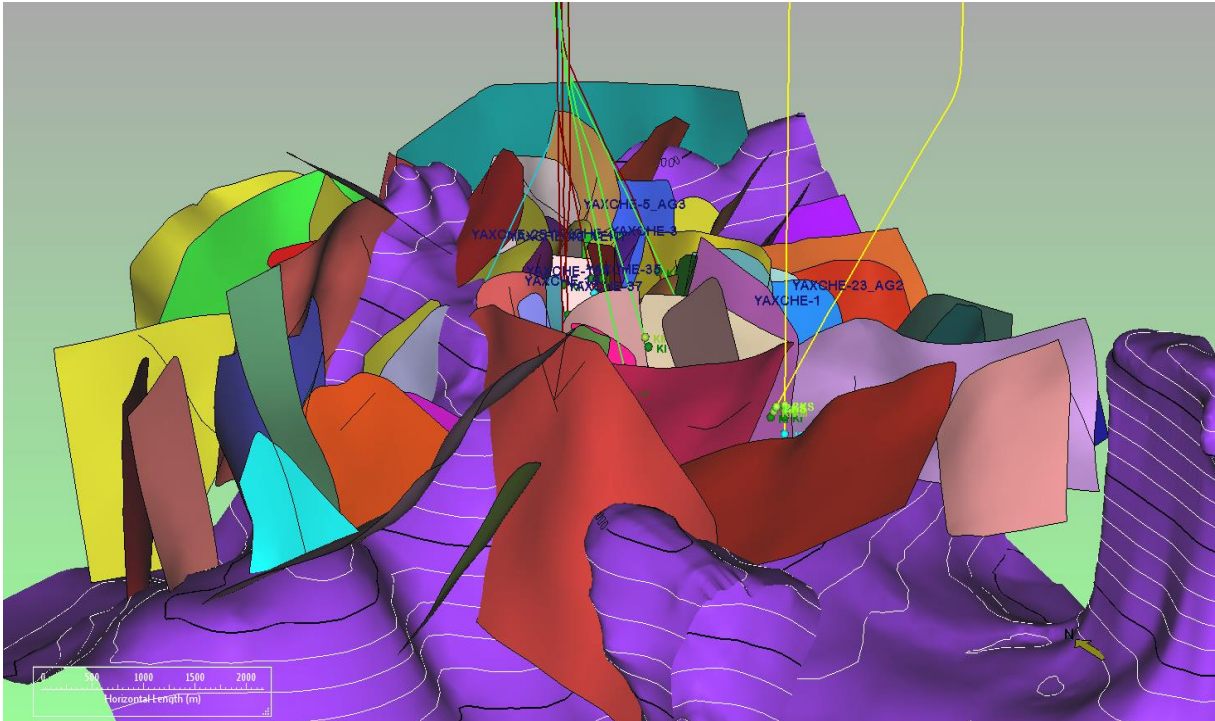


Figura 101. Modelo de fallas y superficie modelada del tope de la sal autóctona. Dominio: PROFUNDIDAD.

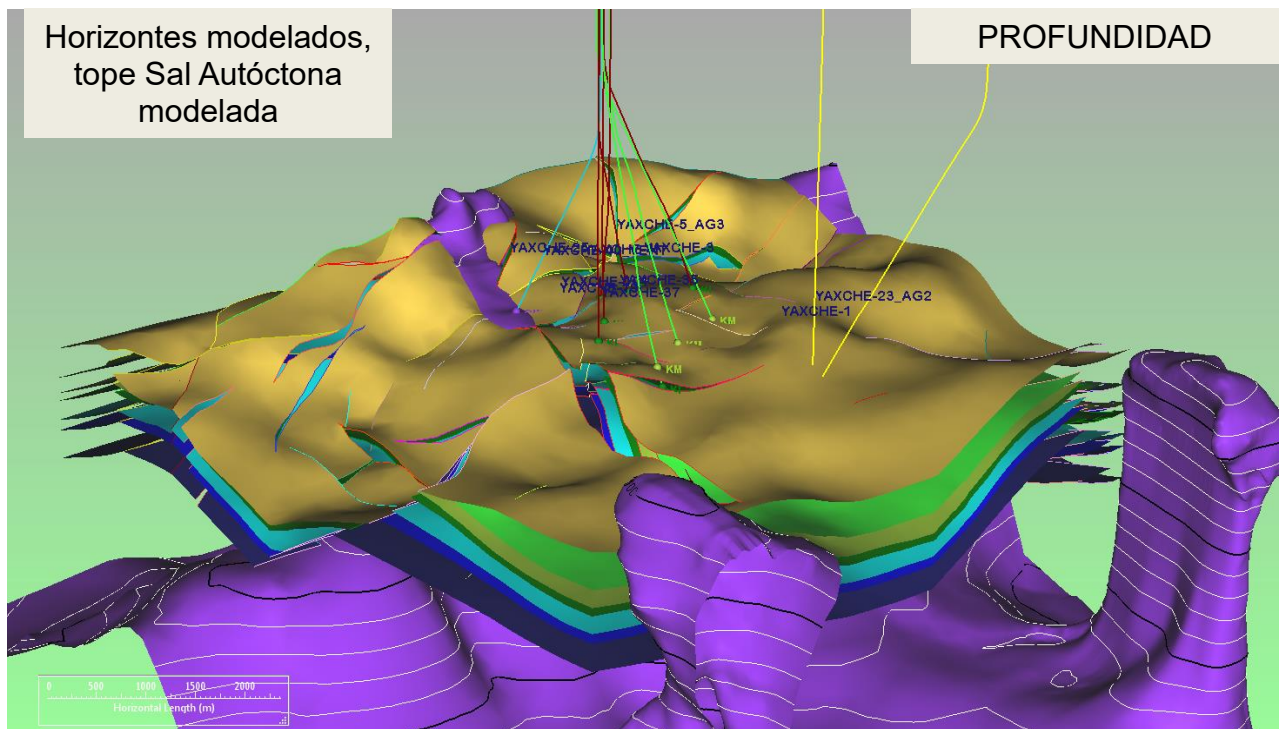


Figura 102. Horizontes modelados y superficie del tope de la sal autóctona modelada en PROFUNDIDAD.

Dada la complejidad geológica del área de estudio, se construyeron secciones estructurales transversales (*cross-sections*) en el modelo estructural 3D en profundidad, con la finalidad de validar la correcta construcción de este, cuidando la correcta representación de toda la complejidad tomada de la conceptualización geológico-estructural, interpretación geológica estructural, construcción del modelo de velocidades y conversión tiempo-profundidad. La figura 103 es una sección transversal (*cross-section*) de detalle, sobre el modelo estructural generado a partir de la conversión a profundidad, donde se muestra la calibración de los pozos con las estructuras en profundidad y la representación del domo salino, la erosión que afecta hasta el Cretácico Inferior y la ubicación de la zona erosionada. El Cretácico Inferior funciona como una discordancia erosiva de tipo angular en el bloque estructural principal (bloque de pozos Y), donde se tiene directamente en contacto sedimentos del Paleógeno (Terciario) con sedimentos del Cretácico Medio y Cretácico Temprano (Inferior).

La presencia de esta discordancia, la cual se establece como el límite Cretácico-Terciario (límite K-T), pudo ser originada por un evento tectónico compresivo a inicios del Cenozoico (¿influencia de Orogenia Laramide?) y/o el movimiento de la sal autóctona por procesos de halokinesis, debido posiblemente al peso de la columna sedimentaria, lo que originó que la parte estructuralmente más alta de los anticlinales, depositados con sedimentos del Mesozoico (Cretácico Temprano, Cretácico Medio y Cretácico Superior), haya quedado expuesta a inicios del Cenozoico (Paleoceno, Eoceno), siendo objeto de erosión.

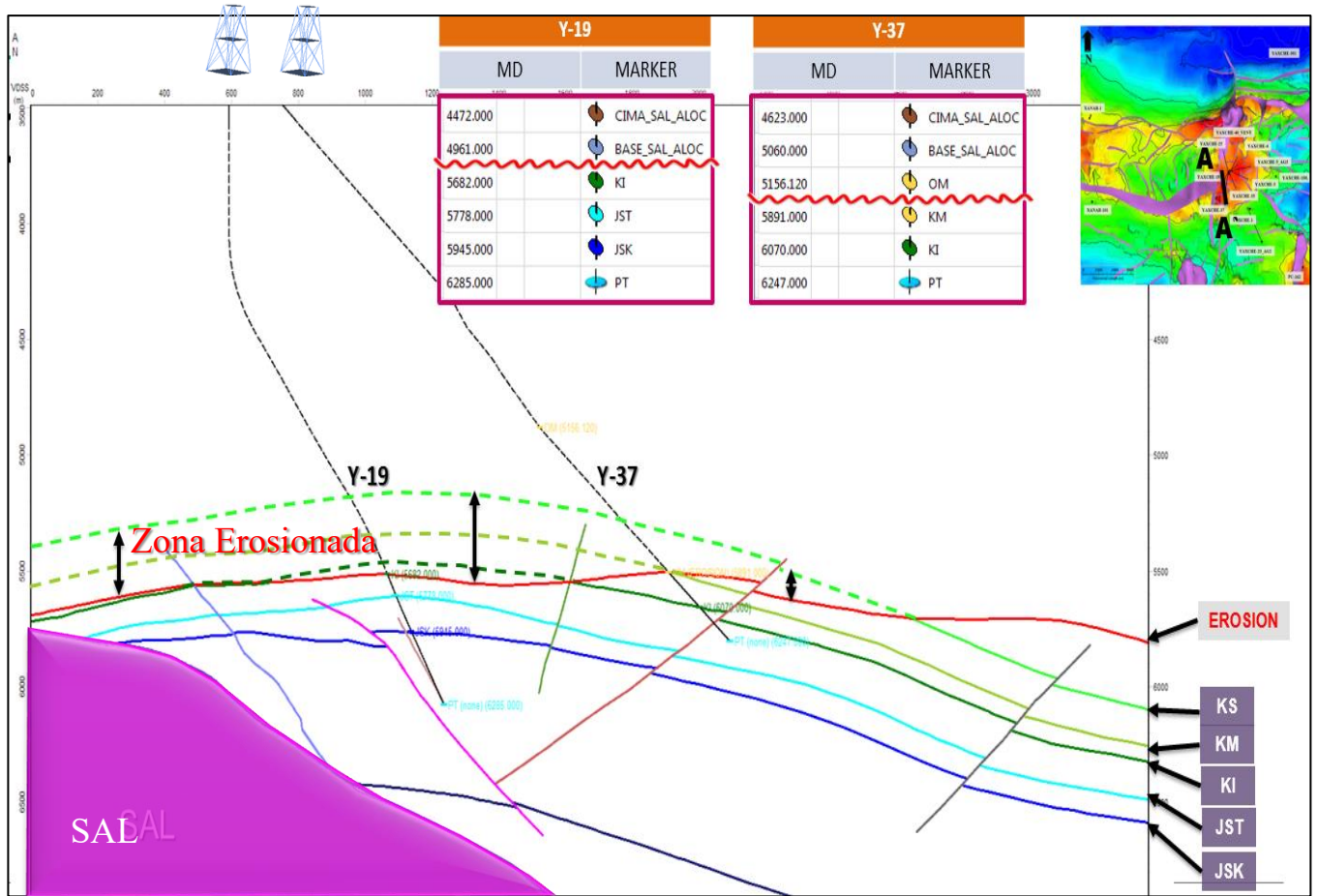


Figura 103. Sección transversal (*cross-section*), A-A' en dirección N-S, Profundidad, con detalle de la conversión a profundidad hacia el bloque alto del centro del área de estudio. Se muestra como el pozo Y-19 atravesó directamente del Terciario al Cretácico Inferior, debido a la presencia de una erosión en dicha zona. La zona erosionada fue vista por la mayor parte de los pozos del campo Y. Ej: Pozos Y-19 y Y-37.

4.2. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

De acuerdo con el análisis anterior, llevado a cabo a partir de los resultados obtenidos del modelo de velocidades de alta resolución realizado en este estudio, tomando en cuenta la complejidad geológica del área de estudio, se puede sintetizar su evolución tectónica de la siguiente manera:

- **Fase Extensional:** Comprende desde el proceso tectónico de apertura del Golfo de México del Triásico-Jurásico Medio (*rifting*), y la depositación de grandes volúmenes de sedimentos salinos durante el Calloviano (Jurásico Medio).
- **Fase de Margen Pasivo:** Abarca desde Jurásico Tardío (Kimeridgiano), donde se depositaron grandes volúmenes de rocas carbonatadas del límite plataforma-talud (bancos oolíticos), y toda la columna Cretácico. Las condiciones de calma tectónica permitieron la depositación de grandes espesores de sedimentos de plataforma carbonatada, principal roca almacén a nivel del Mesozoico en el área de estudio.
- **Fase Compresional:** Fase responsable de gran parte de la actual complejidad estructural del área de estudio, y del sureste de la Cuenca del Golfo de México. Regionalmente, el inicio de la deformación compresiva ocurrió durante el Eoceno (Orogenia Laramide), seguida por la compresión durante conocida como Evento Chiapaneco, la cual tuvo su máxima etapa de deformación en Mioceno Medio, definiendo gran parte de los estilos estructurales actualmente presentes en el área de estudio. En esta fase compresional es importante mencionar la presencia de un posible movimiento de la sal autóctona (halokinesis) entre finales del Cretácico e inicios del Cenozoico, originada por carga listostática de los carbonatos/terrígenos depositados durante el Jurásico Medio y Tardío y carbonatos del Cretácico. Este movimiento de la sal a finales del Cretácico e inicios del Cenozoico pudo ser la causa de que las crestas de los anticlinales formados en consecuencia a este movimiento hayan sido expuestas, provocando su erosión. La fase compresional afectó al menos

hasta el Jurásico Medio Calloviano, siendo considerado este nivel como un despegue de la sal (*salt detachment*).

- **Fase Extensional Reciente (por desalojo):** Este estilo de deformación más reciente es predominantemente caracterizado por estructuras típicas de sistemas extensionales. Después de la finalización del Evento Chiapaneco del Mioceno Medio, en el Plioceno y Pleistoceno, se dio un gran aporte de sedimentos del Macizo de Chiapas, lo que causo el depósito de cientos de metros de espesor de sedimentos clásticos, cuya sobrecarga empezó a generar grandes fallas de crecimiento (sinsedimentarias) y el desalojo de los depósitos de sal alóctonos.

La figura 104 es una sección en profundidad, de dirección SW-NE, donde se muestra la separación entre las dos principales etapas tectónicas presentes en el área de estudio. Estas se encuentran separadas por la discordancia del Mioceno Medio.

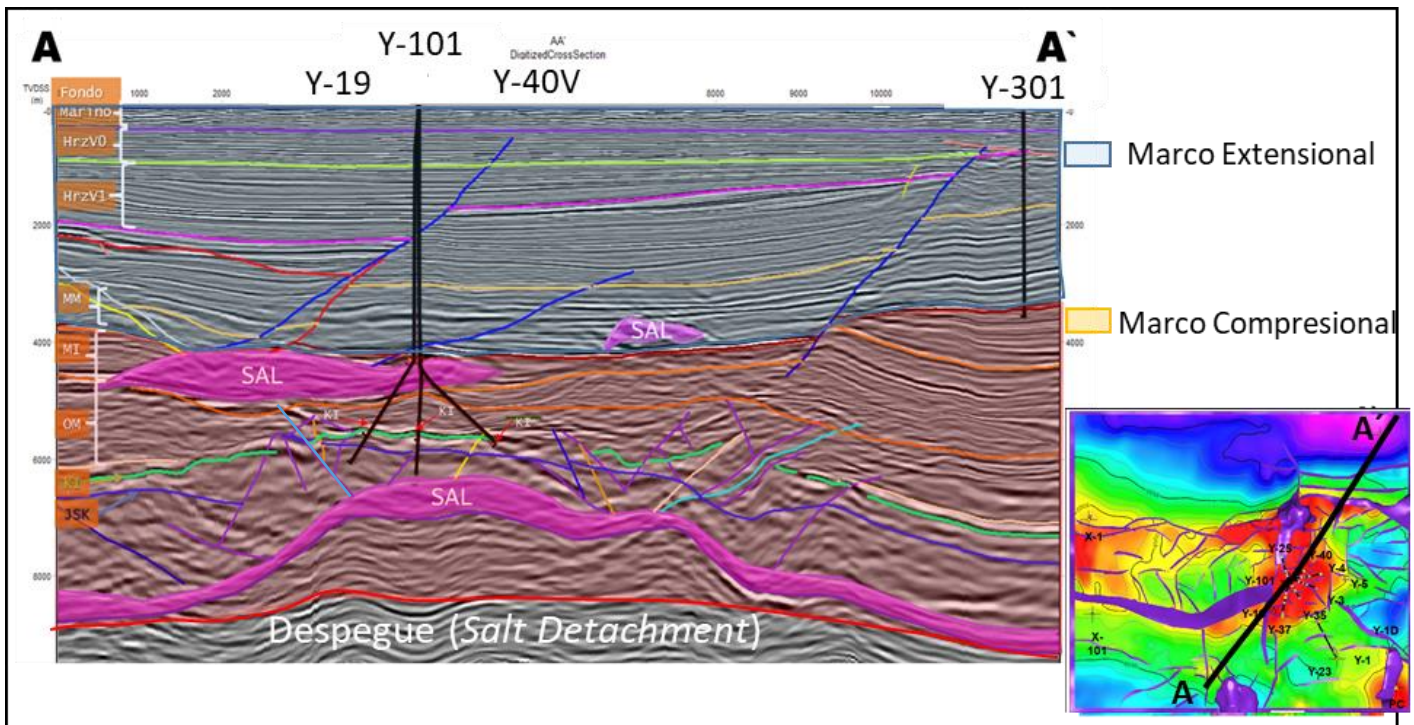


Figura 104. Sección Sísmica en profundidad SW-NE. Se muestran los principales eventos tectónicos presentes en el área de estudio: Compresional y extensional, con los rasgos estructurales y estratigráficos característicos de cada uno de ellos.

La estructura principal dentro del área de estudio, a nivel del objetivo Mesozoico, corresponde al bloque de los pozos Y, ubicado hacia el centro-este (figura 105, mapa en profundidad de Cretácico Temprano). Este bloque se encuentra delimitado por fallas inversas, en dirección N-S hacia los flancos oeste y este y en dirección O-E hacia los flancos norte y sur. Las fallas inversas que delimitan el bloque principal hacia el oeste y el norte tienen un salto vertical > 200 m, lo cual permite inferir la capacidad sellante de estas, mientras que hacia los flancos este y sur la trampa estructural principal está definida como cierre estructural debido al intenso plegamiento del bloque. Este plegamiento asociado a la presencia de una intrusión salina en la parte inferior (tipo diapiro), es el rasgo geológico fundamental que permitió el entrapamiento del hidrocarburo en este bloque, el cual tiene una longitud aproximada de 2.5 km en dirección oeste-este y 5 km en dirección nort-sur. El hidrocarburo pudo migrar desde el Jurásico Tardío Titoniano (principal roca madre o generadora) hasta los yacimientos probados en el Cretácico Temprano (inferior) y Medio, a través de estas fallas y la familia de fallas y fracturas asociadas.

Es de resaltar la presencia hacia el oeste del área, norte del pozo X-101 (figura 105), de una falla de tipo normal, de dirección O-E y buzamiento (echado) hacia el norte. Esta falla se intercepta con el flanco oeste del bloque principal (bloque de pozos Y), para luego no ser vista nuevamente en los datos sísmicos 3D, tampoco por ninguno de los pozos perforados en el área. De acuerdo con el contexto geológico regional, esta falla normal pudo ser formada inicialmente durante la fase extensiva del Jurásico Medio/Tardío, manteniéndose activa como falla normal hasta el Cretácico debido a la expulsión de la sal en dicha zona, y por la formación del plegamiento con el que se intercepta al este (bloque de pozos Y), el cual pudo ser inicialmente originado por el desplazamiento de la sal autóctona (diapirismo) de finales del Cretácico y principios del Paleógeno. Así también puede situarse el origen de la formación de la estructura plegada del pozo P-162, ubicado el sureste del área de estudio.

El plegamiento del bloque por la expulsión de la sal autóctona se mantuvo en buena parte del Paleógeno, causando la intrusión del diapiro hacia el centro-norte del área

(interceptada por el pozo Y-25), el sureste (atravesada por el pozo P-162) y hacia el centro-sur del área, interpretada por respuesta sísmica.

Posteriormente, la deformación compresiva por el Evento Chiapaneco, Mioceno Medio, terminó de configurar el complejo marco estructural del área, deformando (acortando) la capa de sedimentos hasta el Mioceno Medio, alimentando los cuerpos de sal del Terciario (domos) a través de la reactivación de fallas como la denominada falla inversa F2, figura 105, y siendo de gran influencia para la continuación del movimiento de la sal, mayormente de las intrusiones formadas en principio por diapirismo.

Finalmente, se observan las llamadas minicuecas, las cuales son estructuras tipo sincinial. Las minicuecas, formadas por expulsión de sal, separan los plegamientos originados igualmente gracias a estos movimientos de la sal. En el caso de estas estructuras tipo anticlinal, fue favorable el movimiento de la sal, en principio este movimiento fue conducido por diapirismo y posteriormente por la influencia del Evento Chipaneco. Las minicuecas se encuentran ubicadas al centro y sureste del área. En la configuración en profundidad del Cretácico Inferior o Temprano (KI), figura 100, se observa la ubicación hacia el SE del área, de minicuecas con orientación SO-NE. Esta representa el principal límite estructural entre el plegamiento, o anticlinal, del bloque de los pozos Y respecto al plegamiento del pozo P-162.

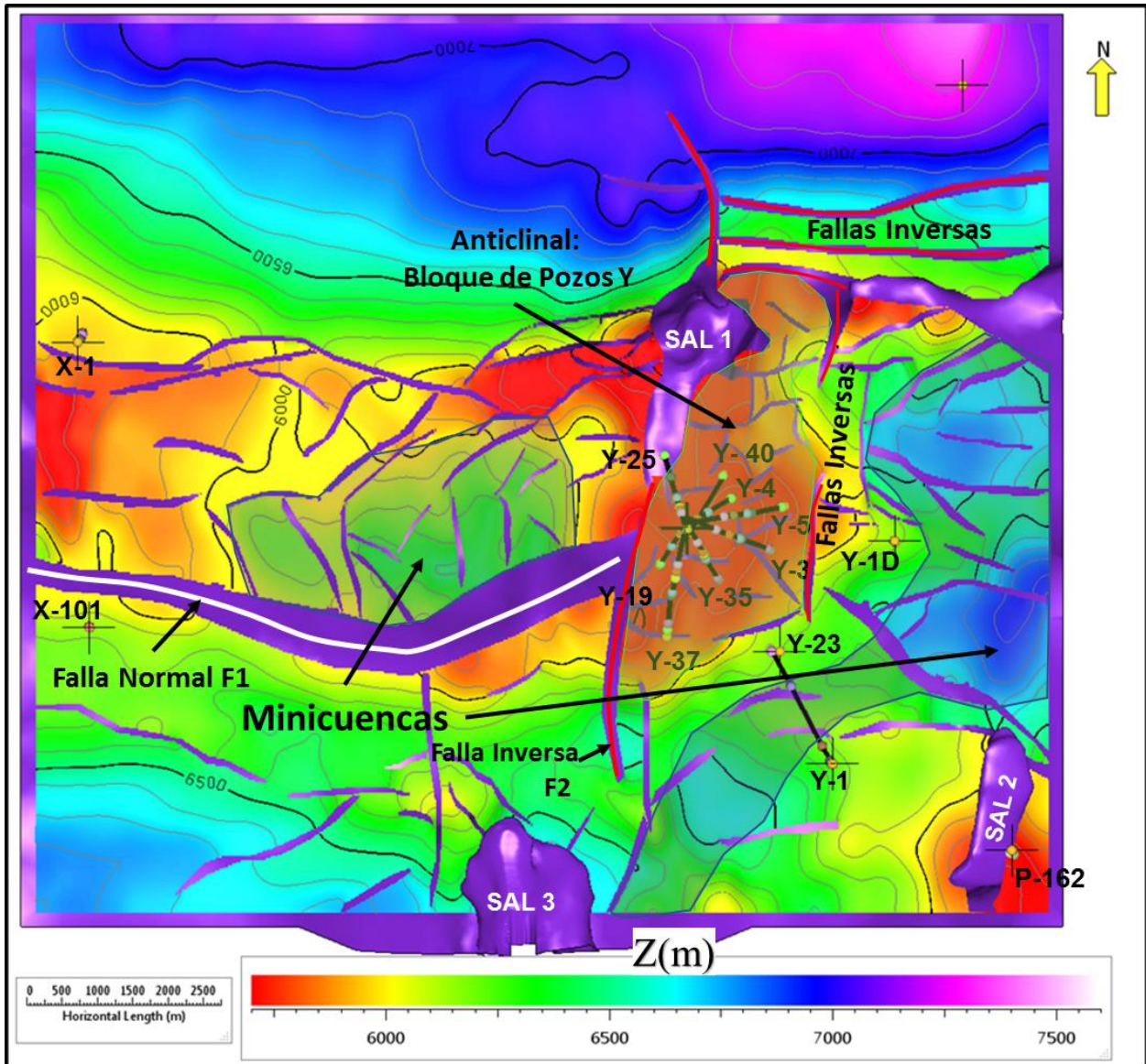


Figura 105. Mapa en profundidad del Cretácico Temprano, mostrando los principales rasgos y estilos estructurales del área de estudio, dentro del contexto de la evolución tectónica del sureste del Golfo de México.

La siguiente figura, tabla 10, muestra una síntesis de los eventos tectónicos principales en el área de estudio, circunscrito en el contexto de la evolución tectónica del margen sur de la Cuenca del Golfo de México,

PERIODO/EPOCA		EVENTO TECTONICO
NEOGENO	PLIOCENO	Fase Extensional Reciente.
	MIOCENO	Fase Compresional (Evento Chiapaneco, Mioceno Medio).
PALEOGENO		Deposición de Clásticos.
CRETÁCICO	TARDIO	Margen Pasivo, Plataforma Carbonatadas. Posible Halokinesis por carga listostática.
	MEDIO	Margen Pasivo, Plataforma Carbonatadas.
	TEMPRANO	Margen Pasivo, Plataforma Carbonatadas.
JURASICO	TARDIO	Margen Pasivo, Plataforma Carbonatadas.
	MEDIO	Apertura del Golfo de México (<i>Rifting</i>), deposición de grandes volúmenes de sal.
	TEMPRANO	Apertura del Golfo de México (<i>Rifting</i>).

Tabla 10. Tabla de representación cronológica de los eventos que definieron la evolución tectónica y complejidad estructural del área de estudio, dentro del contexto regional del sur - sureste de la Cuenca del Golfo de México.

CAPITULO V. CONCLUSIONES

La construcción de un modelo geológico estructural en tres dimensiones (3D), tomando en cuenta toda la complejidad geológica presente en una zona de interés: fallas inversas, cabalgamientos, fallas lítricas, fallas de desplazamiento lateral (*strike-slip*), tectónica salina, superficies discordantes y erosivas, cambios de espesores laterales, acuñaientos (*pinch-out*), presencia de capas delgadas, entre otros rasgos estructurales y estratigráficos, y el entendimiento de los eventos asociados a la evolución geológica de un área de interés, constituye un elemento clave para la generación de modelos de velocidades que honren esta complejidad definida durante la etapa del modelado geológico e interpretación sísmica-estructural durante la ejecución de un estudio de caracterización de yacimientos.

Un control de calidad detallado de funciones de velocidad de onda P (1D), calibradas con los marcadores geológicos de interés cruzados por los pozos con información propia de velocidades (Sónico DT, Registros de Sísmica de Pozos: Checkshot/VSP) y el uso correcto de las velocidades sísmicas disponibles (RMS o de migración) permiten la generación adecuada de un modelo de velocidades 3D afinado, geológicamente delimitado.

El control de calidad de las funciones de velocidades de onda P, que se usarán posteriormente como dato de entrada para la generación del modelo de velocidades 3D, inicia en la etapa de interpretación sísmica estructural para un estudio de caracterización de un área interés. Las funciones de velocidades obtenidas de la calibración sísmica-pozo (construcción de sismogramas sintéticos) deben representar valores de velocidades interválicas de onda P acordes con la geología del área de estudio, desde el datum sísmico (nivel de referencia) hasta la profundidad final de cada pozo (o hasta la profundidad donde se tenga información de velocidades en el pozo a calibrar). Las funciones de velocidades obtenidas de la calibración sísmica-pozo para la construcción del modelo de velocidades de este estudio, iniciaron con velocidad interválica constante de 1524 m/s desde el datum de referencia sísmica (nivel del mar), por ser un área marina o costafuera, hasta el

fondo marino, el cual fue el primer horizonte de control de velocidad interpretado para este estudio. En áreas terrestres del Sur de México, la velocidad interválica puede establecerse a partir de valores alrededor de 1800 m/s, empezando en el datum de referencia (generalmente el nivel medio del mar).

Para el Terciario los valores de velocidad interválica aumentan de manera proporcional con la profundidad. Desde los 1524 m/s (región marina) del datum, a valores de hasta 3300 m/s; característico de zonas con litología principalmente compuesta por terrígenos o siliciclastos. La velocidad interválica de la sal alóctona se determinó en 4016 m/s, de acuerdo al análisis estadístico de las velocidades intervalicas de onda P en los pozos que atravesaron este cuerpo salino ubicado en el Terciario. Diez (10) pozos penetraron la sal alóctona, cinco (05) de ellos calibrados con la sísmica. Esta disminución en los valores de la velocidad de Onda-P, comprobados por los registros de velocidades y la calibración sísmica-pozos, se deben a posibles inclusiones intrasalinarias o “sal sucia” (*dirty salt*), originadas en la compleja evolución tectónica salina del Golfo de México.

La entrada de los terrígenos del Terciario a la secuencia carbonatada del Cretácico es claramente evidenciada en las funciones de velocidades de onda P, con velocidades interválicas que aumentan de 3300 m/s en el Paleoceno a 5200 m/s, luego de atravesar la superficie discordante que sirve de límite entre el Terciario y Cretácico (Límite K-T), para llegar directamente al Cretácico Inferior.

Debido a la falta de información de sísmica de pozos o registros de velocidades (Sónico DT) para la sal autóctona, debido a que los únicos pozos que llegaron a hacer contacto con este cuerpo fueron el Y-25 y el P-162, los cuales no se continuaron perforando al detectarse la presencia de la sal, se consideró una velocidad constante, para efectos prácticos, de 4500 m/s.

Para la conversión de las velocidades del procesamiento *Root Mean Square* (RMS; mínimos cuadrados) a velocidades interválicas, se consideró el uso del algoritmo *Constrained Velocity Inversion* (CVI; Inversión de Velocidades Restringida), siendo

un algoritmo más robusto que la inversión lineal de Dix, debido a la obtención de un campo de velocidades más estable y geológicamente consistente, inclusive en casos de velocidades RMS o residuales de entrada ruidosos.

Este modelo considera las fuertes variaciones laterales de espesores y litología, en consecuencia, de velocidades de ondas P, que ocurren en las rocas terciarias suprayacentes a la secuencia de interés (Cretácico). Este enfoque integrado permite la obtención de un modelo de velocidades confiable y una conversión tiempo-profundidad más precisa, dando mayor certidumbre a procesos posteriores tales como: cálculos volumétricos, generación de modelos geológicos y de propiedades petrofísicas para apoyo a planes de explotación de zonas de interés, dato de entrada para estudios de tomografía sísmica, iluminación o migración con objetivo de mejorar la imagen sísmica.

Los resultados obtenidos muestran claramente la utilidad de la metodología de construcción de modelo de velocidades 3D, detallados y geológicamente delimitados, en zonas estructuralmente complejas, como es el caso de este estudio. Se observa consistencia respecto a la preservación de la complejidad geológico/estructural al realizar la conversión de la información sísmica y los objetos resultantes de la interpretación sísmica (fallas, horizontes e intrusiones salinas) al dominio de profundidad.

La evolución tectónica del área de estudio, basados en el análisis de los resultados obtenidos en este trabajo, se sintetiza en cuatro etapas principales, de mayor a menor antigüedad: (1) fase extensional, (2) fase de margen pasivo, (3) fase compresional y (4) fase extensional reciente (por desalojo).

CAPITULO VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acevedo, J.S. (1980). **Giant fields of the southern zone—Mexico**. En: M.T. Halbourty (Eds.), *Giant oil and gas fields of the decade 1968-1978: AAPG Memoir* 30, 339-385.

Alaniz-Alvarez, S.A., Van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., & Ortega-Gutierrez, F. (1996). **Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico**. *Geology*, v. 24, 443 – 446.

Albertin, U., Woodward, M., Kappor, J., Chang, W., Charles, S., Nicholas, D., Kitchenside, P., & Mao, W. (2001). **Depth imaging examples and methodology in the Gulf of Mexico**. *The Leading Edge*, 20, no. 5, 498 – 513.

Albertin, M.L. (2007). **Geophysics for drillability assessment**. SPE-AAPG.SEG Gavelston Conference on Integrating Stress and Pore Pressure Predictions for Exploration, Drilling and Production.

Albertin, M.L., Petmecky, S., & Vinson, P. (2002). **An integrated approach to overburden characterization and drillability assessment**. SEG Summer Research Workshop on Geopressure.

Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S.V., Claeys, P., Kastner, M., & Hildebrand, A.R. (1992). **Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540**. *Geology*, v. 20, 697 – 700.

Ángeles Aquino, F.J. (1988). **Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Jurásico Superior en la Sonda de Campeche, México**. *Revista Ingeniería Petrolera*, v. 28, no. 1, 45 – 55.

Ángeles Aquino, F.J. (1996). **Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo de la Sonda de Campeche (Golfo de México)**. México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de maestría, 93 p.

Ángeles Aquino, F.J. & Cantú-Chapa, A. (2001). **Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir --75*, 343 – 352.

Ángeles Aquino, F.J., Reyes Núñez, J., & Quezada Muñeton, 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.

Bartolini, C., & Román Ramos, J.R. (2009). (Eds.), **Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico**. AAPG Bulletin, v. 89, 311 -328.

Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L., & Kauffman, E.G. (1988). **A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas**. Science, v. 241, 567 – 570.

Buffler, R. T. (1989). **Distribution of crust, distribution of salt, and the early evolution of the Gulf of Mexico basin**. Gulf Coast Section-SEPM Foundation 10th Annual Research Conference Program and Abstracts, Houston, Texas, 25 – 27.

Burkart, B. (1983). **Neogene North American-Caribbean Plate boundary: Offset along the Polochic fault**. Tectonophysics, v. 99, 251 – 270.

Burke, K. (1975). **Atlantic evaporites formed by evaporation of water spilled from Pacific, Tethyan, and Southern oceans**. Geology, v. 3, 613 – 616.

Bravo, H., Rebollar, C.J., Uribe, A., & Jiménez, O. (2004). **Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, Mexico**. Journal of Geophysical Research, 109, 1 – 14.

Cantú-Chapa, A. (1971). **La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro este de México**. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 2, no. 3, 40 – 44.

Cantú-Chapa, A. (1982). **The Jurassic-Cretaceous Boundary in the subsurface of Eastern Mexico**. Journal of Petroleum Geology, v. 4, no.3, 311 - 318.

Cantú-Chapa, A. (1989). **Precisiones sobre el límite Jurásico-Cretácico en el subsuelo del este de México**. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, v. 2, no. 1, 26 -69.

Cantú-Chapa, A. (1992). **El Kimeridgiano inferior del subsuelo en el este de México**. Revista Mexicana Del Petróleo. v. 34, no. 334, 30 – 35.

Cantú-Chapa, A. (2001). **Mexico as the western margin of the Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75*. 1 – 27.

Cantú-Chapa, A. (2009). **Validation of the stratigraphic method to build Tithonian (Jurassic) subsurface structural maps, Campeche Shelf, Southern Gulf of Mexico**. En: C. Bartolini y J.R. Román Ramos (Eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: AAPG Memoir 90*, 279 – 284.

Cantú-Chapa, A., & Landeros, R. (2001). **The Cretaceous-Paleocene boundary in the subsurface Campeche shelf, southern Gulf of Mexico**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75*. 389 – 395.

Carfantan, J.C. (1981). **Evolución estructural del sureste de México, paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas**. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 15, no. 2, 207 – 216.

Carrasco, V. B. (1977). **Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosí platform, Mexico**. En: H. E. Cook y P. Enos (Eds.), *Deep-water carbonate environments: Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication 25*, 263-272.

Case, J.E. (1980). **Crustal setting of mafic and ultramafic rocks and associated ore deposits of the Caribbean regions**. USGS Open File Report 80 – 304, 95.

Cerca, M., Ferrari, L., López, M., Martiny, B., & Iriondo, A. (2007). **Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction**. *Tectonics*, 26, TC3007.

Comisión Nacional de Hidrocarburos (2010). **Provincias geológicas de México: 18 p.**, <http://www.cnh.gob.mx/rig/PDF/PROVINCIASGELOGICAS.pdf>.

Costa de Oliveira, L., Fernandes, L.F., Maul, A.R., Rosseto, J.A., González Farías, M.A., & Gonzalez, G. (2015). **Geological velocity approach in order to obtain a detailed velocity model for the evaporitic section – Santos Basin**. Fourteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

Dengo, G. (1972). **Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications**. En: Shagan *et al.*, (Eds.), Studies in Earth and Space Sciences, Geological Society of America, Memoir 132, 303 – 312.

Dickinson, W.R., & Lawton, T.F. (2001). **Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico**. Geological Society of America Bulletin, 113 (9), 1142 – 1160.

Direen, N.G., Stagg, H.M.J., Symonds, P.A., & Norton, I.O. (2012). **Variations in rift symmetry: Cautionary examples from the southern rift systems (Australia – Antarctica)**. En: Mohriak, W.U., Danforth, A., Post, P.J., Brown, D.E., Tari, G.C., Nemcok, M. y Sinha, S.T. (Eds.), Conjugate divergent margins: Geological Society Special Publication, 369.

Dix, C.H. (1955). **Seismic Velocities from Surface Measurements**. Geophysics, 20, no.1, 68 – 86.

Donnelly, T. W., Horne, G.S., Finch, R.C., & Lopez–Ramos, E. (1990). **Northern Central America; the Maya and Chortis blocks**. En: Dengo, G., y Case, J.E. (Eds.), The Caribbean region: The geology of North America. Geological Society of America, 37 – 76.

Ewing, J., Worzel, L., & Ewing, M. (1962). **Sediments and oceanic structural history of the Gulf of Mexico**. Journal of Geophysical Research, v. 67, 2509 – 2527.

Gobatto F., Maul, A., Falcao, L., Teixeira, L., Boechat, J.B., González, M., & González, G. (2016). **Refining velocity model within the salt section in Santos Basin: an innovative workflow to include the existing stratification and its considerations**. SEG International Exposition and 86th Annual Meeting, 5328 – 5333.

Goldhammer, R.K., & Johnson, C.A. (2001). **Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75. 45 – 81.

Guerrero-Garcia, J.C. (1975). **Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology**. PhD. Dissertation, University of Texas at Dallas, 152 p.

Guo, N., & Fagin, S. (2002). **Becoming effective velocity model builders and depth imagers, Part 2 – The basics of velocity model building, examples and discussions.** The Leading Edge, 21, no. 12, 1210-1216.

Gutiérrez Rodríguez Gustavo (2010). **Play Sub-Salino (Pre-Jurásico) una alternativa en la Exploración Petrolera de la Sonda de Campeche.** Tesis Especial de Grado. 146 pp.

Guedez, R. (2003). **Estudio cortical del área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción.** Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 124 pp.

Guzman-Speziale, M., Pennington, W.D., & Matumoto, T. (1989). **The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: Seismicity and tectonics.** Tectonics, v. 8, 981 – 999.

Grajales-Nishimura, N.M., Cedillo-Pardo, E., Rosales-Domínguez, C., Morán-Zenteno, D.J., Álvarez, W., Claeys, P., Ruiz-Morales, J., García-Hernández, J., Padilla-Ávila, P., Sánchez Ríos, A. (2000). **Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields.** Geology, v. 28, no. 4, 307 – 310.

Hernández-Mendoza, J.J., De Angelo, M.V., Wawrzyniec, T.F., & Hentz, T.F. (2008). **Major structural elements of the Miocene section, Burgos Basin, northeastern Mexico.** AAPG Bulletin, v. 92, 1479 – 1499.

Hudec, M.R., & Jackson, M.P.A. (2009). **Interaction between spreading salt canopies and their peripheral thrust systems.** Journal of Structural Geology, 31, 1114 – 1129.

Hudec, M.R., Norton, I.O., Jackson, M.P.A., & Peel, F.J. (2013). **Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin.** American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 97, no. 10, 1683 – 1710.

Imbert, P. (2005). **The Mesozoic opening of the Gulf of Mexico: Part 1. Evidence for oceanic accretion during and after salt deposition.** En: Post, P.J., Rosen, N.C., Olson, D.L., Palmes, S.L., Lyons, K.T., & Newton, G.B. (Eds.), Petroleum systems of divergent continental margin basins: 25th Annual Gulf Coast Section-SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference Proceedings, V. 25, 1119 – 1150.

Imlay, R.W. (1980). **Jurassic paleobiogeography of the conterminous United States in its continental setting**. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1062, 134.

Imlay, R.W., & Herman, G. (1984). **Upper Jurassic ammonites from the subsurface of Texas, Louisiana, and Mississippi**. En: Ventress, W.P.S., Bebout, D.G., Perkins, B.F., y Moore, C.H. (Eds.), The Jurassic of the Gulf Rim, Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, Proceedings of the Third Annual Research Conference, 149 – 170.

Jacobo-Albarrán, J. (2003). **Interpretación Tectónica del Basamento en el Área Reforma-Comalcalco: Informe Interno, PEMEX Exploración y Producción**. Proyecto F-53847.

James, K.H. (2006). **Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin**. Geological Acta, 4(1-2), 279 – 302.

Jenette, D., Wawrzyniec, T., Fouad, K., Dunlap, D.B., Meneses Rocha, J., Grimaldo F., Muñoz, R., Barrera, D., Williams-Rojas, C.T., & Escamilla Herrera, A. (2003). **Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico**. AAPG Bulletin, v. 87, 1599 – 1622.

Ji, S., Huang, T., Fu, K., & Li, Z. (2011). **Dirty salt velocity inversion: The road to a clearer subsalt image**. Geophysics, v. 76, no. 5, 169 – 174.

Keppie, J.D., & Morán-Zenteno, D.J. (2005). **Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block**. International Geology Review, 47, 473 – 491.

Koren, Z., & Ravve, I. (2006). **Constrained Dix Inversion**. Geophysics, Vol. 71, no. 6, P. R113-R130.

Kupfer, D.H. (1974). **Environment and intrusion of Gulf coast salt and its probable relationship to plate tectonics**. En: Coogan, A.H. (Ed.), Fourth symposium on salt: Northern Ohio Geological Society, v. 1, 197 – 213.

Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P., & Mercier de Lepinay, B. (2000). **An alternative interpretation of the Cayman Trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies**. Geophysical Journal International, 141(3), 539 – 557.

Lyons, P.L. (1957). **Geology and geophysics of the Gulf of Mexico**. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 7, 1 – 10.

Magoon, L. B., Hudson, T. L., & Cook, H.E. (2001). **Pimienta-Tamabra (!) – A giant supercharged petroleum system in the southern Gulf of Mexico, onshore and offshore Mexico**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75. 83 – 125.

Manea, M., Manea, V.C., Ferrari, L., Costoglodov, V., & Bandy, W.L. (2005). **Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge**. Earth and Planetary Science Letters, 238, 64 -77.

Mancini, F. (2013). **A simplified workflow for accurate time-to-depth conversion using 3D grid tomography**. The Leading Edge, Special Section: Marine and Offshore Technology, April 2013, 430 – 434.

Mandujano-Velázquez, J.J., & Keppie, J.D. (2009). **Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform/Ridge with the Middle America Trench**. En: Murphy, J.B., Keppie, J.D., y Hynes, A.J. (Eds.), Ancient Orogens and Modern Analogues. Geological Society, London, Special Publications, 327, 55 – 69.

Mallet, J.L., Jayr, S., & Neri, P. (2009). **The need for a correct geological modelling support: the advent of the UVT-transform**. First Break, 26, 73 - 79.

Marton, G., & Buffler, R.T. (1994). **Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin**. International Geology Review, v. 36, 545-586.

Meyerhoff, A.A. (1967). **Future hydrocarbon provinces of Gulf of Mexico-Caribbean region**. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 17, 217 – 260.

Meidiana, T. & Razi, M. (2015). **Application of fine-tuned interval velocity model in Rengasdengklok, west Java, Indonesia**. Proceedings of the 12th SEG International Symposium. 130-132.

Meneses de Gyves, J. (1980). **Geología de la Sonda de Campeche**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXXIX, no. 2, 1-26.

Meneses-Rocha, J.J. (1985). **Tectonic evolution of the Strike-slip Fault province of Chiapas, Mexico**. Master degree dissertation, University of Texas at Austin, 315 p.

Meneses-Rocha, J.J. (2001). **Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike-slip basin in southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75*. 183 – 216.

Meschede, M., & Frisch, W. (1998). **A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate**. *Tectonophysics*, 296, 269 - 291.

Mitra, S., Correa, F.G., Hernández, G.J., & Murillo, A.A. (2005). **Three-dimensional structural model of the Cantarell and Sihil structures, Campeche Bay, Mexico**. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 89, 1 – 26.

Molnar, P., & Sykes, I.R. (1969). **Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity**. *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, 1639 – 1684.

Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., & Solís-Pichardo, G.N. (1999). **Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt**. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513-535.

Morán-Zenteno, D.J., Keppie, J.D., Martiny, B., & González-Torres, E. (2009). **Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features**. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no. 1, 177 – 188.

Ortuño, A., Flores M., Romero M. C., & M. Moreno L. (2009). **Basin Modeling of the Upper Jurassic Petroleum Systems (Tithonian and Oxfordian) in the Akalan-Chilam Area of the Campeche Sound in the Southern Gulf of Mexico**. En: C. Bartolini y J.R. Román Ramos (Eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: AAPG Memoir 90*, 285 – 313.

Padilla & 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, 19-42.

Pindell, J.L. (1985). **Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean.** *Tectonics*, v.4, 1 – 39.

Pindell, J.L. (1993). **Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution.** En: Pindell, J.L., y Perkins, B.F. (Eds.), *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region. A context for hydrocarbon exploration: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings*, 251 – 274.

Pindell, J.L., & Dewey, J.F. (1982). **Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region.** *Tectonics*, v. 1, 179 – 211.

Pindell, J.L., & Barrett, S.F. (1990). **Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective.** En: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. H, 405 – 432.

Pindell, J.L., & Kennan, L. (2007). **Rift models and the salt-cored marginal wedge in the northern Gulf of Mexico: Implications for Deep-water Paleogene Wilcox deposition and basinwide maturation.** En: Kennan, L., Pindell, J.L., y Rosen, N.C. (Eds.), *The Paleogene of the Gulf of Mexico and Caribbean basins: Processes, events, and petroleum systems: 27th Annual Gulf Coast Section-SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference*, Houston, Texas, 146-186.

Pindell, J.L., & Kennan, L. (2009). **Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update.** En: James, K., Lorente, M.A. and Pindell, J. (Eds.). *The geology and evolution of the region between North and South America. Geological Society of London, Special Publication.*

Pindell, J., Keenan, L., Stanek, K.P., Maresh, W.V., & Draper, G. (2006). **Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved.** *Geological Acta*, 4(1-2), 303 – 341.

Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., III, Dewey, J.F., Labrecque J., & Haxby, W. (1988). **A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution.** *Tectonophysics*, 155, 121 – 138.

Pimienta, L.M.A. (1995). **Proyecto Geología de la Cuenca de Campeche.** Pemex Exploración y Producción, informe inédito.

Pérez Alvis, E., González Morales, C.A., Ortuño Maldonado, E., & Espinoza Luna, R. (2012). **Modelos de Velocidades en zonas geológicamente complejas de la Sonda de Campeche, México.** EAGE/ACGGP First Latin American Geophysics

Workshop, Geophysical Imaging in Complex Areas and Reservoir Characterization. Cartagena, Colombia, 2012.

Pérez Gutiérrez, C.M. (2013). **Structural kinematics and salt evolution in the “Kuzam” area; offshore southeast Gulf of Mexico: Implications for Petroleum Prospectivity**. Master Degree Dissertation, Colorado School of Mines, 184 p.

Petmecky, R.S., Albertin, M.L., & Burke, N. (2008). **New velocity model building techniques to reduce sub-salt exploration risk**. SEG Las Vegas 2008 Annual Meeting. 2772 – 2776.

Prost, G., & Aranda, M. (2001). **Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico**. En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75. 271 – 291.

Quezada-Muñetón, J.M. (1992). **El Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el Borde Oriental del Batolito de la Mixtequita, en el noreste del Estado de Oaxaca**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42(4), 24 – 33.

Ramirez-Ramirez, C. (1984). **Pre-Mesozoic geology of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium and adjacent parts of eastern Mexico**. Ph.D. dissertation, The University of Texas at Austin, 176 p.

Robin, C. (1982). **Mexico**. En: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites: John Wiley & Sons, New York, 137-147.

Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P.A., & Venable, M.E. (2007). **Colon fold belt of Honduras: Evidence for Late Cretaceous collision between the continental Chortis block and intra-oceanic Caribbean arc**. En: Mann, P. (Ed.), Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America, Geological Society of America, Special Paper 428, 129 – 149.

Rosencrantz, E., & Sclater, J.G. (1986). **Depth and age in the Cayman Trough**. Earth and Planetary Science, 79, 133 – 144.

Rosencrantz, E., Ross, M.I., & Sclater, J.G. (1988). **Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies**. Journal of Geophysical Research, 93(B3), 2141 – 2157.

Salvador, A. (1987). **Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin**. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 71, no. 4, 419 – 451.

Salvador, A., (1991a). (Eds.). The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America. The Geology of North America, v. J.

Salvador, A., (1991b). **Triassic-Jurassic**. En: Salvador, A. (Eds.).The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America. The Geology of North America, v. J, 131 – 180.

Salvador, A., (1991c). **Origin and development of the Gulf of Mexico Basin**. En: Salvador, A. ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, V. J, The Gulf of Mexico Basin, p. 205-244.

Sandoval-Ochoa, J.H., Aguayo-Camargo, J.E., Gutierrez-Estrada, M.A., & Araujo Mendieta, J. (1999). **Relaciones tectónicas en la margen continental al sur del Golfo de México y cinemática del manto: Morfología-Basamento-Bloques Corticales sobre la placa**. Revista Sociedad Mexicana de Historia Natural, no. 49, 17 – 28.

Santiago, J., & Baro, A. (1992). **Mexico's giant fields, 1978-1988 decade**. En: M.T. Halbourty (Ed.), Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988: AAPG Memoir 54, 73-99.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., & Speed, R.C. (1993). **Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico**. Geological Society of America Special Paper 278, 153.

Siddiqui, K., Clark, S., Epili, D., Chazalnoel, N., & Anderson, L. (2003). **Velocity model building methodology and PSDM in Deep water Gulf of Mexico: A case history**. 73rd SEG International Exposition & Annual Meeting, Dallas, Texas. 35 – 38.

Solari, L.A., Torres de León, R., Hernandez-Pineda, G., Solis-Pichardo, G., & Hernandez-Treviño, T. (2007). **Tectonic significance of Cretaceous Tertiary magmatic and structural evolution of northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico**. Geological Society Bulletin, 119(9/10), 1265 – 1279.

Van der Voo, R., French, R.B., & D.W. Williams (1976). **Paleomagnetism of the Wilberns Formation (Texas) and the Late Cambrian Paleomagnetic Field for North America.** Journal of Geophysical Research Vol. 81, No. 32. 5633 – 5638.

Viloria, R., García, I., Caudron, A., Cariel, R., De Caires, F., García Hernández, J., & Bustos, A. (2009). **Using a fine-tuned interval velocity model for improving the quality of time-to-depth conversion.** The Leading Edge, Special Section: Reservoir Modeling Constrained by Seismic, December 2009, 1430 – 1434.

Viniegra O., & Castillo-Tejero, C. (1970). **Golden Lane fields, Veracruz, Mexico.** En: M.T. Halbourty (Eds.), Geology of the giant petroleum fields: AAPG Memoir 14, 309-325.

Watkins, J.S., MacRae, G., & Simmons, G.R. (1995). **Bipolar simple-shear rifting responsible for distribution of mega-salt basins in Gulf of Mexico?** En: Travis, C.J., Vendeville, B.C., Harrison, H., Peel, F.J., Hudec, M.R., y Perkins, B.F. (Eds.), Salt, sediments and hydrocarbons: 16th Annual Gulf Coast Section-SEPM Foundation Research Conference, Houston, Texas, 297 - 305.

Williams-Rojas, C.T. & Hurley, N.F. (2001). **Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico.** En: C. Bartolini, Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. (Eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: AAPG Memoir 75. 443 – 472.

Winker, C.D., & Buffler, R.T. (1988). **Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean).** AAPG Bulletin, v. 72, 318 – 346.

WEC México (2010). **Geología Petrolera de México.**