

TRABAJO ESPECIAL DE MAESTRIA

**MODELADO DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS
DEL CAMPO CUICHAPA EN LA
CUENCA SALINA DEL ISTMO - MEXICO.**

Trabajo Especial de Maestría
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela por la Ing.
Sánchez Romero, Natalia M.J.
Para optar al Título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2019

TRABAJO ESPECIAL DE MAESTRIA

**MODELADO DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS
DEL CAMPO CUICHAPA EN LA
CUENCA SALINA DEL ISTMO- MEXICO.**

Tutor Académico: Dra. Nuris Orihuela

Trabajo Especial de Maestría
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela por el Ing.
Sánchez Romero, Natalia M.J.
Para optar al Título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2019

© Sánchez Romero Natalia M.J 2019.

Hecho el Depósito de Ley.

Depósito Legal MI2019000408.

Caracas, (septiembre, 2019)

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Ingeniera Natalia M.J Sánchez R., titulado:

**“Modelado de las principales estructuras del Campo Cuichapa en la
Cuenca Salina del Istmo – México”.**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero (Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas), y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. (José Baena)

Jurado

Prof. (Enrique Toribio)

Jurado

Prof. (Nuris Orihuela)

Tutor Académico

DEDICATORIA

*“Si lloras por haber perdido el sol,
las lágrimas no te dejarán
ver las estrellas” (Rabindranath Tagore)*

AGRADECIMIENTOS

A manera personal, por muy simple o complicado que haya sido lograr otro título universitario y un nuevo logro personal, creo que no hay forma ni manera de agradecerles a las personas que fueron pieza clave en el alcance de este proyecto, para todo ustedes, mis mayor respeto y eterno agradecimiento.

A Dios y la virgencita solo por el simple hecho de darme vida y permitirme hacerla toda una aventura.

Mi Familia, ¡¡¡¡Mama, Sandrits, Cris, Ale y Alain son todo lo que más amo!!!!

A la Universidad Central de Venezuela, orgullosa de ser egresada de esta casa de estudio.

Greysy Terán, Sra. Morella Mikati, Cristopher Sánchez, Karen Delgado, Hirma Hernández, Jaqueline Ramos y Santiago Carmona, gracias a la ayuda de Uds todo fue mucho más sencillo, aun mas cuando les toco representame para poder cumplir con los requisitos. Mil gracias!!!!!!!!!!!!!! Son la familia que uno escoge en vida.....

Profesora Nuris Orihuela todo mi respeto y agradecimiento por darme la oportunidad de realizar mi tesis de grado, es un ángel a quien le estaré eternamente agradecida!!!!

Prof. Lenin González, Prof. Katherine Silva, Mauricio Hernández, Ronny Meza, Arturo Hernández agradezco su tiempo y colaboración a lo largo de este proyecto.

Sánchez R., Natalia M.J.

**MODELADO DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS DEL
CAMPO CUICHAPA EN LA CUENCA SALINA DEL
ISTMO – MEXICO.**

**Tutor académico: Dra. Nuris Orihuela G.
Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería.
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2019, 73 p**

Palabras Claves: sísmica 3D, anomalía de Bouguer, intensidad magnética, espectro radial de potencia, domo salino, anticlinal, basamento calcáreo, Cuenca Salina del Istmo.

Resumen

Dada la necesidad de alargar el tiempo de vida de los campos maduros, en el campo Cuichapa se realizó una campaña de adquisición de nuevos datos geofísicos para reinterpretarlos en función de mejorar el conocimiento geológico de las principales estructuras que la conforman. Con la sísmica se interpretó el marco estructural del Campo el cual corresponde a un anticlinal asimétrico con dirección NE-SO y buza hacia el SO, formado por la intrusión salina que llegó a cortar parte del Oligoceno. Se interpretaron los horizontes de mayor interés correspondientes al tope de la Formación Encanto del Mioceno ubicada entre los (600 - 1000) m, el tope del Jurásico - Cretácico ubicado entre (1500 - 2900) m y el domo salino ubicado entre (1750 - 3750) m de profundidad.

De los espectros de potencia obtenido de la anomalía de Bouguer y de la intensidad magnética se obtuvo tres (3) interfases para cada método. Para el intervalo de longitud de onda más larga la pendiente del gravimétrico fue asignada al basamento a una profundidad de (6200 - 9700) m. Luego, la longitud de onda intermedia del dato magnético se le dio el nombre de Superficie II ubicada a (1600 - 5800) m de profundidad. Para la longitud de onda corta del gravimétrico se asignó el nombre de Superficie I comprendida entre los (400 - 1700) m de profundidad.

Dadas las buenas lecturas del método magnético para detectar basamentos ígneos metamórficos, en este caso, el dato magnético no registró una estructura definida con respecto a la geología de la Cuenca, Por el contrario, con los datos gravimétricos se logró obtener una respuesta del basamento en forma de semi-graben, tipo Rift coherente con la geología de la cuenca, se propone que el basamento es calcáreo y no ígneo metamórfico como se consigue en la literatura. El basamento presenta una orientación NE-SO, tendencia que se mantiene a lo largo de la Cuenca Salina del Istmo,

con diferentes niveles de profundidad donde el Campo Cuichapa se ubica sobre un alto estructural del basamento.

Se realizaron los perfiles sísmicos integrando los mapas estructurales de la sísmica con las superficies de máximo contraste de los datos potenciales y se logró obtener lo siguiente: Aunque la sísmica presento perdida de frecuencia en la señal sísmica a partir de los 3000 m de profundidad, el reflector del basamento sísmico no fue fácil de seguir e interpretar debido a la débil amplitud, sin embargo, se pudo ver una relación entre la señal sísmica y la superficie de basamento obtenida con el gravimétrico, algo desfasada en profundidad, pero manteniendo formas similares.

El comportamiento de sal en los datos magnéticos arrojo una respuesta contraria a la sísmica. Mientras que por sísmica correspondía a una intrusión en forma de cresta, con el magnético formo un valle. Posiblemente debido a: la señal sísmica fue alterada por el efecto de la sal; o, aunque asumimos que el efecto diamagnético de la sal contrastó con la débil señal magnética de los sedimentos generando una respuesta geológica, la Superficie II no modeló la presencia del domo salino.

La Superficie I obtenida del dato gravimétrico se comparó con el tope de la Formación Encanto interpretado en sísmica, ambas presentaron la misma tendencia a lo largo del área y definieron la secuencia del anticlinal, presentando solo una diferencia de profundidad de 200 m.

Con la integración de los datos geofísicos en perfiles sísmicos y con la geología de la Cuenca se logró modelar las principales estructuras del campo Cuichapa, logrando definir un basamento calcáreo, la magnitud de las secuencias de anticlinales y sinclinales, así como la posible extensión del domo salino en el Campo Cuichapa. La aplicación de la metodología será de gran aporte para los campos vecinos, permitiendo un estudio de mayor detalle a nivel regional y una visión geológica más exacta dada la complejidad estructural de las cuencas salinas en el sureste de México.

INDICE GENERAL

CAPITULO I	1
INTRODUCCION	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.1.1 Objetivo General	2
1.1.2 Objetivos específicos	2
1.2 UBICACION DEL AREA DE ESTUDIO	3
1.3 JUSTIFICACION	3
1.4 ANTECEDENTES	4
CAPITULO II	7
MARCO GEOLOGICO	7
2.1 Origen y evolución geológica del sureste de México	7
2.1.1 Expansión (rifting) del Triásico - Jurásico Medio (240 - 145 Ma)	7
2.1.2 Expansión (rifting) del Jurásico Medio	7
2.1.3 Margen Pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío (144 - 68 Ma)	8
2.1.4 Compresión del fin del Cretácico al Reciente (68 - 0 Ma)	9
2.1.5 Cretácico Tardío - Paleógeno	9
2.1.6 Mioceno	11
2.1.7 Plioceno – Pleistoceno	12
2.2 GENERALIDADES DE LOS DOMOS SALINOS	14

2.2.1 Movimientos de masas salinas	14
2.2.2 Morfologías y mecanismos del diapirismo	14
2.2.3 Modelos de cuenca diapírica	15
2.3 CUENCA SALINA DEL ISTMO	18
2.3.1 Unidades estratigráficas de la Cuenca Salina del Istmo	18
2.3.1.1 Formación Salina	21
2.3.1.2 Formación Encanto	22
2.3.2 Estructuras salinas en la Cuenca Salina del Istmo	22
2.3.2.1 Deformación de la sal	23
2.4 CAMPO CUICHAPA	24
CAPITULO III	26
METODOLOGIA	26
3.1 INTERPRETACION SISMICA	27
3.2. ANÁLISIS DE LOS ESPECTROS RADIALES DE POTENCIA	29
a) Análisis de los datos aerogravimétricos y aeromagneticos	29
b) Análisis de los espectros radiales de potencia	29
3.3. INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS	32
CAPITULO IV	33
RESULTADOS	33
4.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA	33

4.2 ANÁLISIS DE LA ANOMALÍAS DE BOUGUER	37
4.3 ESPECTROS DE POTENCIA PROMEDIADOS RADIALMENTE DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER	38
4.4 MAPA DE PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO Y COLUMNA SEDIMENTARIA DE LOS ESPECTROS DE POTENCIA (DATOS AEROGRAVIMETRICOS).....	40
4.5 ANÁLISIS DE LA INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL	41
4.6 ESPECTROS DE POTENCIA PROMEDIADOS RADIALMENTE DE LA INTENSIDAD MAGNETICA TOTAL	43
4.7 MAPAS DE PROFUNDIDAD DE BASAMENTO Y COLUMNA SEDIMENTARIA DE LOS ESPECTROS DE POTENCIA (DATOS AEROMAGNETICOS).....	45
4.8 INTEGRACION DE RESULTADOS	48
4.8.1 Perfiles del basamento y columna sedimentaria	48
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	58
BIBLIOGRAFIA	60
APENDICE	66
Unidades estratigráficas de la Cuenca Salina del Istmo	66

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación del campo Cuichapa, Cuenca Salina del Istmo, Veracruz – México	3
Figura 1.2. Interpretación sísmica del Campo Cuichapa (trabajos previos) donde se observa una trampa de cresta de diapiro asociada a la sal de edad Mioceno Tardío....	6
Figura 2.1. Rift Triásico Tardío-Jurásico Medio en progreso y el desplazamiento del Bloque de Yucatán	8
Figura 2.2. Aparición de Placa Caribe en el Pacífico	10
Figura 2.3. El fallamiento permite cambiar la forma del Bloque de Chortis afectando al Macizo de Chiapas	12
Figura 2.4. Cronología de los eventos tectónicos que afectaron la región del sureste mexicano y zona meridional del Golfo de México	13
Figura 2.5. Morfologías de masas salinas con estructuras concordantes y discordantes (intrusivas) en la columna sedimentaria	15
Figura 2.6. Modelo de las cuencas diapíricas: a) con migración radial desde el depocentro; b) modelo de Trusheim (1960); c) modelo de subsidencia diferencial, por cuñas sedimentarias progradantes; d) modelo con deslizamiento gravitatorio	17
Figura 2.7. Ubicación de la Cuenca Salina del Istmo y Cuencas del Sureste de México	18
Figura 2.8. Columna sedimentaria de la Cuenca Salina del Istmo	20
Figura 2.9. Minerales presentes en la Formación Salina en la Cuenca	

Salina del Istmo	21
Figura 2.10. Evolución de las estructuras salinas en la Cuenca Salina del Istmo	24
Figura 3.1. Diagrama de flujo de la metodología empleada	26
Figura 3.2. Sísmica 3D y levantamiento aerogravimétricos y aeromagnético del Campo Cuichapa	27
Figura 3.3. Inline 2886 dirección SO-NE y Crossline 217 dirección NO-SE, de la sísmica 3D en profundidad del Campo Cuichapa	28
Figura 3.4. Espectro radial de potencia de la Anomalía de Bouguer de los datos aerogravimétricos del Campo Cuichapa	30
Figura 3.5. Espectro radial de potencia de la susceptibilidad magnética de los datos aeromagnéticos del Campo Cuichapa	31
Figura 3.6. Los mapas de anomalía: (a) se dividieron en 4 ventanas de 40 x 40 km para el estudio de basamento (b) se dividieron en 63 ventanas de 7 x 9 km para el estudio de la secuencia sedimentaria	32
Figura 4.1. Superficie en profundidad del tope del Jurásico - Cretácico y domo salino	34
Figura 4.2. Superficie en profundidad de la Formación Encanto y las fallas que la cortan	35
Figura 4.3. Sección sísmica en profundidad. Inline 2886 donde se observa la Formación Encanto, el tope del Jurásico - Cretácico y el domo salino	36
Figura 4.4. Sección sísmica en profundidad. Crossline 227 donde se observan las principales fallas la interpretación de la Formación Encanto, el tope del Jurásico - Cretácico y el domo salino la secuencia sedimentaria	37
Figura 4.5. Mapa de la Anomalía de Bouguer del Prospecto Cuichapa	38

Figura 4.6. (a) Espectro Tipo I presenta dos contrastes de densidad (dos pendientes). (b) Espectro Tipo II presenta tres contrastes de densidad (tres pendientes)	39
Figura 4.7. Espectro radial de potencia de los datos gravimétricos. Señal de fuentes profundas: Basamento; Señal de fuentes intermedias: Superficie II; Señal de fuentes someras: Superficie I	40
Figura 4.8. Mapa 3D del basamento obtenido del espectro de potencia de los datos aerogravimetricos	41
Figura 4.9. Mapa 3D de la Superficie I obtenido del espectro de potencia de los datos aerogravimetricos	42
Figura 4.10. Mapa de Intensidad Magnética del Prospecto Cuichapa	43
Figura 4.11. (a) Espectro Tipo I presenta dos contrastes de intensidad magnética (dos pendientes). (b) Espectro Tipo II presenta tres contrastes de intensidad (tres pendientes)	44
Figura 4.12. Espectro radial de potencia de los datos magnéticos. Señal de fuentes profundas: basamento; Señal de fuentes intermedias: Superficie II; Señal de fuentes someras: Superficie I	44
Figura 4.13. Mapa 3D de la Superficie II obtenido del espectro de potencia de los datos aeromagnéticos	45
Figura 4.14. Provincias geológicas de México. Ubicación del Campo Cuichapa y su cercanía con el Macizo de Chiapas, el volcán de los Tuxtles y la Faja volcánica Transmexicana.....	47
Figura 4.15. Inline 2761 de la sísmica 3D donde se muestran los horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del basamento calcáreo obtenido de la gravimetría	50
Figura 4.16. Inline 2929 de la sísmica 3D donde se muestran los	

horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies
obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el
basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie
del basamento calcáreo obtenido de la gravimetría51

Figura 4.17. Crossline 271 de la sísmica 3D donde se muestran los
horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies
obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el
basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del
basamento calcáreo obtenido de la gravimetría53

Figura 4.18. Crossline 179 de la sísmica 3D donde se muestran los
horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies
obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el
basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del
basamento calcáreo obtenido de la gravimetría54

Figura 4.19. Vista 3D del domo salino interpretado por sísmica y la
Superficie II de los datos magnético55

Figura 4.20. Vista 3D de las principales estructuras del Campo Cuichapa.....56

CAPITULO I

INTRODUCCION

Las Cuencas del Sureste de México son reconocidas por su gran interés económico debido a la presencia de hidrocarburo, muchas veces entrampadas en cuerpos salinos que sirven de sello para estos yacimientos ya que la sal es impermeable e insoluble en petróleo y gas, por ende, las estructuras geológicas asociadas a tectónica salina son de gran interés para la industria petrolera, sin embargo, la existencia de la sal es uno de los problemas más complejos que se presentan al hacer estudios de exploración y producción, donde los domos salinos están compuestos por sales minerales cuya densidad es sensiblemente menor al medio circundante.

El método sísmico de reflexión es el método de mejor resolución para la exploración petrolera pero presenta dificultades cuando se le aplica en áreas con presencia de cuerpos salinos debido a que estos contrastes de propiedades da lugar a fenómenos de dispersión y difracción de la energía sísmica, lo que produce patrones difusivos que enmascaran la geometría real de estos cuerpos cuando se les intenta visualizar mediante las técnicas tradicionales de análisis e interpretación de datos sísmicos generando a su vez poca calidad de información a profundidades a nivel de basamento y es parte de los puntos a solucionar en los trabajos de investigación.

Para ello, se recurre a los métodos potenciales (gravimétrico y magnético) que permiten detectar las rocas duras del basamento, fallas de gran dimensión (representativas geológicamente), así como cuerpos que contrasten con la columna sedimentaria.

El Trabajo Especial de Maestría, está orientado al modelado de las principales estructuras del campo Cuichapa ubicado dentro de la Cuenca Salina del Istmo en Veracruz - México. De esta manera se reevaluará geológicamente la zona en base a las condiciones de sincronización de las principales estructuras, con la finalidad de tener más claro su evolución y posicionamiento que permitirá estimar las mejores condiciones geológicas y su extensión. Esto se logrará con la integración de resultados

de información de pozos, interpretación sísmica, datos aerogravimétricos y aeromagnéticos, generando así un nuevo enfoque investigativo que incentiva al desarrollo de Campos maduros en función de nuevos prospectos y proporciona información a los campos que solo cuentan con sísmica 2D.

Con esto, se espera aportar a la empresa petrolera otra perspectiva del área de estudio, permitiendo así servir como punto de partida para nuevas investigaciones que conlleven a reanudar nuevos planes de exploración y producción, generando planes económicos de inversión para el país.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo General

Modelar las principales estructuras del campo Cuichapa utilizando métodos potenciales para definir la geometría del basamento, extensión del cuerpo salino, la magnitud del anticlinal y comparar con horizontes sísmicos.

1.1.2 Objetivos Específicos

- Realizar la interpretación sísmica 3D a partir de los topes estratigráficos de los pozos y de los paquetes sísmicos que sugieran cambios estructurales.
- Generar mapas estructurales de las principales estructuras en la sísmica en profundidad.
- Analizar la descomposición espectral de potencia para la Anomalía de Bouguer y la Anomalía magnética.
- Generar las superficies de máximo contraste en profundidad obtenidas de los espectros de potencia.
- Elaborar los perfiles que muestren la tendencia de las superficies de máximo contraste con los mapas estructurales de la interpretación sísmica.
- Validar los resultados estructurales obtenidos de los métodos geofísicos con la información geológica de la cuenca y del campo.

- Integrar y analizar resultados.
- Evaluar el impacto del estudio estructural realizado.

1.2. UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El campo Cuichapa se ubica aproximadamente a 35 kilómetros al sureste de la ciudad de Minatitlán, Veracruz en el municipio de Moloacán; fisiográficamente se localiza en la Planicie Costera del Golfo de México, en la porción central de la Cuenca Salina del Istmo perteneciente a la Provincia Geológica de las Cuencas terciarias del sureste (Figura 1.1).

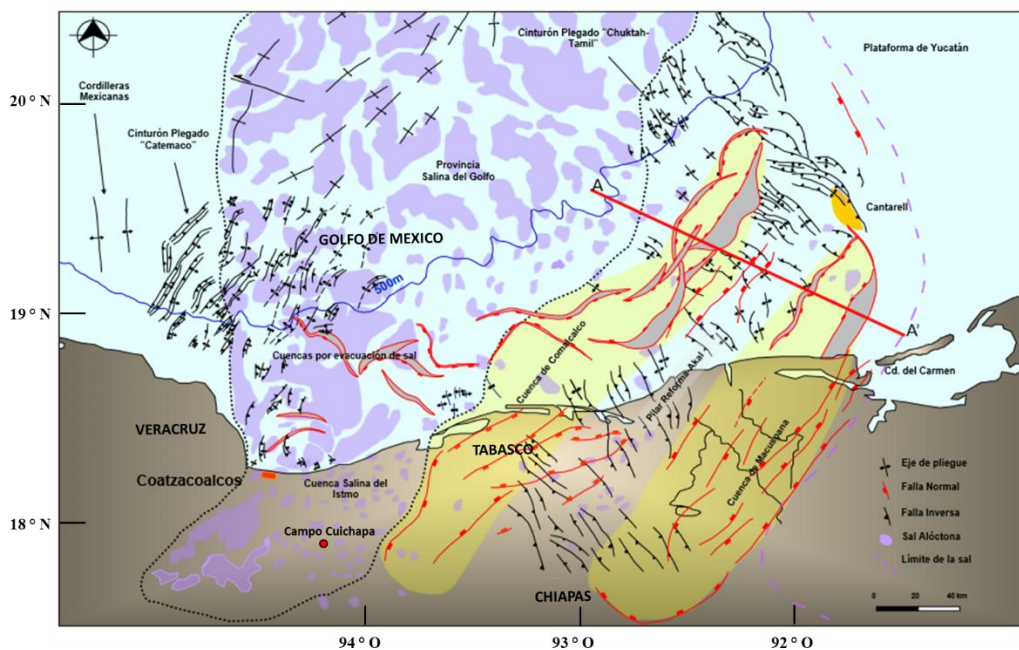


Figura 1.1. Ubicación del campo Cuichapa, Cuenca Salina del Istmo, Veracruz – México.

1.3. JUSTIFICACION

El propósito del proyecto abarca diferentes objetivos tanto académicos, industriales y económicos. Al ser un campo maduro se pretende lograr una mayor exactitud de la profundidad, forma y continuidad lateral de las principales estructuras

que conforman el campo, definiendo la geometría del basamento, extensión del domo salino y continuidad del anticlinal para entender más acerca de su origen. De esta manera se logra dar un enfoque geológico - geofísico, adentrándose en las zonas aun no perforadas o de mejores condiciones geológicas, debido a que se maneja con mayor precisión las limitaciones y alcances del estudio integrado. Como los datos empleados corresponden a adquisiciones recientes, no existe aún trabajos donde se ha integrado la información. Del éxito del estudio se alarga el periodo de vida del campo, se simplifica la incorporación de nuevos levantamientos y se aporta información a los campos vecinos que solo cuentan con líneas sísmicas 2D. Con la negociación del área y activación de un plan exploratorio, a nivel económico permite el incremento de la producción y reserva de crudo a nivel nacional, reactivando el sistema económico y generando nuevos empleos.

1.4 ANTECEDENTES

Los primeros descubrimientos de petróleo en el sureste de México se realizaron en la Cuenca Salina del Istmo y están asociados a trampas ubicadas en el casquete rocoso (cap rock) en los domos y diapiros salinos en la región del Istmo. La provincia Salina del Istmo tiene una extensión aproximada de 15000 km², donde se tiene un grupo de rocas clásticas intrusionadas por sal, que producen hidrocarburos ligeros.

A inicios del siglo XX el método exploratorio más recurrido y eficaz fue la prospección mediante trabajos de geología superficial, el cual se utilizó por los geólogos que iniciaron los estudios en la Cuenca Salina del Istmo; tecnología básica con respecto a la que se tiene en nuestros días, pero de gran abstracción conceptual. Gracias a este tipo de estudios fue posible definir la existencia de trampas conformadas por sedimentos plegados en forma cómica resultado de la intrusión de una masa salina.

La exploración en busca de petróleo se inició con la perforación del pozo Potrerillo 1, resultando improductivo, en 1903 se perforaron los pozos Amézquita 1 y 2 y los Potrerillos 1 A y 2. Para los años de 1905 y 1906 aumentó la intensidad de

perforación y se dio lugar al descubrimiento de prolíficos yacimientos siendo los pozos descubridores el Capoacán 1 y San Cristobal 1 en las cercanías de Minatitlán-Veracruz; después se descubrieron los siguientes campos de mayor importancia en producción: El Plan, Tonalá, El Burro, Ixhuatlán y Nuevo Teapa; y con menor producción los campos Copoacán, Concepción, Filisola, San Cristobal, Soledad, Tecuanapa, Teapa y Tuzandepetl.

A pesar de que el histórico de producción de algunos de los campos pertenecientes a la Cuenca Salina del Istmo data de hace ya más de cien años, hoy en día se tienen campos en desarrollo que todavía tienen importantes reservas.

El Campo Cuichapa a partir de 1935 inicio la explotación de sus yacimientos los cuales están asociados al movimiento de la sal y fallas de crecimiento. La información de producción obtenida de los pozos del campo Cuichapa no refleja toda la historia de este campo, sólo se tienen los datos de la arena 22 del bloque III (nombre de los topes iniciales que ya no se conservan), faltando todos los yacimientos más someros. La arena 22 es equivalente en edad al Mioceno Tardío en un depósito constituido por arenas turbidíticas de talud inferior (Figura 1.2). Adicionalmente en este campo existen otras arenas productoras más someras, que se logran ubicar estratigráficamente en el Plioceno en arenas de talud superior.

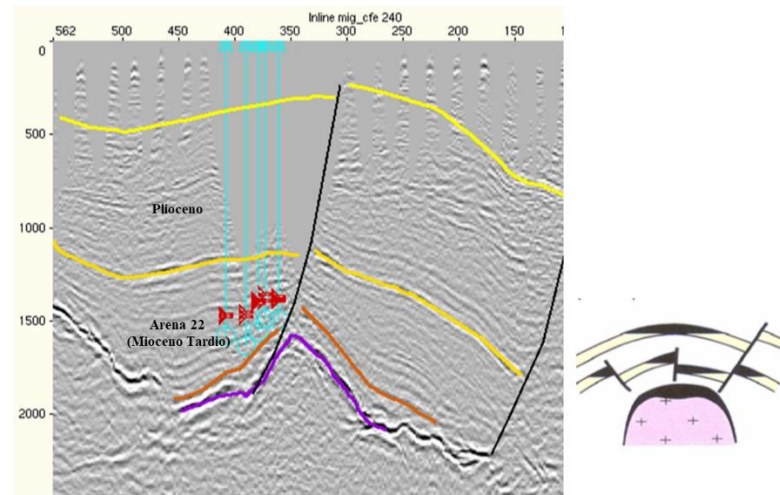


Figura 1.2. Interpretación sísmica del Campo Cuichapa (trabajos previos) donde se observa una trampa de cresta de diapiro asociada a la sal de edad Mioceno Tardío (Cárdenas J,2006).

CAPITULO II

MARCO GEOLOGICO

2.1 ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL SURESTE DE MÉXICO

La historia tectónica a gran escala del sureste de México para el Mesozoico y Terciario puede ser dividida en tres fases principales: Expansión (rifting) durante el Triásico-Jurásico Medio. Un periodo tectónicamente pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío. Compresión desde finales del Cretácico hasta el Reciente (Rojas, 2010).

2.1.1 Expansión (rifting) del Triásico - Jurásico Medio (240 - 145 Ma)

La etapa de expansión en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en fases relacionadas a la apertura de Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico.

2.1.2 Expansión (rifting) del Jurásico Medio

El principal evento de expansión en el Golfo de México ocurrió en el Jurásico Medio. El mecanismo para la apertura del golfo fue el desprendimiento de la microplaca de Yucatán desde el margen noroccidental de la costa del golfo hacia el sur, con la concebida expansión y emplazamiento de corteza oceánica en la parte central del golfo. Varios y diferentes modelos para explicar la ruta del movimiento de la microplaca han sido publicados (Pindell, 1985; Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007), entre otros. El evento de rifting dio lugar a la formación de una topografía regional de horsts y grabens, los horst algunas veces representados por reactivaciones magmáticas con dimensiones batolíticas como en el caso de Tuxpan. Esta topografía no fue completamente sepultada por los lechos rojos de la secuencia del sin-rift. En la Sierra de Chiapas, se tiene evidencia de movimiento del rift hasta el Jurásico Tardío por las gruesas secuencias clásticas acumuladas en las depresiones (Figura 2.1). La

estructura del basamento es un rasgo notable porque la topografía remanente ejerció un fuerte control en el depósito de los sedimentos post-rift.

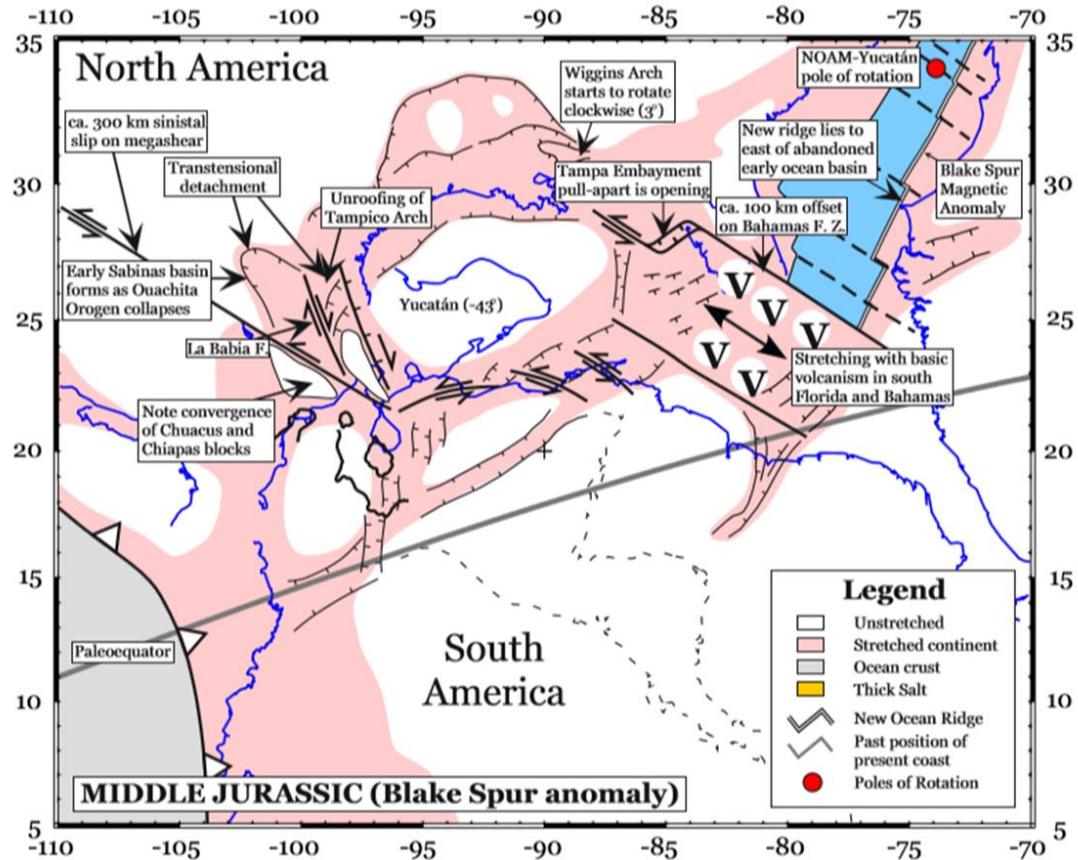


Figura 2.1. Rift Triásico Tardío-Jurásico Medio en progreso y el desplazamiento del Bloque de Yucatán (Pindell J., 2001)

2.1.3 Margen Pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío (144 - 68 Ma)

Durante la primera parte del Jurásico Tardío, se interpreta que ocurrió expansión oceánica en la parte central del Golfo de México; en esta fase de apertura, hubo movimientos transcurrente en el margen lateral del sistema (Tampico-Misantla y sur de Florida), pero alejándose de este borde, el margen era pasivo. Interpretaciones sísmicas en la parte central del Golfo de México muestran que el rifting y la expansión cesaron en el Jurásico Tardío; después de este tiempo todos los márgenes fueron

pasivos (Salvador, 1991). La topografía remanente de horst y grabens como resultado de una fase temprana de rifting, controló el espesor y depósito de la sal (Figura 2.2). En algunas áreas, esta topografía remanente del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico, controlando el desarrollo de plataformas carbonáticas (Rojas, 2010).

2.1.4 Compresión del fin del Cretácico al Reciente (68 - 0 Ma)

Hacia el fin del Cretácico ocurrió un cambio en la geometría de las placas y en la dirección del movimiento en el margen Pacífico, dando como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área. El margen Pacífico estaba probablemente bordeado por un gran número de microplacas móviles e independientes. La evolución en el área fue controlada por una de estas microplacas, conocida como el Bloque Chortis. Esta evolución ocurre en tres etapas: una colisión inicial débil en el Cretácico Tardío, una colisión más fuerte con carga isostática en el Mioceno y una fase de erosión y rebote isostático en el Plio-Pleistoceno (Rojas, 2010).

2.1.5 Cretácico Tardío - Paleógeno

Durante el Cretácico Tardío, la primera colisión entre Chortis y Chiapas, dio por resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas. La colisión en esta etapa fue relativamente suave y episódica durante el Paleógeno. Evidencias en el cambio del régimen se tienen en la Sierra de Chiapas, donde la Formación Ocozocuautila representa localmente al Macizo de Chiapas, un cambio brusco en las condiciones de plataforma del Cretácico Tardío. También en los alrededores de la presa de Chicoasén, pueden observarse conglomerados del Paleoceno que se solapan a calizas de plataforma del Campaniano-Maastrichtiano de la Formación Angostura.

Durante este tiempo los efectos iniciales de la compresión incipiente y el peso litostático de la columna sedimentaria, ya depositada, provocaron el primer emplazamiento importante de masas salinas alóctonas, como ocurre con el

emplazamiento salino en el campo Jujo-Tecominoacán. Cabe destacar que la sal ya se había movido en una etapa autóctona durante el Oxfordiano, dando origen a almohadillas y ondulaciones, lo que aparentemente influenció la distribución de las facies oolíticas del Kimmeridgiano, en combinación con la geometría del rift y sus altos de basamento asociados. Para fines del Eoceno varios autores consideraron que el "arco volcánico" que se desarrolló entre Norteamérica y Sudamérica, formando las Antillas Mayores, cambió su polaridad chocando contra Florida; colisión que es el fin de la Orogenia Laramide". Este evento da origen a la placa del Caribe (Figura 2.2), es un elemento tectónico que interactuando con la placa de Norteamérica imprime una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj de sureste a noreste al bloque Chortis, controlando la evolución geológica del sureste de México a partir de este tiempo (Rojas, 2010).

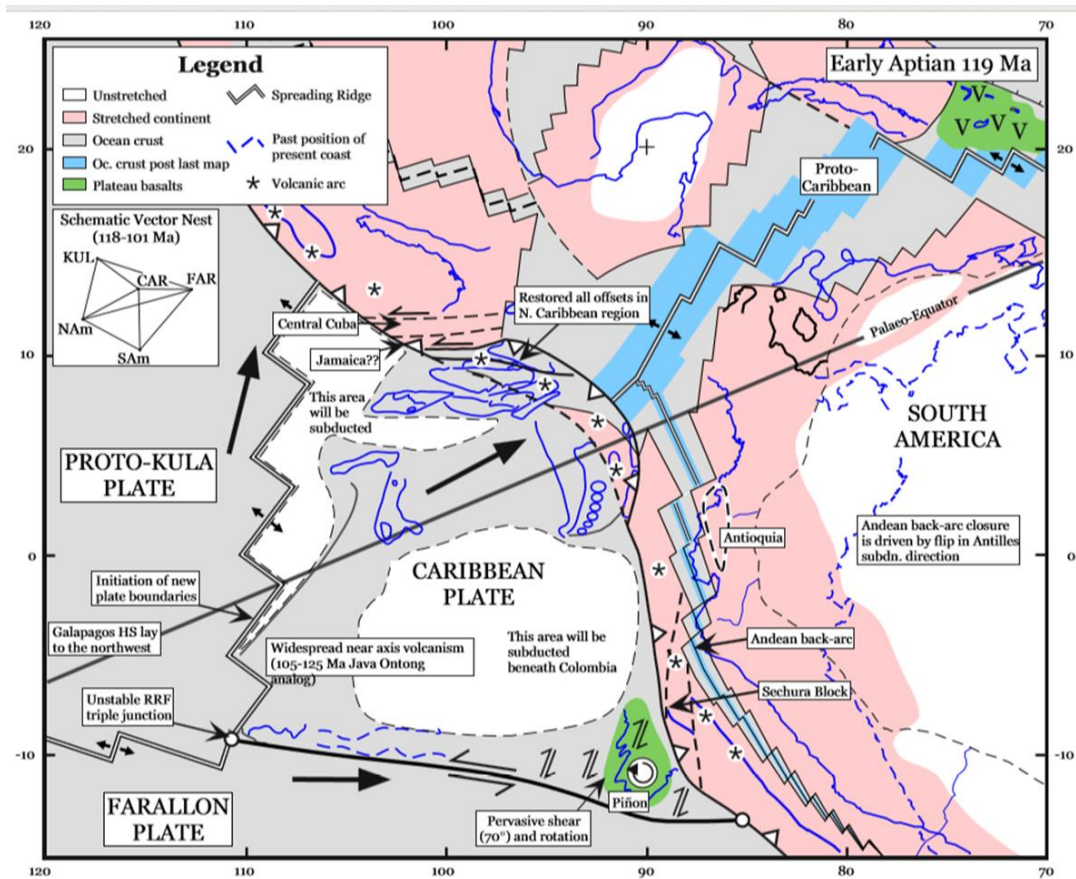


Figura 2.2. Aparición de Placa Caribe en el Pacífico (Pindell J., 2001).

2.1.6 Mioceno

Para el Mioceno, el bloque Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas (Figura 2.3), lo cual dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento en la Sierra de Chiapas. Esta deformación ha sido ampliamente documentada en trabajos de Pemex y se denomina como Ciclo u Orogenia Chiapaneca (Sánchez Montes de Oca, 1987). En este tiempo, Chortis formaba parte del margen del Pacífico. El efecto isostático de este peso inclinó hacia abajo y al suroeste el margen continental. Hacia el norte en la porción marina, este basculamiento sólo provocó ligero levantamiento. La subducción Pacífica y la colisión entre Chortis y el sureste de México fue oblicua; este movimiento relativo fue acompañado por una combinación de cabalgamiento hacia el noroeste en la Sierra de Chiapas y fallamiento transcurrente a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas, lo que provocó una reactivación magmática y el desarrollo de extensas zonas de rocas miloníticas, areniscas y conglomerados dentro del Macizo. A finales de esta etapa, se produce el emplazamiento de las edificaciones volcánicas de los macizos de Teziutlán y de los Tuxtlas, los cuales rediseñan la morfoestructura de toda la región, dividiéndola en cinco grandes unidades: Provincia Tampico-Misantla, Macizo de Teziutlán, Cuenca de Veracruz, Macizo de los Tuxtlas y Cuenca Salina del Istmo (Rojas, 2010).

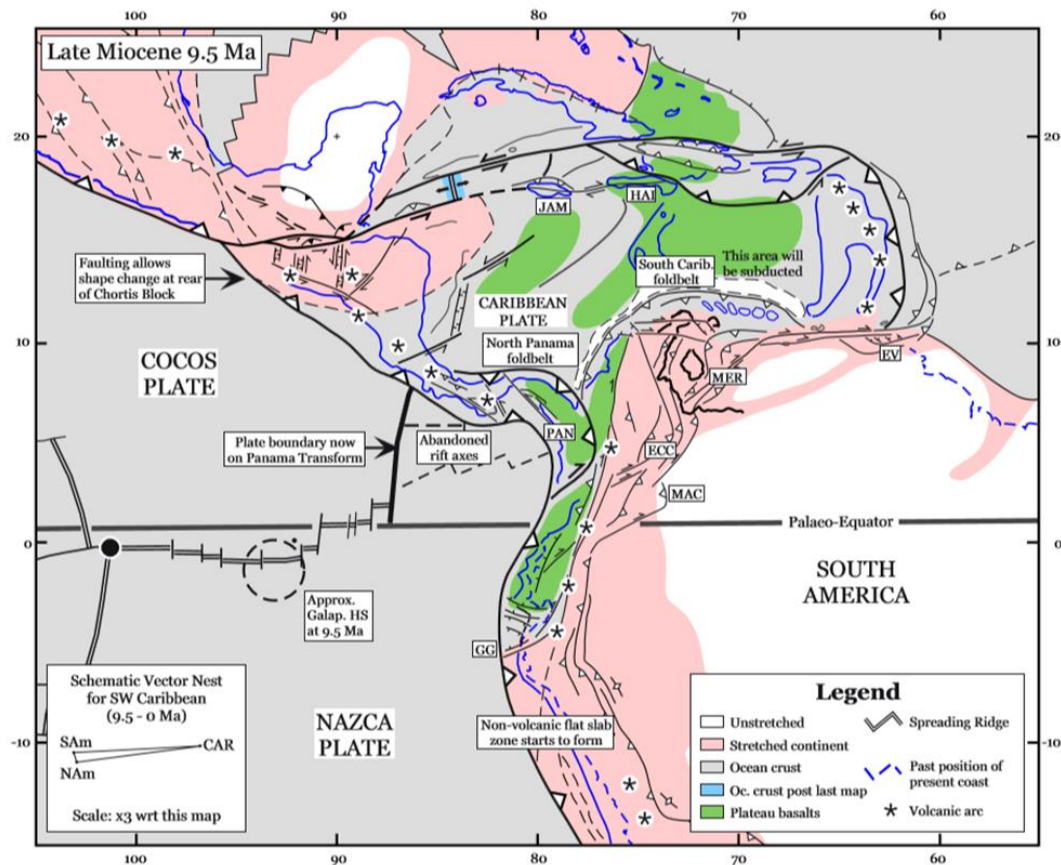


Figura 2.3. El fallamiento permite cambiar la forma del Bloque de Chortis afectando al Macizo de Chiapas (Pindell J., 2001).

2.1.7 Plioceno – Pleistoceno

En el Plioceno - Pleistoceno, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este, alejándose del Macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo el margen Pacífico ya no existía, y el margen rebotó hacia arriba al verse liberado del peso que lo hundía. Esto dio como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur, combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia la parte norte, lo que provocó la fase principal de la evacuación salina de los toldos o canopies instaladas durante el Paleógeno (Figura 2.4). Durante el Plioceno se establece la diferenciación morfogénica del relieve, con expresiones degradativas en las estructuras volcánicas nacientes, así como en algunos sectores, de bloques tectónicos

locales en ascenso, que propiciaron la formación de los lomeríos actuales; y las geoformas acumulativas de diferente génesis. El desarrollo del relieve durante el Pleistoceno estuvo subordinado a las oscilaciones glacio-eustáticas del nivel medio del mar, a las relaciones tectónicas y volcánicas de los macizos montañosos y al intemperismo y erosión a que se sometieron los elementos emergidos, principalmente en las zonas de articulación estructural con los territorios emergentes. En las zonas de subsidencia se extendieron las llanuras acumulativas paragenéticas y, en las zonas ascendentes, se incrementó la energía del relieve, se profundizaron los valles, se establecieron las formas de las cuencas fluviales, con sus respectivas acumulaciones de terrígenos de diferente granulometría en las partes topográficas más bajas (Rojas, 2010).

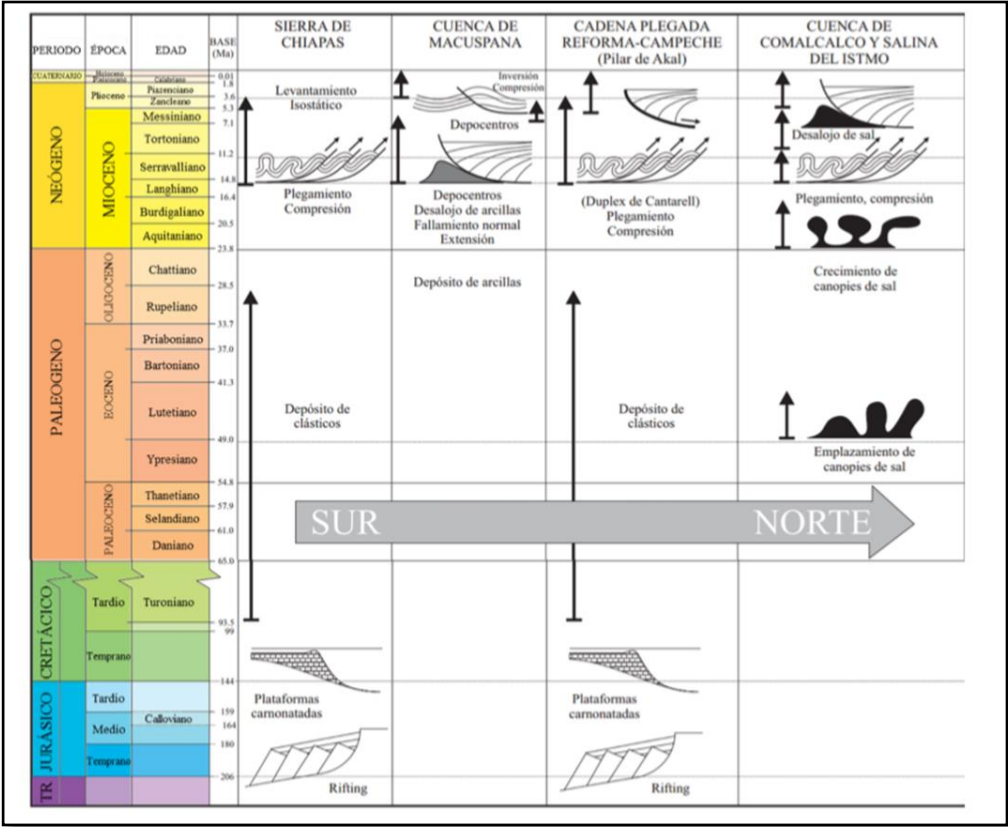


Figura 2.4. Cronología de los eventos tectónicos que afectaron la región del sureste mexicano y zona meridional del Golfo de México [Atlas Geológico Cuencas del Sureste (s.f)].

2.2 GENERALIDADES DE LOS DOMOS SALINOS

2.2.1 Movimientos de masas salinas

El término halocinesis se refiere al movimiento espontáneo de una masa salina (de cloruro de sodio, en general), el cual suele estar inducido por la inestabilidad gravitatoria de la propia masa cuando soporta una potente columna de sedimentos más densos. Tectónica salina hace referencia a movimientos de masas salinas impulsados por causas estructurales; en general, se trata de esfuerzos tangenciales, aunque también pueden ser tensionales. Diapirismo salino (del griego *diapirein*, perforar) se reserva para el fenómeno de penetración y rotura de la columna sedimentaria por parte de masas salinas ascendentes (intrusión salina y eventual extrusión). En las extrusiones se pasa de una fase inicial espontánea a otra propiamente diapírica (perforante). Estructura salina se refiere, en general, a cualquier geometría salina de deformación, ya sea perforante o no. En todas las estructuras, en general, la sal suele estar muy recrystalizada, presenta un tamaño cristalino grueso y ha perdido las inclusiones fluidas primarias (Arche, A, 2010). El comportamiento halocinético/diapírico de la sal se basa en su baja densidad y en su facilidad de fluencia (comportamiento plástico).

2.2.2 Morfologías y mecanismos del diapirismo

Una vez iniciada la deformación de las masas salinas, ya sea por simple diapirismo o por ser inducida tectónicamente, las formas que pueden adquirir son muy variadas. De menor a mayor grado de evolución, las principales geometrías son las siguientes (Figura 2.5): a) formas concordantes con las rocas encajantes: anticlinales, salt rollers y almohadillas (pillows) y b) formas intrusivas: paredes diapíricas, diapiros bulbosos, diapiros con cabeza extrusiva (overhang, namakier), diapiros desenraizados (Jackson y Talbot, 1986).

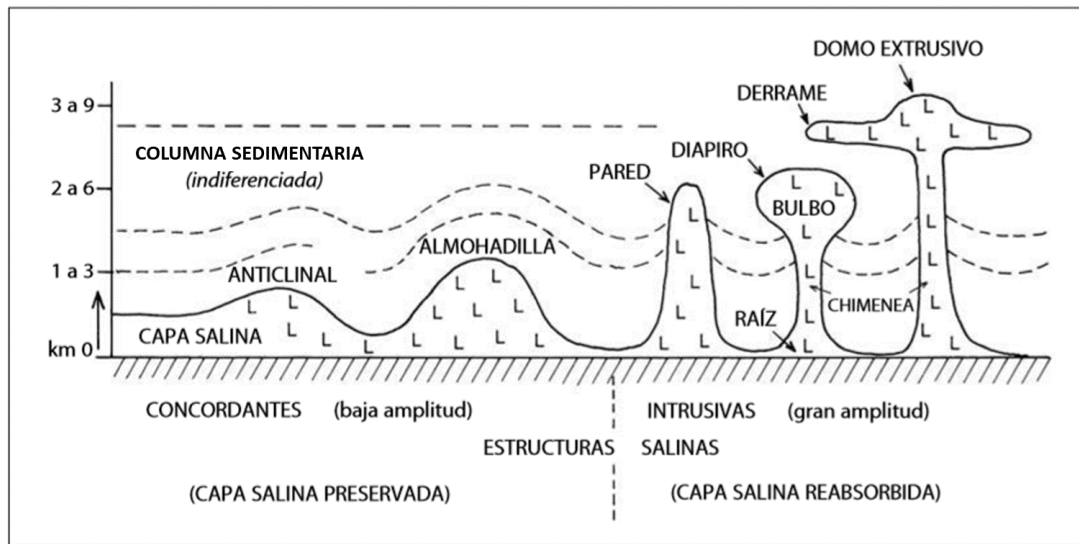


Figura 2.5. Morfologías de masas salinas con estructuras concordantes y discordantes (intrusivas) en la columna sedimentaria (Jackson y Talbot, 1986).

A pesar de la gran deformabilidad de la sal y de su capacidad de fluencia, existen formaciones salinas enterradas a varios miles de metros que se preservan totalmente como estratiformes. En general, suele requerirse algún elemento o evento inicial para la «activación» espontánea de las masas salinas. Este elemento puede ser un hecho sísmico, estructural, sedimentológico, o gravitacional (Arche, A, 2010). Así, puede tratarse de alguna irregularidad localizada ya sea en el basamento (una fractura), en la propia masa salina (heterogeneidad litológica) o en la columna sedimentaria (cambio lateral de potencia, densidad, facies, viscosidad o gradiente térmico).

2.2.3 Modelos de cuenca diapírica

Diversos experimentos de laboratorio, así como el estudio geológico de numerosas provincias diapíricas, han permitido establecer algunas tendencias en el comportamiento del movimiento de la sal en las cuencas que presentan en sus horizontes basales una formación salina importante (Arche, A, 2010). Puede así hablarse de «modelos de cuenca diapírica». Entre los principales podemos citar los siguientes (Figura 2.6):

a) Modelo de migración radial. Este tipo sencillo lo muestran algunas cuencas en las que la sal migra desde el centro a los bordes debido al peso sedimentario diferencial. Ello produce un flujo centrífugo que desde el depocentro subsidente remonta los taludes hacia las áreas de plataforma, donde la presión litostática es menor. La presencia de fallas de basamento en los bordes de cuenca puede controlar la fijación de la sal y la eventual construcción de diapiros en esas posiciones.

b) Modelo de Trusheim (1960). Este tipo corresponde a una cuenca con una formación salina basal muy desigual, en la que el aumento progresivo de potencia salina desde el borde hacia el centro de cuenca condiciona un movimiento de la sal diferenciada. Tal comportamiento sería independiente de la sedimentación de la columna. En las zonas de borde se generarían estructuras suaves y concordantes, las cuales se harían más marcadamente diapíricas hacia el centro. En muchas cuencas salinas se generan propiamente «familias diapíricas» que se organizan en forma de bandas paralelas o bien en forma de anillos concéntricos. El dispositivo puede iniciarse en el depocentro y se va expandiendo, condicionando así la posición de las siguientes estructuras diapíricas y de los sinclinales periféricos sucesivos.

c) Modelo de subsidencia diferencial. Este tipo se desarrolla en aquellas cuencas en las que el relleno sedimentario va condicionando progresivamente la deformación salina, la cual progresa desde el borde hacia el centro de la cuenca por el avance de grandes cuñas sedimentarias progradantes (como complejos deltaicos). Este tipo de sedimentación produce marcados pesos diferenciales sobre la capa de sal subyacente, lo que facilita migraciones locales de ésta desde la plataforma hacia el frente de progradación. A lo largo de dichos frentes se generan ondulaciones y paredes salinas que suelen mostrar apéndices o espinas, y que son progresivamente más modernos.

d) Modelo de deslizamiento gravitatorio. Este tipo puede ser un modelo frecuente en los inicios de deformación salina de algunas formaciones. El principal requerimiento es la existencia de una inclinación suficiente en la capa salina hacia el centro de cuenca que facilite su fluencia en sentido lateral, a favor de la pendiente.

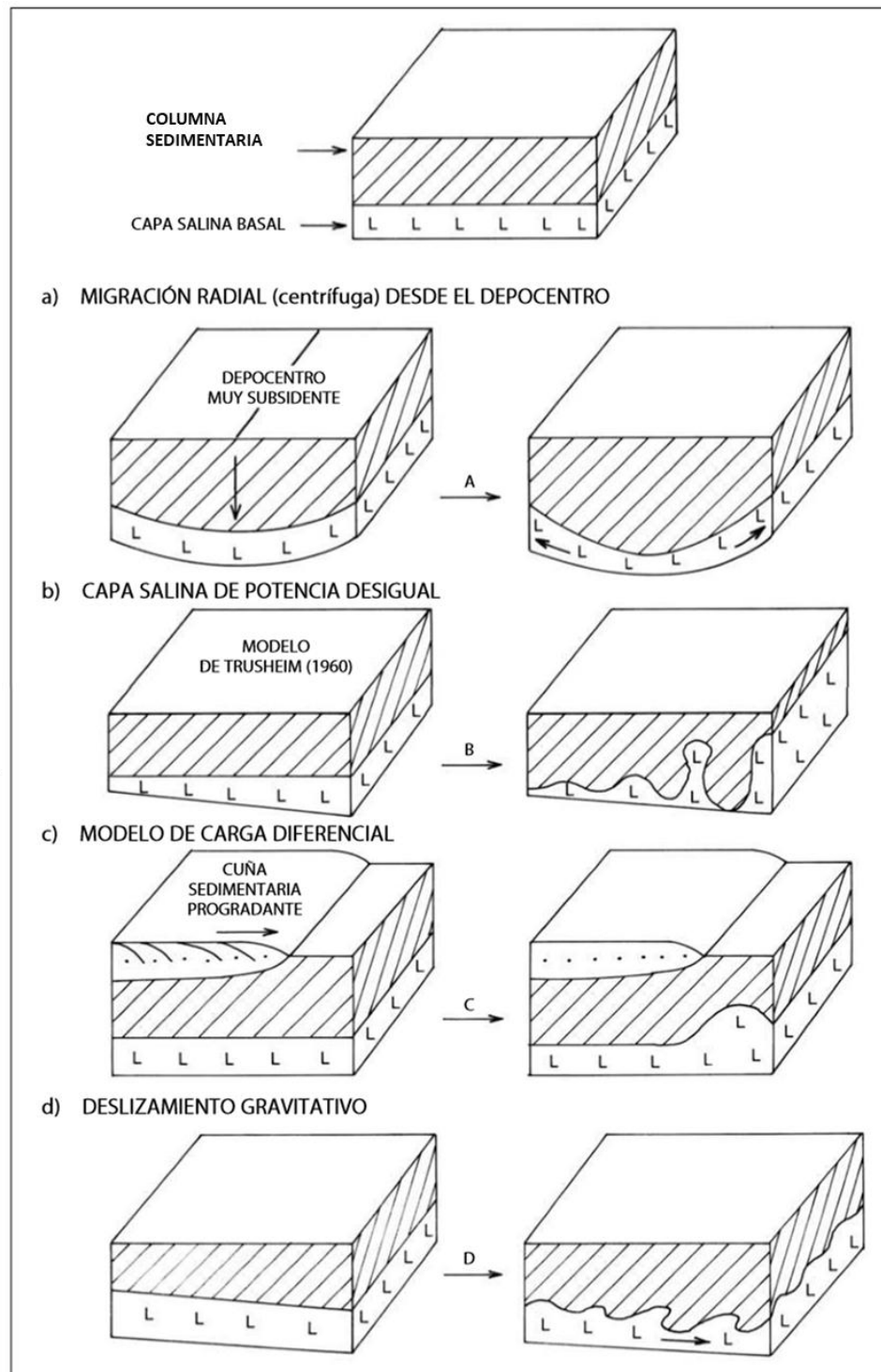


Figura 2.6. Modelo de las cuencas diapíricas: a) con migración radial desde el depocentro; b) modelo de Trusheim (1960); c) modelo de subsidencia diferencial, por cuñas sedimentarias progradantes; d) modelo con deslizamiento gravitatorio (Jenyon, 1986, Warren, 1989).

2.3 CUENCA SALINA DEL ISTMO

La Cuenca Salina del Istmo cuenta aproximadamente con una extensión territorial de 15000 km², se ubica en el Sureste de la República Mexicana en los estados de Veracruz, Tabasco y Chiapas (Figura 2.7). En la cuenca se producen hidrocarburos ligeros principalmente a partir de plays que sobreyacen, terminan o subyacen contra la sal alóctona de origen Jurásico. En la Cuenca Salina del Istmo se cuenta con gran cantidad de domos, diapiros y estructuras salinas con diversas geometrías. A causa de la intrusión de diapiros salinos en las estructuras mesozoicas y terciarias y al grueso depósito de terrígenos, se dio lugar a la formación de minicuenas por evacuación de sal donde sedimentos de edad Plioceno quedaron confinados, formando trampas de tipo estratigráfico o mixto.

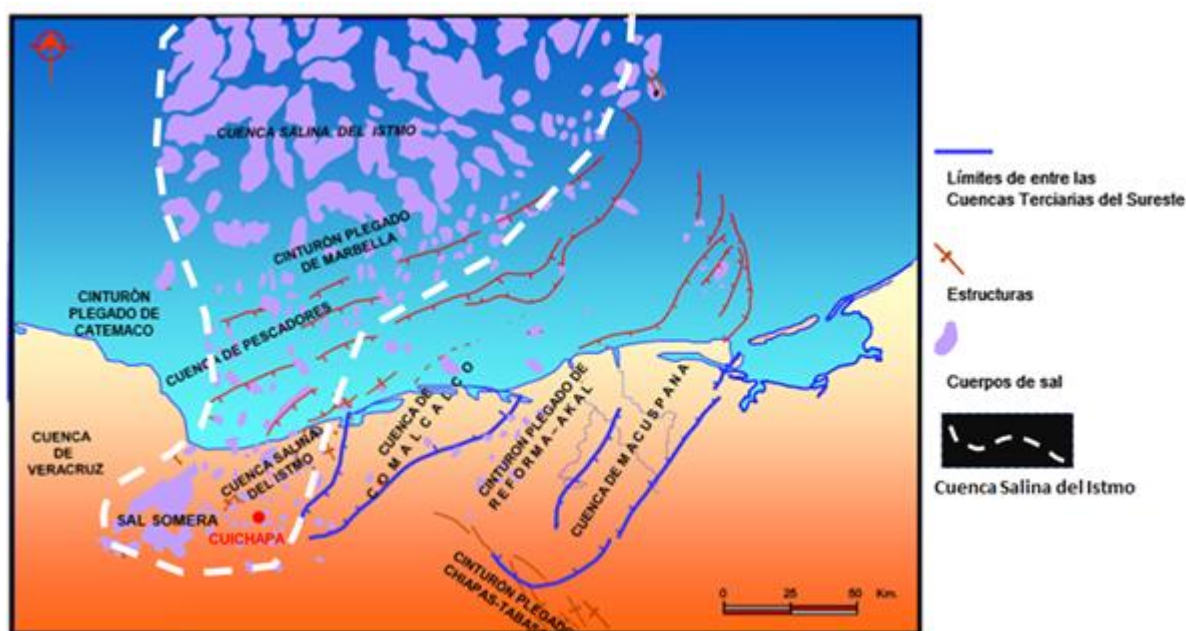


Figura 2.7. Ubicación de la Cuenca Salina del Istmo y Cuencas del sureste de México (Cárdenas, 2006).

2.3.1 Unidades estratigráficas de la Cuenca Salina del Istmo

Al iniciarse la exploración petrolera a principios del siglo pasado en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, se encontró un número considerable de unidades

estratigráficas en estructuras geológicas con núcleos de sal; conforme avanzaron los trabajos de perforación se fue delimitando el área, donde existían los mejores volúmenes de sal en el subsuelo, hecho que motivó denominar a esta región como Cuenca Salina del Istmo.

La Cuenca de la Sierra de Chiapas se desarrolló sobre la Formación Todos Santos y su unidad basal la constituye la Formación Uxpanapa de edad Kimmeridgiano-Tithoniano, formado por calizas y dolomitas, sobre la cual se deposita en forma concordante la Formación Edén de edad Tithoniano-Berriasiano, constituida por calizas arcillosas, margas y lutitas; la que a su vez es sobreyacida discordantemente por la Formación San Ricardo de edad Hauteriviano-Barremiano conformada por arenas y limolitas. Durante el Jurásico Medio y Tardío se desarrolló la Cuenca Salina del Istmo que no llega a aflorar pero que ha sido controlada en subsuelo por gravimetría y perforación; estos depósitos salinos se presentan en forma de diapiros y estructuras dómicas; la edad de los depósitos de sal es controversial, ya que existen argumentos para ubicarla en el Jurásico Tardío y en el Jurásico Temprano y hasta en el Triásico. A partir del Mioceno se tiene una sedimentación continua que inicia con la Formación Depósito del Mioceno Temprano conformada por lutitas micáceas con intercalaciones de tobas y cenizas volcánicas sobre la que descansa la Formación Encanto de edad Mioceno Medio, formada por lutitas y arenas. Luego la Formación Concepción de edad Mioceno Tardío está constituida por arenas y lutitas, esta a su vez es cubierta por la Formación Filisola del Mioceno Tardío, representada por arenas con delgadas intercalaciones de lutitas. Las formaciones Jaltepec con conglomerados y arenas, y Paraje Sólo con arenas son de edad Plioceno (COMESA, 2011). Mientras que la Formación Cedral con lutitas y conglomerados presenta edad Plio-Pleistoceno (Figura 2.8).

VERACRUZ		LOCALIDAD				
CENTRO (C. VERACRUZ)	SUR (C. SALINA DEL ISTMO)	(SEÑE)	EPOCA	PERIODO SISTEMA	ERA	
ALUVION	ALUVION	RECIENTE		CUATERNARIO	CENOZOICA	
SEDIMENTOS CONTINENTALES	GRAVAS DE TERRAZAS	PLEISTOCENO				
AGUEGUESQUITTE	PARAJE SOLO •	PLIOCENO				
PARAJE SOLO	FILISOLA •	SUP.				
CONCEPCION SUPERIOR	CONCEPCION SUP. •	MED.				
CONCEPCION INFERIOR	CONCEPCION INF. •	INF.				
ENCANTO INF.	ENCANTO •					
DEPOSITO •	DEPOSITO •					
LA LAJA •	OLIGOCENO	SUP.				
HORCONES	LA LAJA	MED.				
CHAPOPOTE	LUTITAS NANCHITAL (GUARUMO)	INF.			MESOZOICA	
TANTOYUCA						
GUAYABAL	CONGLOMERADO UZPANAPA	SUP.				
ARAGON	PALEOCENO	MED.				
VELASCO	ALASKA	INF.				
ATOYAC	ALASKA					
GUZMANTLA •	ALASKA					
MALTRATA	ALASKA					
ORIZABA •	ALASKA					
OTATES	ALASKA					
TAMAULIPAS INFERIOR (TUXPANGUILLO)	ALASKA				PALEOZOICA	
XONAMANCA	ALASKA					
TEPEXILOTLA	ALASKA					
S. PEDRO	ALASKA					
S. ANDRES	ALASKA					
TODOS SANTOS	ALASKA					
ESQUISTOS ACATLAN	ALASKA					
BASAMENTO	ALASKA					
	ALASKA					
	ALASKA					
	ALASKA					

Figura 2.8. Columna sedimentaria de la Cuenca Salina del Istmo [Atlas Geológico Cuencas del Sureste (s.f)]

A continuación, se describen las principales características de cada una de las unidades estratigráficas, comentadas en el trabajo (información completa en el Apéndice):

2.3.1.1 Formación Salina

Está representada mayoritariamente por halita cristalina, incolora, estratificada en lechos y capas delgadas. El casquete rocoso que se encuentra presente en algunos domos y diapiros, está constituido por anhidrita, yeso, dolomía, lutitas y en ocasiones cantidades variables de azufre asociado a la anhidrita; se presenta con textura bandeada, con capas alternadas de espesores que varían de 2 o 3 cm a 20 cm (Figura 2.9). El espesor de la halita se desconoce debido a que no ha sido atravesada por las perforaciones, además del alto nivel de deformación que representan (Canseco, 1982). Se presentan formando cuerpos intrusivos con diferentes configuraciones y geometrías que afectan a la columna sedimentaria regional, desde el Jurásico hasta el Plioceno. En la región occidental de la Cuenca Salina, se presenta como grandes masas someras con una o varias culminaciones que se unen a poca profundidad; los domos y diapiros presentan una ligera orientación SO-NE. En la región centro oriental de la Cuenca Salina, los domos y diapiros son más profundos; probablemente se unen a profundidades mucho mayores y presentan una orientación N-S.



Figura 2.9. Minerales presentes en la Formación Salina en la Cuenca Salina del Istmo

2.3.1.2 Formación Encanto

Fue Gibson en el año de 1936, quien describió la Formación Encanto como “una secuencia de aproximadamente 200 m de espesor, compuesta por arenas azules y cafés de grano fino a grueso, con intercalaciones de lutitas muy arenosas”; posteriormente hicieron una descripción más completa de esta formación (Canseco, 1982). Está compuesta por series alternadas de capas de arenas de grano fino y espesores variables de lutitas arenosas y lutitas ligeramente calcáreas, en estratos con espesores entre 10 cm y 1 m; su espesor total varía de 500 a 800 m. Estas arenas están estratificadas con capas arcillosas duras, de fractura concoidea, el espesor de las mismas es de 5 a 30 cm. Presenta marcadas variaciones estratigráficas a través del espacio que cubre la cuenca, ya que en la porción occidental se presentan facies arenosas entre cuerpos lutíticos, mientras que en la porción oriental se vuelve muy arcillosa. Su contacto es concordante sobre la Formación Depósito y su tope es concordante también con la Formación Concepción Inferior. Litológicamente es difícil diferenciar los dos contactos, reconociéndose únicamente por la fauna bentónica característica. Tiene su localidad tipo en el anticlinal del Encanto situado en la ranchería “El Encanto”, a 7.5 km al SO de la desembocadura del arroyo Chichigapa, afluente del Río Uzpanapa, y aproximadamente a 20 km al SE de la Ciudad de Minatitlán, Veracruz. Presenta un contenido faunístico planctónico característico que permiten establecer en esta unidad 4 biozonas, limitando y ubicando a esta unidad, en el Mioceno Temprano. Esta formación se correlaciona con la Formación Amate del área de Reforma - Macuspana, y con la Formación Tuxpan de la Cuenca Tampico Misantla. Relacionando las variaciones sedimentarias presentes con la fauna bentónica así como planctónica, se deduce que la unidad fue depositada en un ambiente marino, nerítico interno de plataforma clástica.

2.3.2 ESTRUCTURAS SALINAS EN LA CUENCA SALINA DEL ISTMO

En la Cuenca Salina del Istmo y en otras cuencas del mundo se encuentran diferentes tipos de estructuras, entre de los que destacan los cuerpos salinos que forman

domos, diapiros y toldos (canopies). El término sal desde el punto de vista estructural, se refiere al grupo de las evaporitas y precipitados químicos, donde las características físicas de la sal de roca, su volumen y la cubierta sedimentaria, determinan la capacidad de habilidad salina para moverse en el subsuelo del área. La contribución de la sal en la exploración petrolera (como entrapamiento de petróleo y gas), es que actúa como roca sello; existen otras aplicaciones de la sal como sello vertical y sello horizontal para la acumulación de los hidrocarburos; además ayuda como camino en la propagación vertical y lateral de las vías de migración de los fluidos y como una fuerza activa de empuje tectónico y una fuerza pasiva separadora de niveles tectónicos (Rojas, 2010).

2.3.2.1 Deformación de la sal

Cuando la deformación es con extensión, se origina una depresión y una zona de mayor relieve, donde la sal ocupa el lugar de un nivel del subsuelo menos profundo; por lo que, se originan las minicuenas donde ocurre relleno de sedimentos clásticos. En el caso de la Cuenca Salina del Istmo, los cuerpos de sal continúan hacia el Golfo de México con una extensión lateral que puede resultar suturando capas individuales y lengüetas a lo largo de los toldos o canopies con corrimientos a lo largo de la orilla de la parte sur (Figura 2.10). La parte superior de la superficie del cuerpo salino llega a ser progresivamente más rugosa, esto es resultado de una carga continua de sedimentos; los diapiros secundarios que se forman de manera asociados son comunes y dan como resultado la retirada de los sedimentos alóctonos, permitiendo cambios en los espesores de la sal. Eventualmente, la retirada deja remanentes y las zonas de sal, se producen como una capa que llega a ser desmembrada, formando una depresión en áreas que actúan como depocentros locales de minicuenas.

Existen múltiples episodios de formación de capas que se acúan dentro de la minicuenca; esto se observa con datos sísmicos con los que se interpretan los niveles de emplazamientos de capas de sal por toda la columna sedimentaria. Definen que para la evolución de estructuras salinas es necesario conocer la evolución que involucran los cuerpos alóctonos de la siguiente manera (León, 2001):

1) En una primera fase, una masa de sal jurásica es desplazada por una carga inicial, formándose un domo y posteriormente un diapiro, como consecuencia se crea una expansión de depresión gravitacional en una capa y lengüeta. 2) En fases posteriores, el incremento de presión litostática producida por una secuencia sedimentaria suprasalina, causa un crecimiento de fallas normales, así como las relaciones sedimentarias asociados los desplazamientos de bloques.

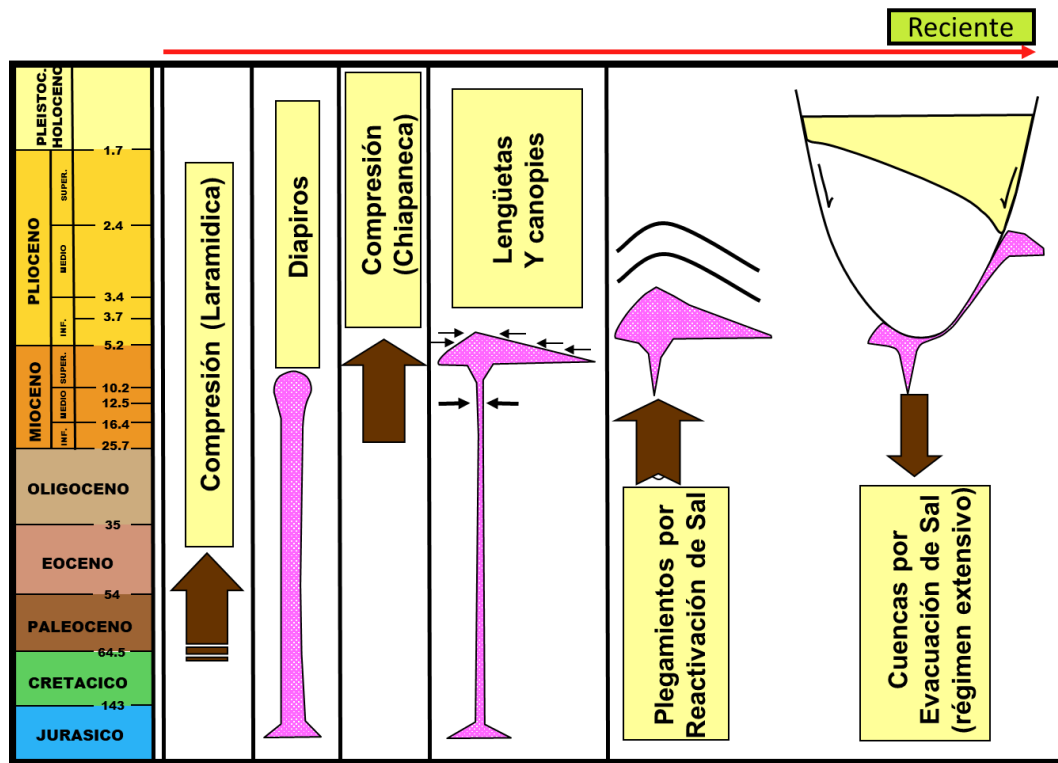


Figura 2.10. Evolución de las estructuras salinas en la Cuenca Salina del Istmo (Atlas del estudio regional Cuenca Salina del Istmo, 2006).

2.4 CAMPO CUICHAPA

El campo Cuichapa fue descubierto en el año 1935 con la perforación del pozo exploratorio Cuichapa-1 a la profundidad de 1162 mvbmr (metros verticales bajo la mesa rotaria), inicio su explotación en el año de 1936 como productor de petróleo y gas

con una producción inicial de 28 bpd (barriles por día) de petróleo, con una densidad de 32 °API y 0.007 mmpcd (miles de millones de pies cúbicos diarios) de gas.

La columna estratigráfica está compuesta por las formaciones Depósito, Encanto, Concepción Superior e Inferior y Filisola, constituida por sedimentos terrígenos con intercalaciones de arenas y lutitas con predominio de arcillas. Para el desarrollo del campo se han perforado un total de 253 pozos a una profundidad promedio de 1950 m y a un espaciamiento promedio entre pozos del orden de los 200 m.

La estructura del campo Cuichapa se formó de sedimentos terrígenos depositados en una plataforma progradante, que fueron afectados por la masa salina intrusiva que formó domos, fallas de crecimiento y gravedad en combinación con la Orogenia Cascadiana, forma parte de la zona Salina del Istmo, en la porción central de estructuras salinas productoras de domos semi profundos, en el extremo suroeste del domo Cuichapa-Acalapa, corresponde a una nariz estructural con buzamiento al suroeste, limitada por fallas, las trampas son de tipo estructural, estratigráficas y combinadas. La secuencia estratigráfica en el campo Cuichapa consiste en una alternancia entre arenas y lutitas que varían en un rango de edad del Reciente al Mioceno Temprano, esta secuencia descansa en discordancia o bien es intrusionada por la masa salina de edad Jurásico Medio.

Con la interpretación de la información sísmica disponible, topes estratigráficos de los pozos y registros eléctricos se realizaron secciones estratigráficas-estructurales, por medio de las cuales se pudo definir una estructura anticlinal asimétrica la cual sobreyace a una intrusión subsalina. De acuerdo con la interpretación de las curvas del registro de potencial espontáneo de resistividad y del análisis de los reflectores sísmicos se confirma que los intervalos productores de los pozos del campo presentan continuidad con los reflectores sísmicos en toda la estructura (CNH, 2015).

CAPITULO III

METODOLOGIA

Para desarrollar los objetivos planteados, la metodología de trabajo debió ejecutarse en diferentes etapas, unas conectadas con otras, las cuales fueron el resultado de decisiones y ajustes a lo largo de la investigación. Este proceso se representó mediante un diagrama de flujo, exponiendo de forma organizada y simplificada el avance del estudio para la obtención de los resultados (Figura 3.1):

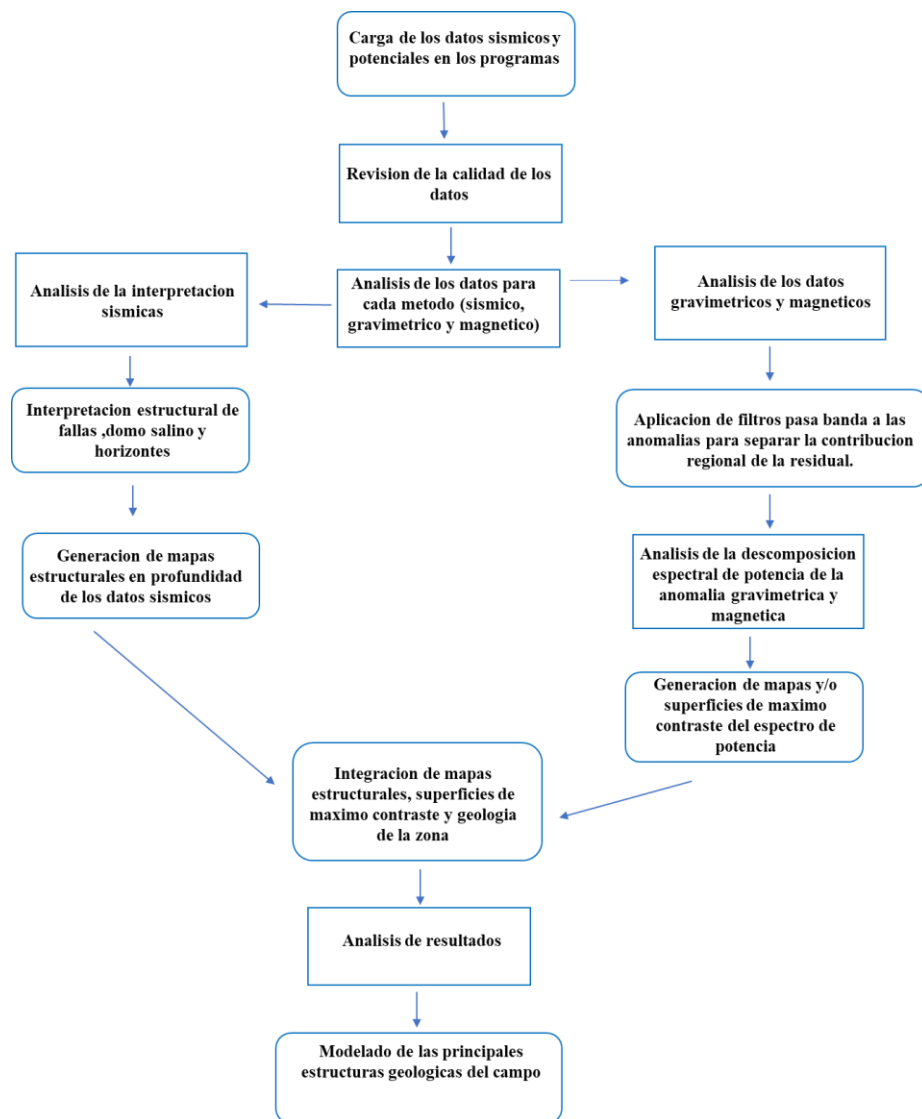


Figura 3.1. Diagrama de flujo de la metodología empleada

La metodología se inició cargando el cubo sísmico, datos potenciales (gravimétrico y magnético), la información de los pozos y los topes estratigráficos, en los programas especializados (software). Luego, se hizo una revisión de la calidad de los mismos, utilizando solo la información más completa y apta para el modelado estructural. Una vez seleccionado los datos, se analizaron para el estudio correspondiente (Figura 3.2).

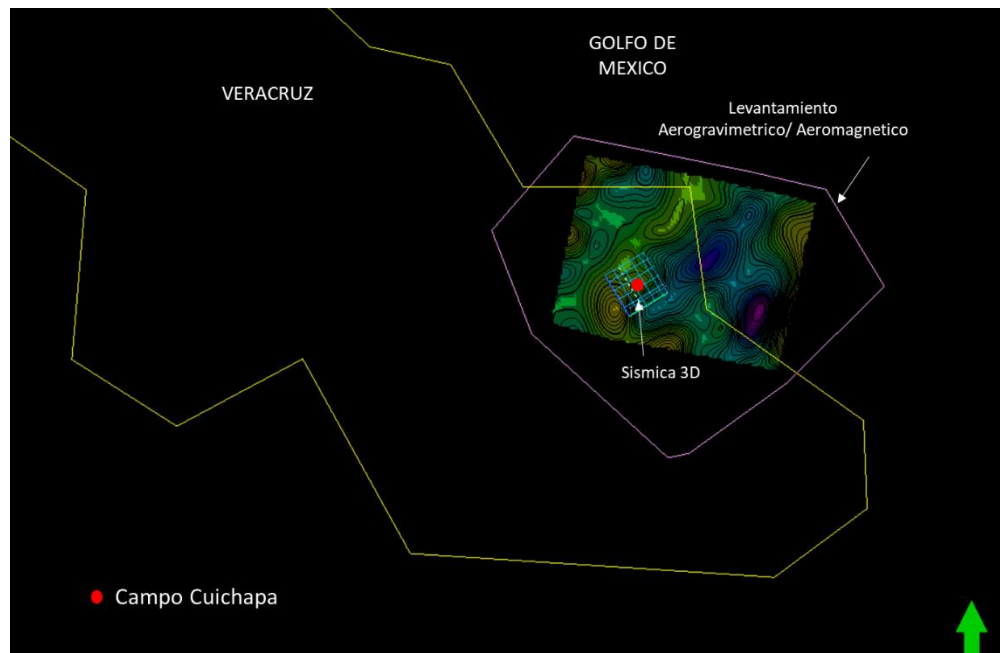


Figura 3.2. Sísmica 3D y levantamiento aerogravimétricos y aeromagnético del Campo Cuichapa (Flecha en verde: Norte geográfico).

3.1 INTERPRETACION SISMICA

La sísmica utilizada en el proyecto fue un corte que se obtuvo del levantamiento sísmicos Tepetate-El Plan-Los Soldados 2011 con un tamaño de bin 30 x 30 m, ubicado entre los Inline (2596 - 3020) y los Crossline (1 - 420), (Figura 3.2). La interpretación se inició revisando el marco estructural y definiendo solo los eventos de mayor relevancia geológica como fueron las fallas principales. Como se contó con una gran cantidad de pozos con topes definidos, se usaron para la interpretación de los horizontes

sísmicos. Los pozos solo cortaban hasta el tope del Oligoceno, por lo cual fue necesario interpretar por contraste de paquete sísmico cualquier reflector que estuviese a mayor profundidad tal como fue la intrusión del domo salino y el tope del Jurásico - Cretácico. De los horizontes interpretados se obtuvo los mapas estructurales en profundidad de los datos sísmicos.

La sísmica se consideró de buena calidad, sin embargo, como hubo presencia de anhidrita, esta viajó por las fallas afectando la resolución, haciendo poco posible darles continuidad a los reflectores en el tope de las estructuras (Figura 3.3). Aunque la interpretación de las fallas fue fundamental en la interpretación sísmica, no fueron incluidas en la integración con los datos potenciales debido a que su dimensión fue poco relevante y no representó algún evento significativo.

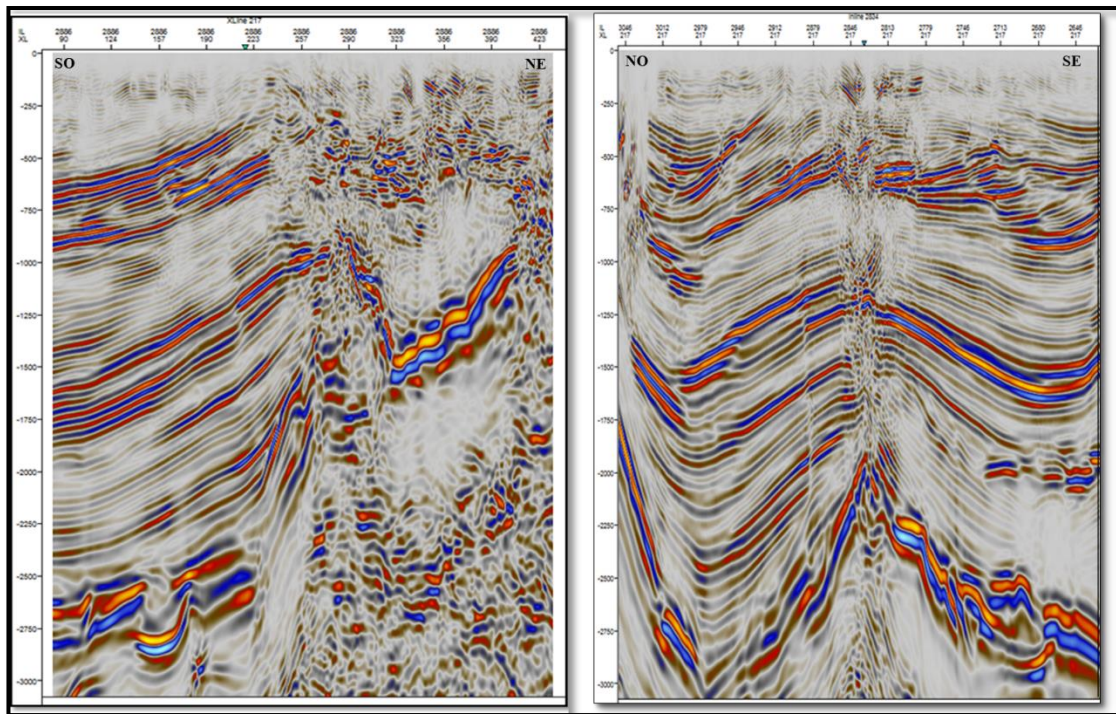


Figura 3.3. Inline 2886 dirección SO-NE y Crossline 217 dirección NO-SE, de la sísmica 3D en profundidad del Campo Cuichapa.

3.2 ANÁLISIS DE LOS ESPECTROS RADIALES DE POTENCIA

a) Análisis de los datos gravimétricos y magnéticos

Los valores de anomalía de Bouguer y de la susceptibilidad magnética provinieron de la base de datos aerogravimétricos y aeromagnéticos del Prospecto Cuichapa 2D tomado en Veracruz - México, con un levantamiento de líneas espaciadas a un 1 km (1:100.000) (Figura 3.2). Las anomalías gravimétrica y magnética fueron filtradas a partir de filtros pasa-banda con el objetivo de separar la contribución regional en la señal (causada por fuentes profundas) de la contribución residual (causada por fuentes someras).

b) Análisis de los espectros radiales de potencia

El método fue originalmente propuesto por Spector y Grant (1970) y consideraron la relación entre la profundidad de la fuente y su espectro radial de potencia en función del número de onda de la señal completa. En un plano de observación 2-D, la potencia del espectro decrece tanto como la profundidad de la fuente “t” aumenta por el factor $e^{-2\pi r}$, siendo “r” el número de onda. Cada tramo lineal definido por su número de onda y frecuencia corresponde con la fuente que lo generó. La pendiente de estos tramos debe ser utilizada para calcular la profundidad de las fuentes mediante la ecuación (Tselentis et al. 1988; Tadjou et al. 2009; Klinger et al. 2011):

$$P = \frac{m}{(4 * \pi)} \quad (\text{Ec. 1})$$

donde:

P: profundidad

m: pendiente

La evaluación del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer, permitió establecer que el ancho de banda de la señal de las fuentes regionales tuvo una longitud de onda de (6000 – 10000) m correspondiente al nivel de basamento. Mientras que el ancho de banda de las fuentes residuales presento un rango de longitud de onda entre (100 – 5000) m equivalente a la columna sedimentaria (Figura 3.4).

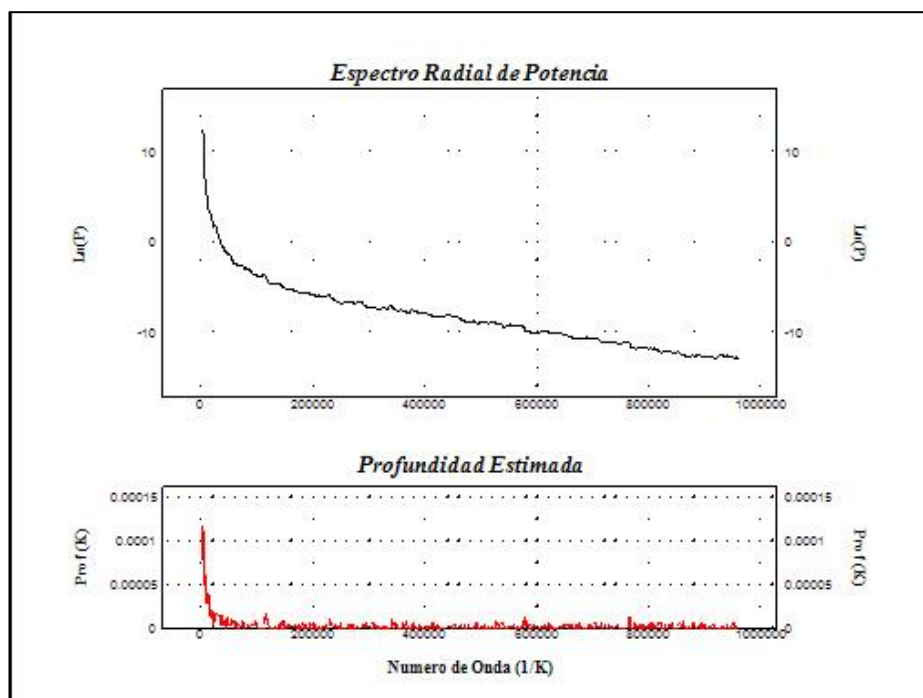


Figura 3.4. Espectro radial de potencia de la Anomalía de Bouguer de los datos aerogravimétricos del Campo Cuichapa.

El espectro de potencia de la Anomalía magnética, permitió establecer que el ancho de banda de la señal de las fuentes regionales tuvo una longitud de onda de (6000 – 15000) m, análogo al nivel de basamento y el ancho de banda de las fuentes residuales se encontró en un rango de longitud de onda entre (400 – 5300) m equivalente a la columna sedimentaria (Figura 3.5).

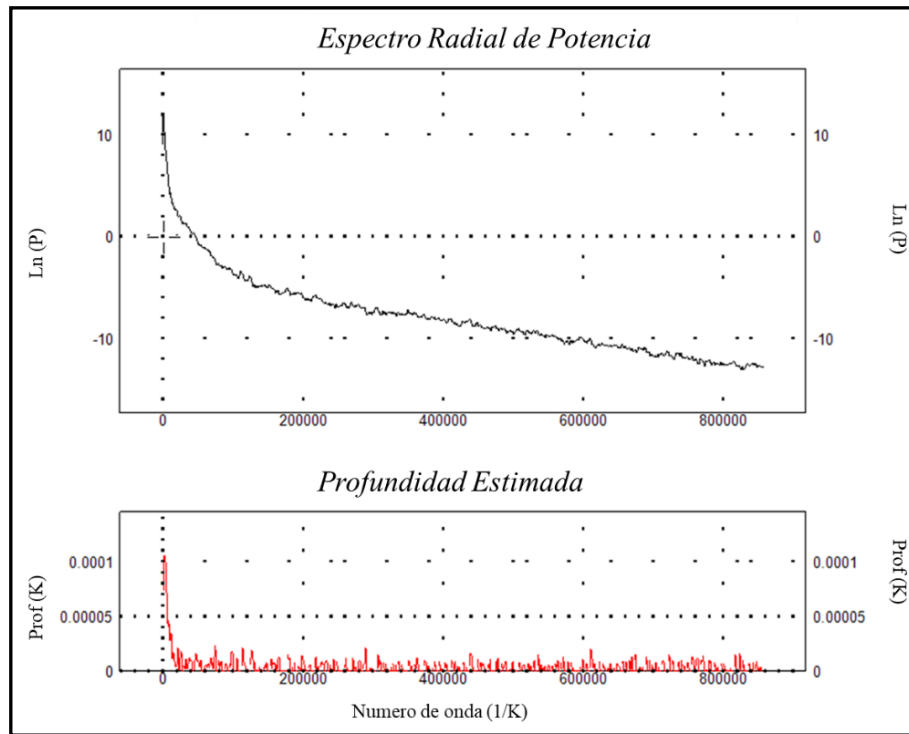


Figura 3.5. Espectro radial de potencia de la susceptibilidad magnética de los datos aeromagnéticos del Campo Cuichapa.

El mapa de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética se dividió en 4 ventanas de 40 x 40 km interés basamento (Figura 3.6.a), se calculó el espectro de potencia asignando un valor de profundidad en el centro de cada ventana. Luego, se hizo la división del mapa de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética en ventanas de 9 x 7 km para la columna sedimentaria y el resultado generó 63 ventanas (Figura 3.6.b). Con cada valor de profundidad obtenido a partir de los espectros de potencia se construyeron los mapas y/o superficies, los cuales correspondieron a las superficies de mayor contraste para dicha profundidad.

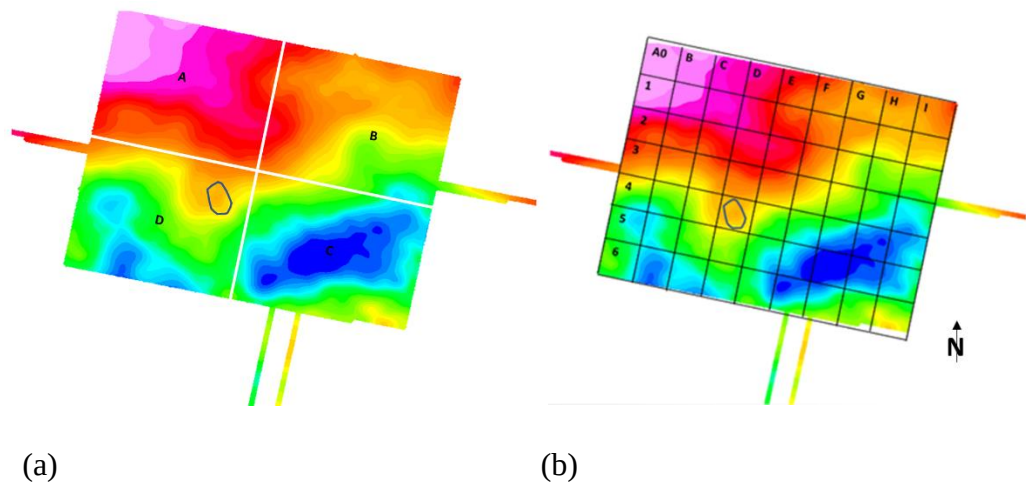


Figura 3.6. Los mapas de anomalía: (a) se dividieron en 4 ventanas de 40 x 40 km para el estudio de basamento (b) se dividieron en 63 ventanas de 7 x 9 km para el estudio de la secuencia sedimentaria (Letras y números indican la división de las ventanas. (Polígono en negro: área sísmica 3D del Campo Cuichapa).

3.3 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS

Se integro en perfiles sísmicos los mapas estructurales obtenidos de la sísmica con los mapas y/o superficies de máximo contraste de los espectros de potencia, de manera de modelar las estructuras obtenidas con la geología del área de estudio. De este estudio se logró seleccionar las superficies que mejor se acomodaban con la geología del campo y de la cuenca, superando las expectativas acerca de las estructuras del campo.

CAPITULO IV

RESULTADOS

4.1 Interpretación sísmica

El estudio se inició con el marco estructural del campo Cuichapa, para ello solo se interpretó las fallas de mayor dimensión, en su mayoría de tipo normal con una dirección preferencial NE – SO, cortando la secuencia sedimentaria desde el Jurásico al Plioceno. Una vez definidas las fallas, se definió el domo salino que llego a intrusonar parte de Oligoceno, plegando la columna sedimentaria y generando un anticlinal asimétrico con dirección NE-SO y buzamiento al SO que corresponde a la estructura principal del Campo Cuichapa.

Una vez definida el marco estructural del Campo, se realizó el trazado del horizonte sísmico correspondiente al Jurásico – Cretácico, el cual fue un reflector sísmico fácil de identificar en la parte central del cubo debido a su alta amplitud y frecuencia. Este reflector se interpretó por contrastes entre paquetes sísmicos ya que los pozos solo llegaron a perforar el Mioceno y en algunos casos el tope del Oligoceno (Figura 4.1).

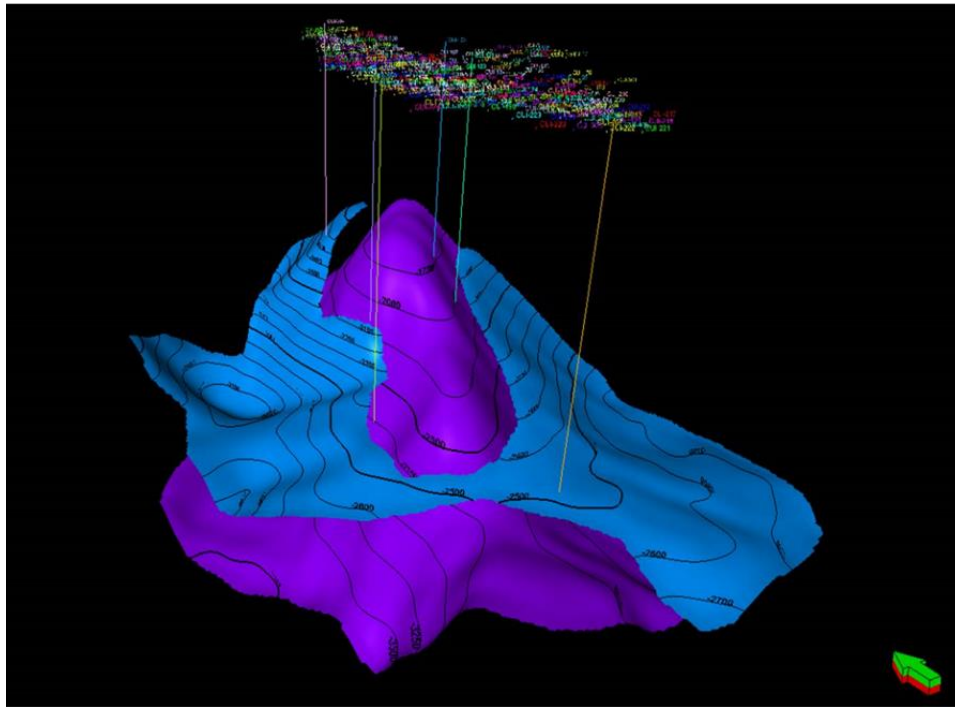


Figura 4.1. Superficie en profundidad del tope del Jurásico - Cretácico (azul) y domo salino (morado).
(Flecha en verde: Norte geográfico).

El siguiente horizonte definido fue el tope de la Formación Encanto de edad Mioceno, para ello se usaron los topes definidos por los pozos perforados. En este caso el reflector presento una señal sísmica de baja amplitud, con saltos verticales debido a las fallas, lo cual hizo más complejo seguirlo, pero manteniendo el espesor de la formación se logró interpretar el horizonte a lo largo de todo el cubo sísmico (Figura 4.2).

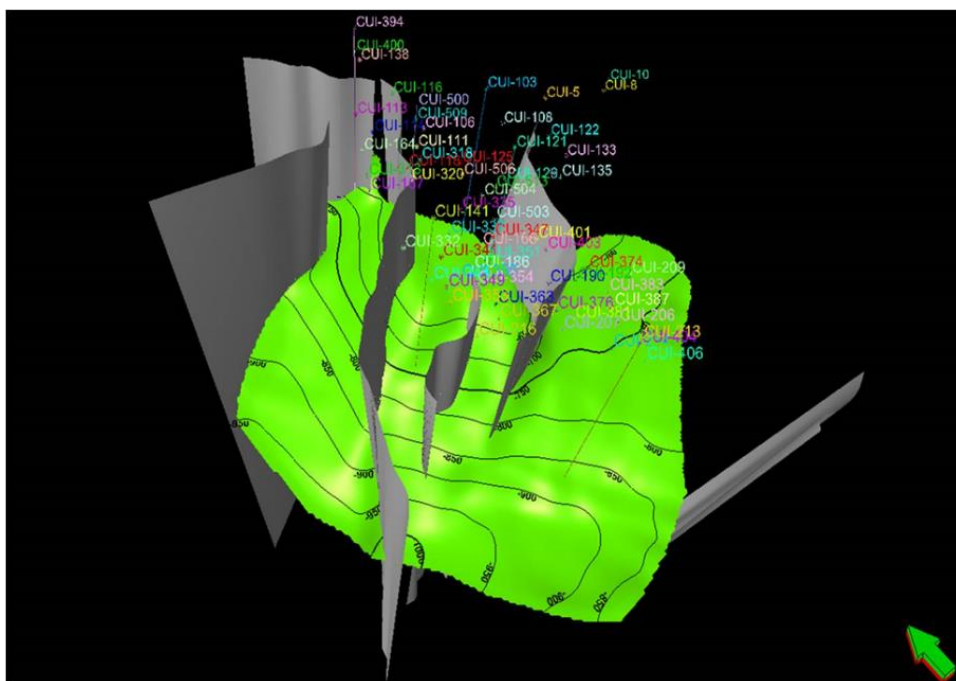


Figura 4.2. Superficie en profundidad de la Formación Encanto (verde) y las fallas (gris) que la cortan (Flecha en verde: Norte geográfico).

En las secciones sísmicas se observa el anticlinal que se formó por la intrusión salina, donde los horizontes interpretados se ubican a las siguientes profundidades: tope del Jurásico - Cretácico (1500 - 2900) m, domo salino (1750 - 3750) m y el tope de la Formación Encanto (600 – 1000) m. Entre el Jurásico y el Terciario se contabilizo 20 fallas, sin embargo, estas no se usaron en la integración con los datos potenciales debido a su menor dimensión (Figura 4.3 y Figura 4.4).

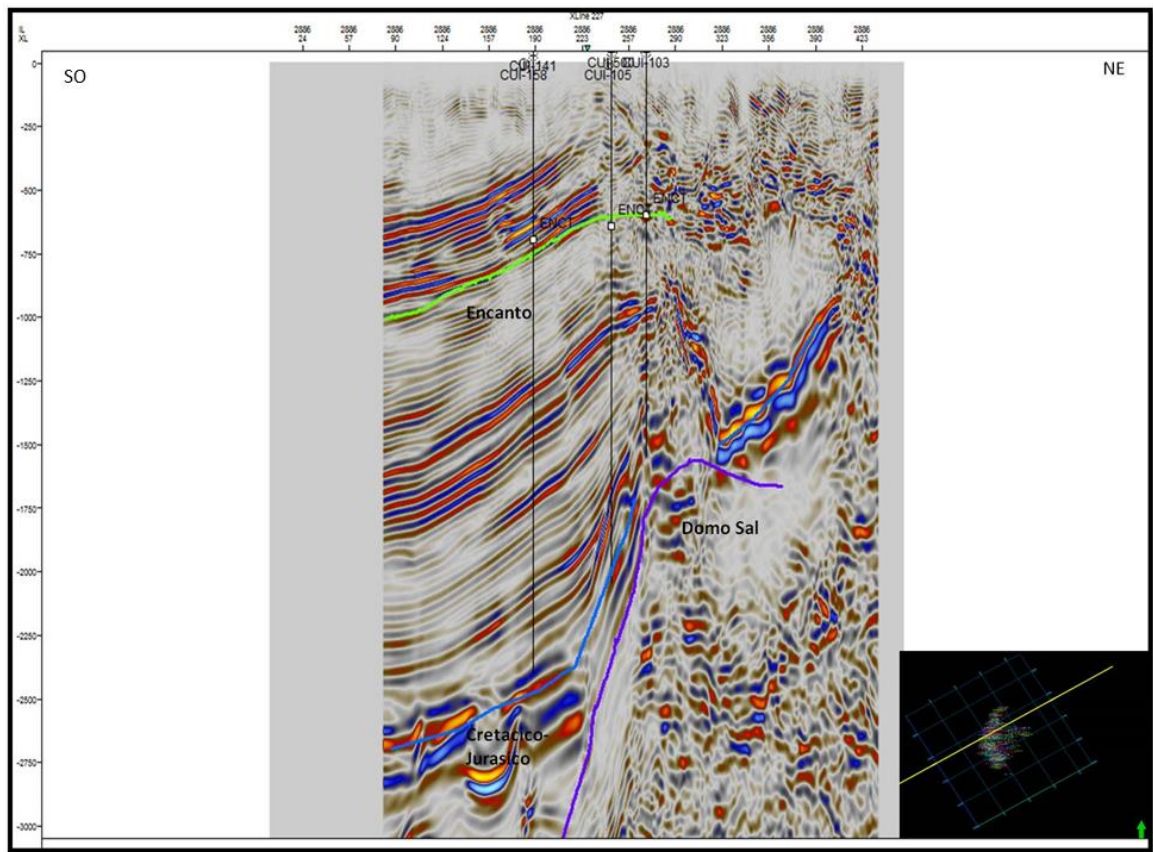


Figura 4.3. Sección sísmica en profundidad. Inline 2886 donde se observa la Formación Encanto (verde), el tope del Jurásico – Cretácico (azul) y el domo salino (morado).

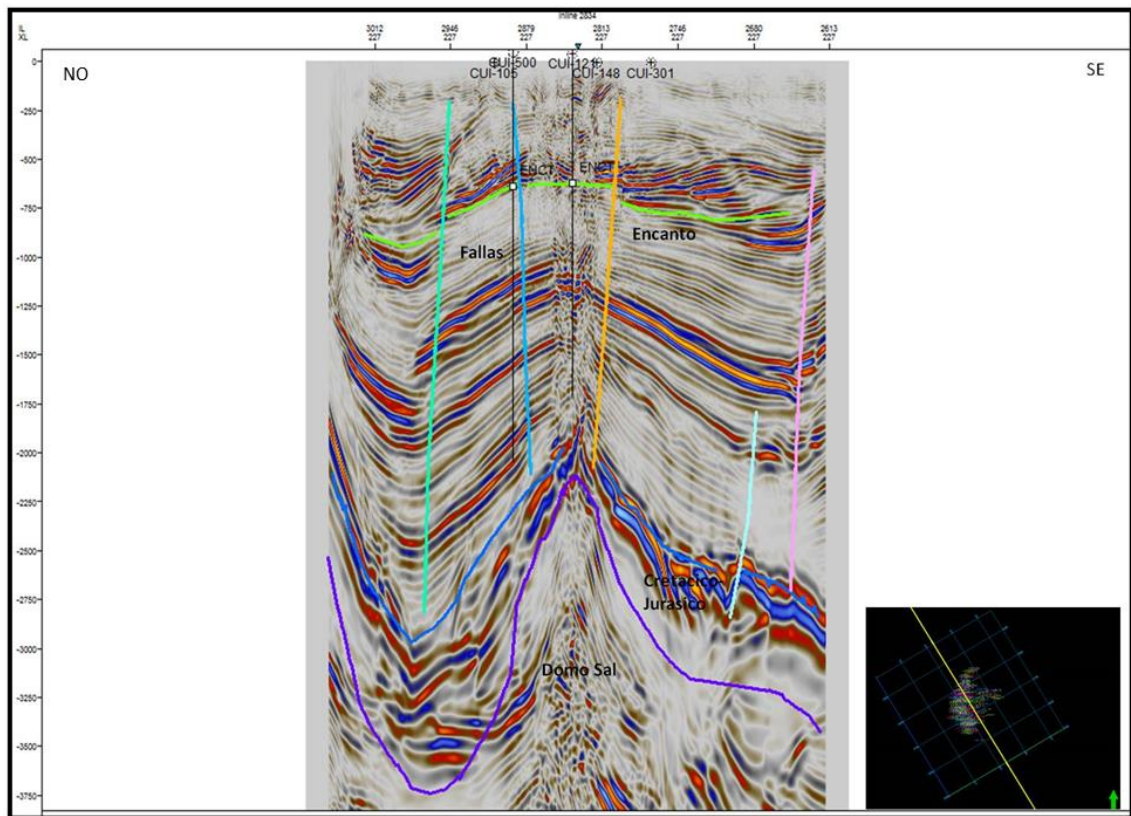


Figura 4.4. Sección sísmica en profundidad. Crossline 227 donde se observan las principales fallas la interpretación de la Formación Encanto (verde), el tope del Jurásico - Cretácico (azul) y el domo salino (morado).

4.2 Análisis de la Anomalías de Bouguer

La frecuencia modal para los datos fue entre 20 mGal a - 50 mGal (Figura 4.5), con una tendencia hacia el NO (por arriba del paralelo 2000000 N) de magnitudes de anomalías positivas, mientras que hacia el SE (por debajo del paralelo 2000000 N) las magnitudes fueron negativas. El mapa gravimétrico presento valores entre los (13 y - 47) mGal, que correspondía más a la lectura del anticlinal que a la intrusión salina, debido a la relación del tamaño de la estructura con respecto al contraste de densidad. La Anomalia de Bouguer tiene una dirección preferencial NE-SO, igual que el anticlinal interpretado en sísmica.

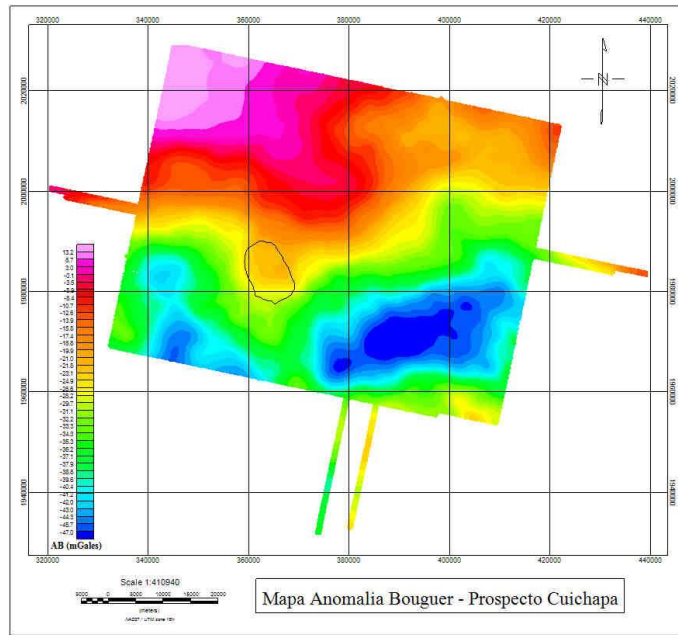


Figura 4.5. Mapa de la Anomalía de Bouguer del Prospector Cuichapa (Polígono en negro: área sísmica 3D del Campo Cuichapa).

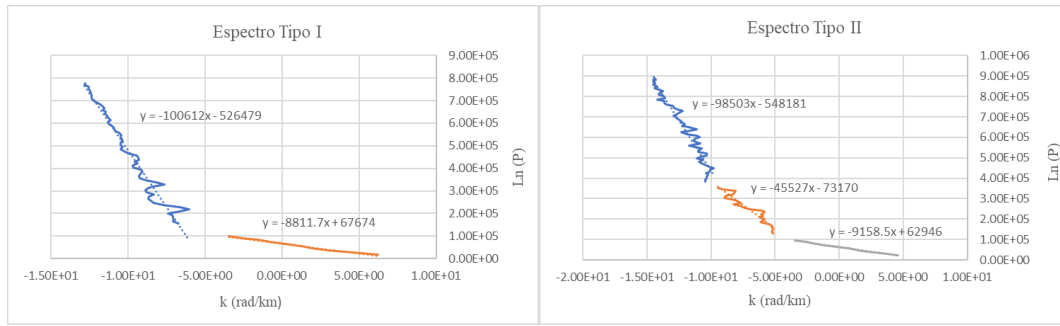
4.3 Espectros de potencia promediados radialmente de la Anomalía de Bouguer

Los resultados muestran dos tipos de espectros:

Espectro Tipo I: presenta dos contrastes de densidad.

Espectro Tipo II: presenta tres contrastes de densidad.

El Espectro Tipo I se obtiene en las ventanas 40 x 40 km para estudio del basamento y en el estudio de la columna sedimentaria dividida en 9 x 7 km (Figura 4.6.a). Mientras que el Espectro Tipo II se observa en el mapa de Anomalía de Bouguer y en 18 ventanas del estudio de la columna sedimentaria (Figura 4.6.b).



(a)

(b)

Figura 4.6. (a) Espectro Tipo I presenta dos contrastes de densidad (dos pendientes). (b) Espectro Tipo II presenta tres contrastes de densidad (tres pendientes).

La primera pendiente, correspondiente a la longitud de onda larga (señal de las fuentes profundas) fue asociada al basamento, ubicada entre los (6000 - 10000) m, con un número de onda por debajo de $k = -3,5$ rad/km. La segunda pendiente asociada a la longitud de onda intermedia (señal de las fuentes intermedias) se le dio el nombre de Superficie II, entre los (1000 - 4000) m de profundidad, con un número de onda entre $-3,5$ rad/km y $2,5$ rad/km (Figura 4.7). La tercera pendiente que representa a la longitud de onda corta (señal de las fuentes someras) denominada Superficie I, se ubicó entre los (400 - 1700) m, con un numero de onda de $2,5$ rad/km y 9 rad/km.

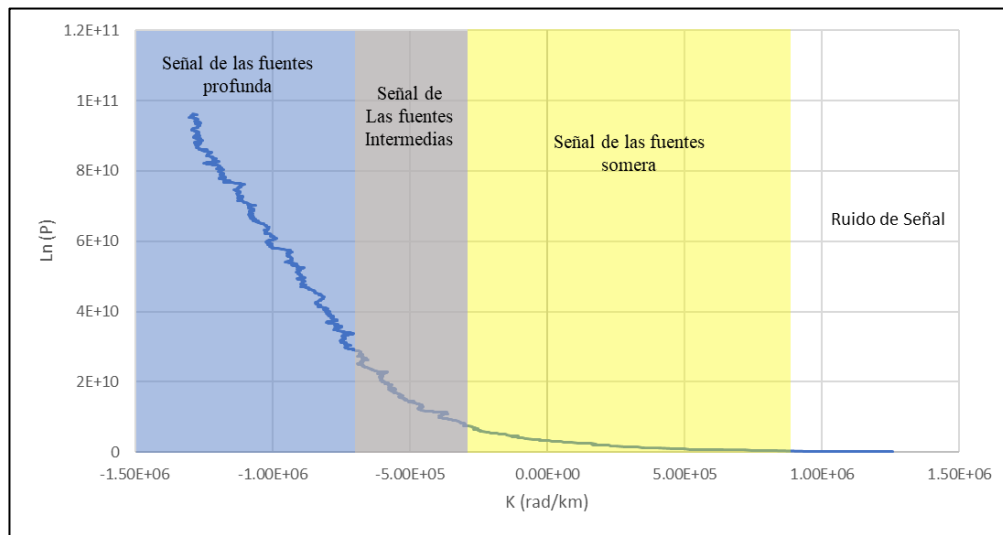


Figura 4.7. Espectro radial de potencia de los datos gravimétricos. Longitud de onda larga (Azul): Basamento; Longitud de onda intermedia (gris): Superficie II; Longitud de onda corta (amarillo): Superficie I.

4.4 Mapa de profundidad del basamento y columna sedimentaria de los espectros de potencia (datos aerogravimétricos)

De los resultados obtenidos en los espectros de potencia se generó el mapa del basamento, éste presenta un rango entre (6200 – 9700) m de profundidad, con una orientación preferencial de NE-SO, tendencia que se mantiene a lo largo de la Cuenca Salina del Istmo.

El basamento presenta forma de semi-graben con diferentes niveles de profundidad, semejantes al escenario de apertura de Rift, característico de las Cuencas de tipo Atlántico donde se dan los márgenes con Tectónica de Sal. El basamento del Campo Cuichapa esta sobre un alto estructural (Figura 4.8), que por sismica fue difícil seguirlo o interpretarlo debido a la baja señal; esto sucede porque la sismica ilumina y/o resalta el área del yacimiento, perdiendo amplitud y frecuencia a mayor profundidad.

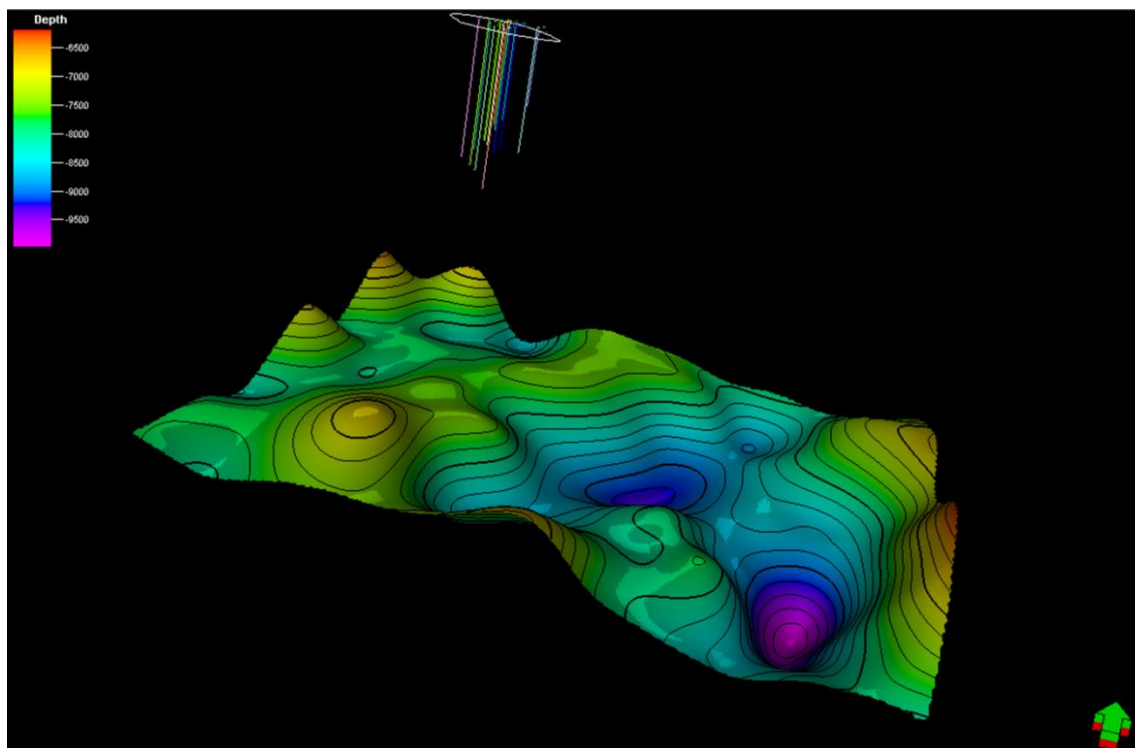


Figura 4.8. Mapa 3D del basamento obtenido del espectro de potencia de los datos aerogravimetricos (Polígono en blanco: Campo Cuichapa. Flecha en verde: Norte geográfico).

La Superficie II solo se observó en 18 ventanas de 63, abarca un rango de profundidad entre (940 – 4400) m, con dos altos locales, posiblemente producto de la interpolación de los pocos puntos de información que, a la verdadera estructura presente, aunque la superficie debe corresponder a un contraste geológico no se logró correlacionar o identificar con la geología del campo. Aunque suponemos que puede corresponder alguna interfase ya que cuando observamos el área donde mayores puntos se registraron, ajustaba con un reflector sísmico continuo de amplitud fuerte que en sísmica no fue interpretado y tampoco tiene asignado un tope geológico.

La Superficie I se registró en las 63 ventanas de estudio, con un rango (400 – 1700) m de profundidad, este presenta una estructura definida con varios altos y bajos locales, producto de una serie de anticlinales y sinclinales debido a las intrusiones salinas del Jurásico a lo largo de la Cuenca Salina del Istmo (Figura 4.9).

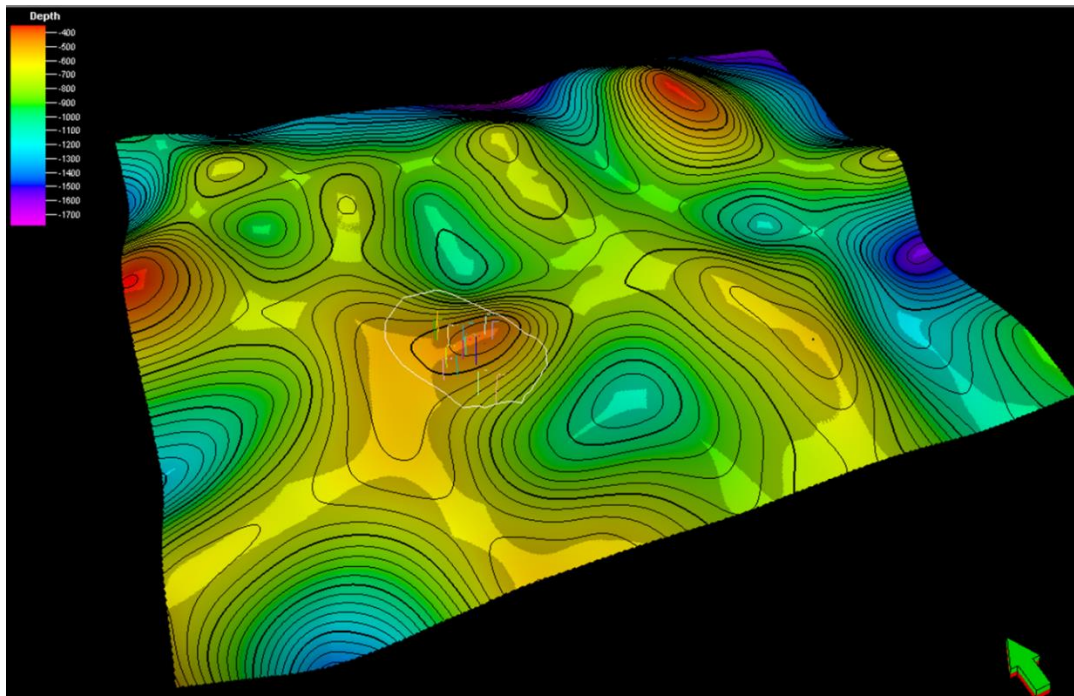


Figura 4.9. Mapa 3D de la Superficie I obtenido del espectro de potencia de los datos aerogravimetricos (Polígono en blanco: Campo Cuichapa. Flecha en verde: Norte geográfico).

4.5 Análisis del mapa de Intensidad Magnética Total

El mapa de intensidad magnética total presenta un intervalo de (40860 – 40970) nanotesla (Figura 4.10), la estructura observada presenta una tendencia NE – SO, donde a partir de la Longitud 380000 O se puede separar en dos eventos, hacia el NE valores con menor intensidad magnética entre (40920 - 40660) nT y hacia el SO valores de mayor intensidad magnética entre (409300 – 40970) nT; área donde se ubica el Campo Cuichapa.

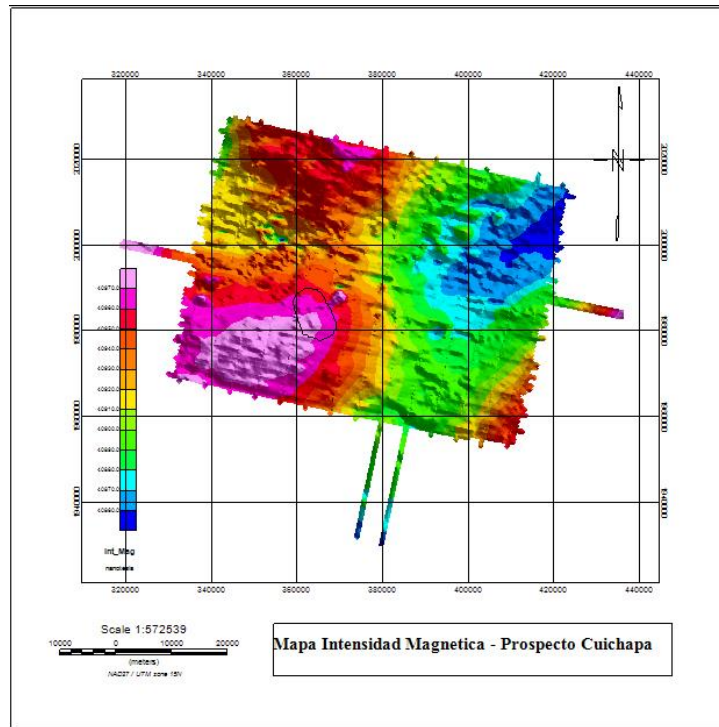


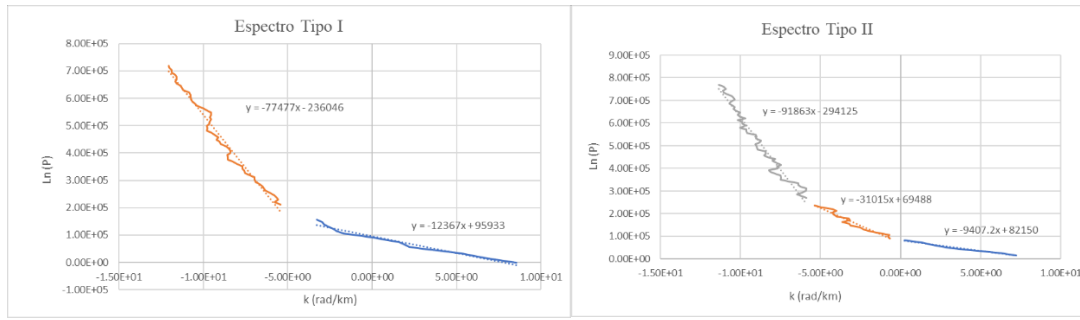
Figura 4.10. Mapa de Intensidad Magnética del Prospecto Cuichapa (polígono en negro: área sísmica 3D del Campo Cuichapa).

4.6 Espectros de potencia promediados radialmente de la Intensidad Magnética Total

Al igual que en la respuesta obtenida con los datos gravimétricos, los espectros de potencia muestran dos tipos de espectros:

Espectro Tipo I: presenta dos contrastes de intensidad magnética y se obtiene en las ventanas para el estudio del basamento y en el estudio de la columna sedimentaria (Figura 4.11.a).

Espectro Tipo II: da tres contrastes de intensidad que se observa en el mapa de Intensidad Magnética Total y en 28 ventanas del estudio de la columna sedimentaria (Figura 4.11.b).



(a)

(b)

Figura 4.11. (a) Espectro Tipo I presenta dos contrastes de intensidad magnética (dos pendientes). (b) Espectro Tipo II presenta tres contrastes de intensidad (tres pendientes).

La longitud de onda larga se le asignó al basamento y se ubicó entre los (5500 - 15000) m con un número de onda por debajo de $k = -4$ rad/km. La longitud de onda intermedia se le llamó Superficie II y estuvo entre los (1600 - 5800) m de profundidad, con un número de onda entre -5 rad/km y 1 rad/km (Figura 4.12). Mientras que la longitud de onda corta se le nombro Superficie I, a una profundidad entre los (500 - 1500) m, con un numero de onda de 1 rad/km y 12,5 rad/km.

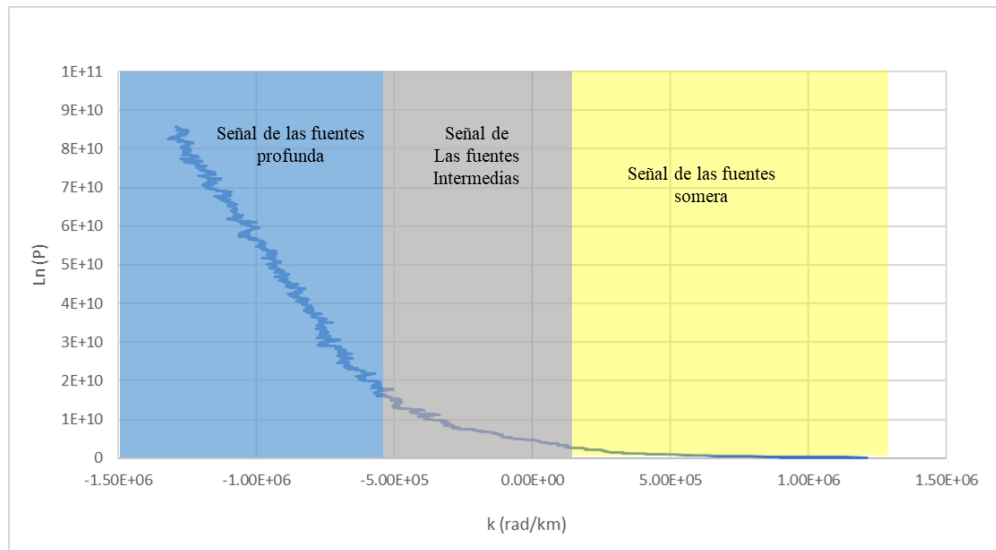


Figura 4.12. Espectro radial de potencia de los datos magnéticos. Longitud de onda larga (Azul): basamento; Longitud de onda intermedia (gris): Superficie II; Longitud de onda corta (amarillo): Superficie I.

4.7 Mapas de profundidad de basamento y columna sedimentaria de los espectros de potencia (datos aeromagnéticos)

La Superficie I fue registrada en las 63 ventanas de estudio en un rango de profundidad de (500 – 1500) m, aunque corresponde a un contraste geológico, no se correlaciona con la estructura del campo, por eso no fue tomada en cuenta como resultado.

La Superficie II se obtuvo en 28 ventanas, con una profundidad entre (1600 – 5800) m, con dos bajos locales bastante profundos que fueron asignadas a intrusiones salinas debido a que es la característica principal en la geología de la zona; la sal al ser diamagnética contrasta con la baja respuesta magnética del material que conforma la columna sedimentaria (Figura 4.13). Si bien es cierto que ambos materiales poseen una respuesta magnética de muy baja a nula, la columna sedimentaria debe preservar material que, aunque estén alterados por diagénesis y/o transformación de la roca, poseen respuesta magnética proveniente de la roca fuente (ígnea-metamórfica) y debe de contrastar con el material homogéneo de la sal.

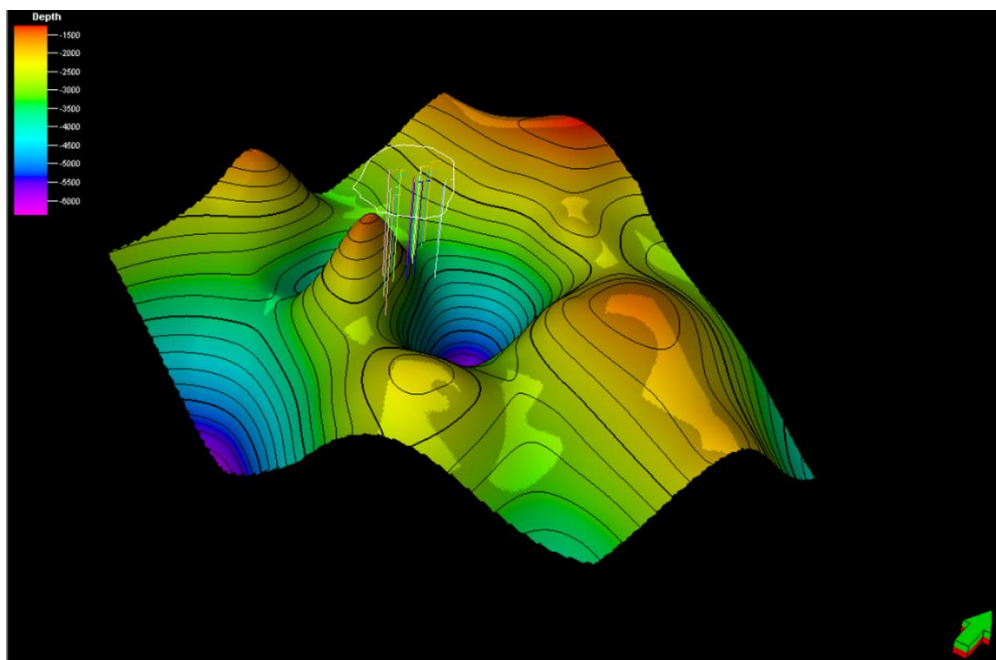


Figura 4.13. Mapa 3D de la Superficie II obtenido del espectro de potencia de los datos aeromagnéticos (Polígono en blanco: Campo Cuichapa. Flecha en verde: Norte geográfico).

El basamento se ubicó a una profundidad de (5500 – 12600) m, sin registrar una estructura definida con respecto a la geología de la Cuenca, ocasionando varias interrogantes dadas las buenas condiciones del método magnético para detectar basamentos ígneos metamórficos. Si, por el contrario, con los datos gravimétricos se logró obtener una respuesta del basamento tipo semi graben coherente con la geología de las cuencas con tectónica salina, entonces se determinó que el basamento es calcáreo y no ígneo metamórfico como se consigue una gran variedad de estudios en la Cuenca Salino del Istmo.

Se planteo, si el basamento es calcáreo se debe conseguir en la literatura la existencia de este tipo de basamento en zonas cercanas al área de estudio. Weber B et. al., en el 2001 publica: “La Unidad Sepultura es la primera evidencia de la existencia de un basamento metasedimentaio en el centro del Macizo de Chiapas – México (Figura 4.14). Los protolitos de la secuencia metasedimentaria pudieron ser de origen lutitico, lutitas arenosas, margas y calizas arcillosas. Esta Unidad presenta condiciones metamórficas de alta temperatura y baja presión indicando claramente un evento metamórfico muy distinto al metamorfismo granulitico de corteza profunda; esto sugiere que no hay una continuación de las características del basamento metamórfico en el sur del terreno Maya. Hasta la fecha no se puede determinar si la Unidad La Sepultura y el basamento del Macizo de Chiapas son correlacionables con algún otro basamento metamórfico de otros terrenos tectonoestratigraficos del Sur de México, o si se trata de un basamento distinto, posiblemente Pan-Africano, como lo indican los resultados geocronológicos preliminares”.

Si las condiciones geológicas anteriores no corresponden con las condiciones del área de estudio, ¿en qué otras condiciones geológicas se da la presencia de basamentos calcáreos? Ballivian C publica en el 2015 (Argentina): ‘la existencia de basamentos calcáreos a partir de la presencia de aguas magmáticas o procesos hidrotermales que se cuean a través de la roca ígneo - metamórfica y permiten la presencia de minerales sedimentario. La acción de fluidos de diferente origen vinculados a procesos geológicos y geoquímicos de distinta naturaleza y edad.

Posiblemente depósitos tipos skarn que se define como una roca o zona metamorfozada alrededor de una intrusión ígnea que se caracteriza por consistir en una roca carbonatada con minerales producto de metasomatismo; en un ambiente de metamorfismo de contacto con roca de caja de carbonatos”. Acción que no se descarta debido a la influencia de cadenas volcánicas como son la Faja Volcánica Transmexicana y el Macizo volcánico Los Tuxtlas en Veracruz que pudieron alterar las condiciones del basamento en las Cuencas del Sureste de México (Figura 4.14).



Figura 4.14. Provincias geológicas de México. Ubicación del Campo Cuichapa y su cercanía con el Macizo de Chiapas, el volcán de los Tuxtlas y la Faja volcánica Transmexicana [Rodríguez (s.f)].

¿Existe estudios acerca de la presencia de una apertura de Rift con basamento calcáreo en México? Según Ramírez J.A. (2000) en el Complejo intrusivo El Picacho en Tamaulipas, corresponde al primer afloramiento comprobado de carbonatitas en México producto de una fase hidrotermal proveniente de fluidos de un magma carbonatico. Estos intrusivos conforman la denominada Provincia Mexicana Alcalina

Oriental (PMAO) que se encuentran en el este y noreste de México, su origen sigue aun en discusión ya que se consideran como producto de un sistema de rifting continental, posiblemente como una extensión de Rift del Rio Grande que abarca desde Texas en Estados Unidos hasta Veracruz en México. La existencia de este propuesto rift no es avalada por evidencias de campo. Sin embargo, se considera que hay una alta probabilidad de su existencia.

4.8 INTEGRACION DE RESULTADOS

4.8.1 Perfiles del basamento y columna sedimentaria

Una vez obtenido los mapas del Basamento Calcáreo y de las Superficie I y II a partir de los espectros radiales de potencia, se compararon con la interpretación previa de la sísmica 3D del Campo Cuichapa. Hubo diferencias en la magnitud de los mapas debido a que los datos potenciales cubrían más extensión que los datos sísmicos.

Para los perfiles se tomó cuatro (4) líneas sísmicas, dos (2) Inline y dos (2) Crossline para observar el comportamiento sísmico del posible reflector del basamento con la superficie del basamento obtenida del espectro de potencia (dato gravimétrico) del Campo Cuichapa.

Los Inline con orientación NE-SO, presentaron pérdida de frecuencia en la señal sísmica a partir de los 3000 m de profundidad, la amplitud fue baja y el reflector no fue fácil de seguir e interpretar, sin embargo, se pudo ver una relación entre la señal sísmica y la superficie de basamento, algo desfasada en profundidad, pero con forma similar (Figura 4.15). A medida que avanzamos en los Inline en dirección NO la señal sísmica del basamento se perdió y no se logró observar tendencias (Figura 4.16).

La Superficie II (datos magnéticos) definió el contraste de la sal no magnética con respecto a la litología y una vez comparado con la interpretación sísmica, se observó que calzaba con la superficie del domo salino (Figura 4.15). Al avanzar en los Inline en dirección NO existió un desfase lateral entre la señal magnética y el domo salino de la sísmica (Figura 4.16).

Para el caso de la Formación Encanto (interpretado en sísmica), comparado con la Superficie I (dato gravimétrico), ambas presentaron la misma tendencia a lo largo del área y denotaron la secuencia del anticlinal, solo hubo un desfase de profundidad de 200 m, (Figura 4.15 y Figura 4.16).

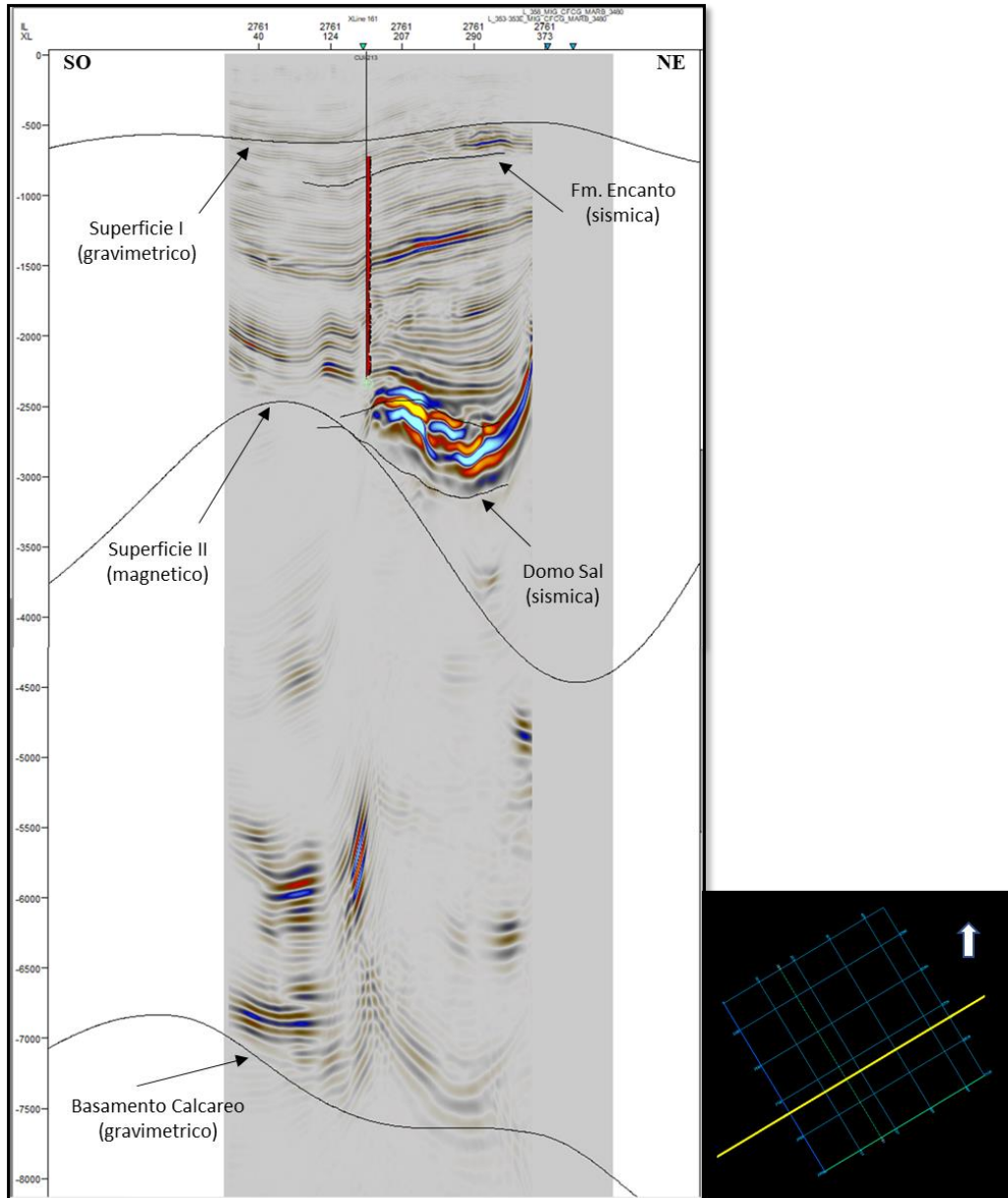


Figura 4.15. Inline 2761 de la sísmica 3D donde se muestran los horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del basamento calcáreo obtenido de la gravimetría.

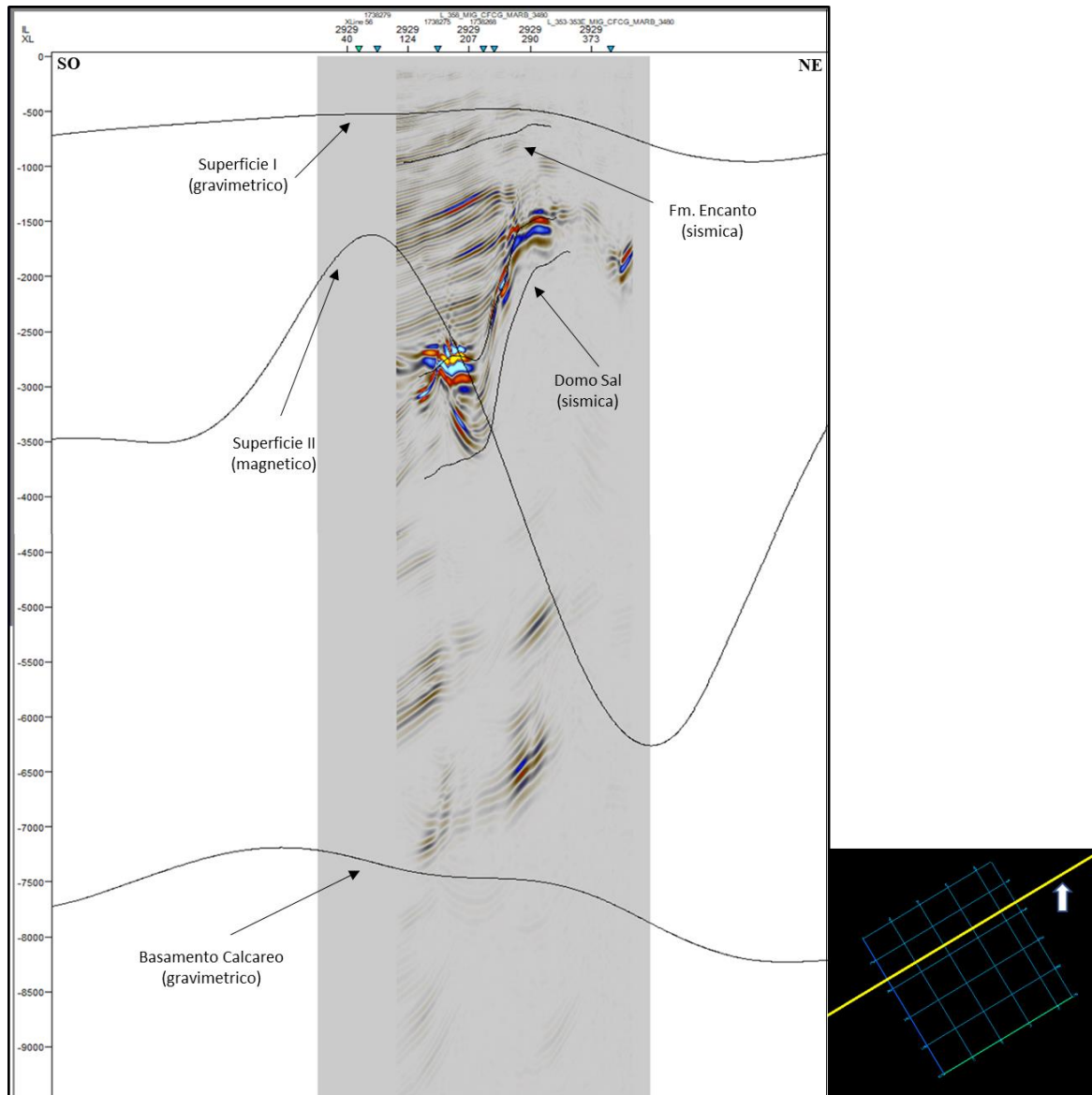


Figura 4.16. Inline 2929 de la sísmica 3D donde se muestran los horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del basamento calcáreo obtenido de la gravimetría.

En los Crossline con orientación NO-SE, se observó que el basamento en el Campo Cuichapa correspondía a un alto local. En el caso de la intrusión del domo salino si se observó proyecciones contrarias entre la interpretación sísmica y la Superficie II (datos gravimétricos) a medida que avanzábamos en dirección SO de los Crossline (Figura 4.17 y Figura 4.18); caso que no ocurrió en la dirección de los Inline.

El comportamiento de sal en los datos magnéticos arrojó una respuesta contraria a la sísmica. Mientras que por sísmica correspondía a una intrusión en forma de cresta, con el magnético formó un valle (Figura 4.19). Nos planteamos que el desfase lateral entre la respuesta de la sísmica y el dato magnético se debió a que:

- (a) La señal sísmica es alterada por el efecto de la sal;
- (b) Aunque asumimos que el efecto diamagnético de la sal contrastó con la débil señal magnética de los sedimentos generando una respuesta geológica, la Superficie II no necesariamente debe modelar la presencia del domo salino.

La Formación Encanto (interpretación sísmica) mostró la misma tendencia que la Superficie I (dato gravimétrico) separados algunos metros en profundidad (alrededor 200 m) pero llevando la misma tendencia de la estructura del anticlinal (Figura 4.17 y Figura 4.18).

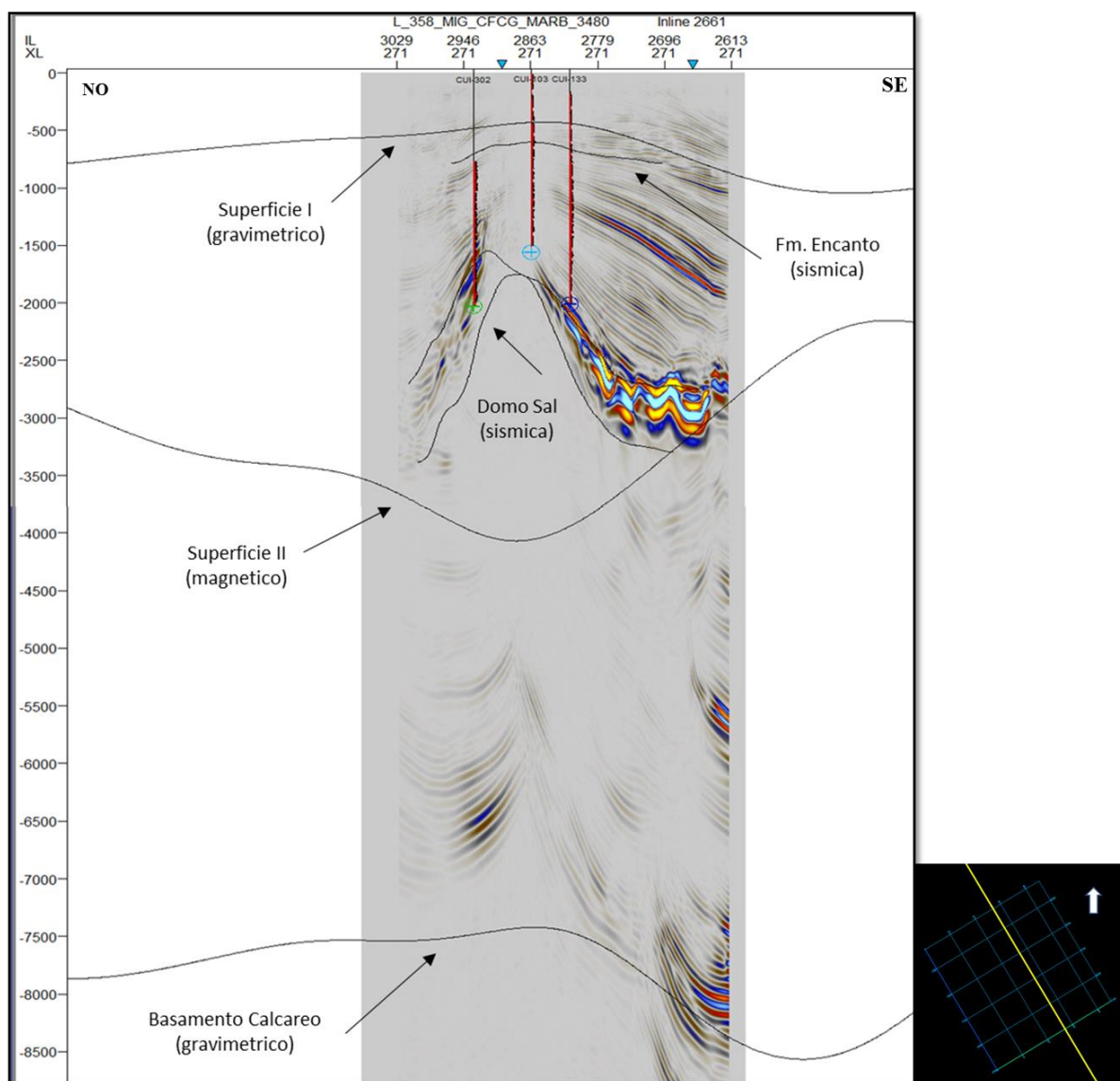


Figura 4.17. Crossline 271 de la sísmica 3D donde se muestran los horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del basamento calcáreo obtenido de la gravimetría.

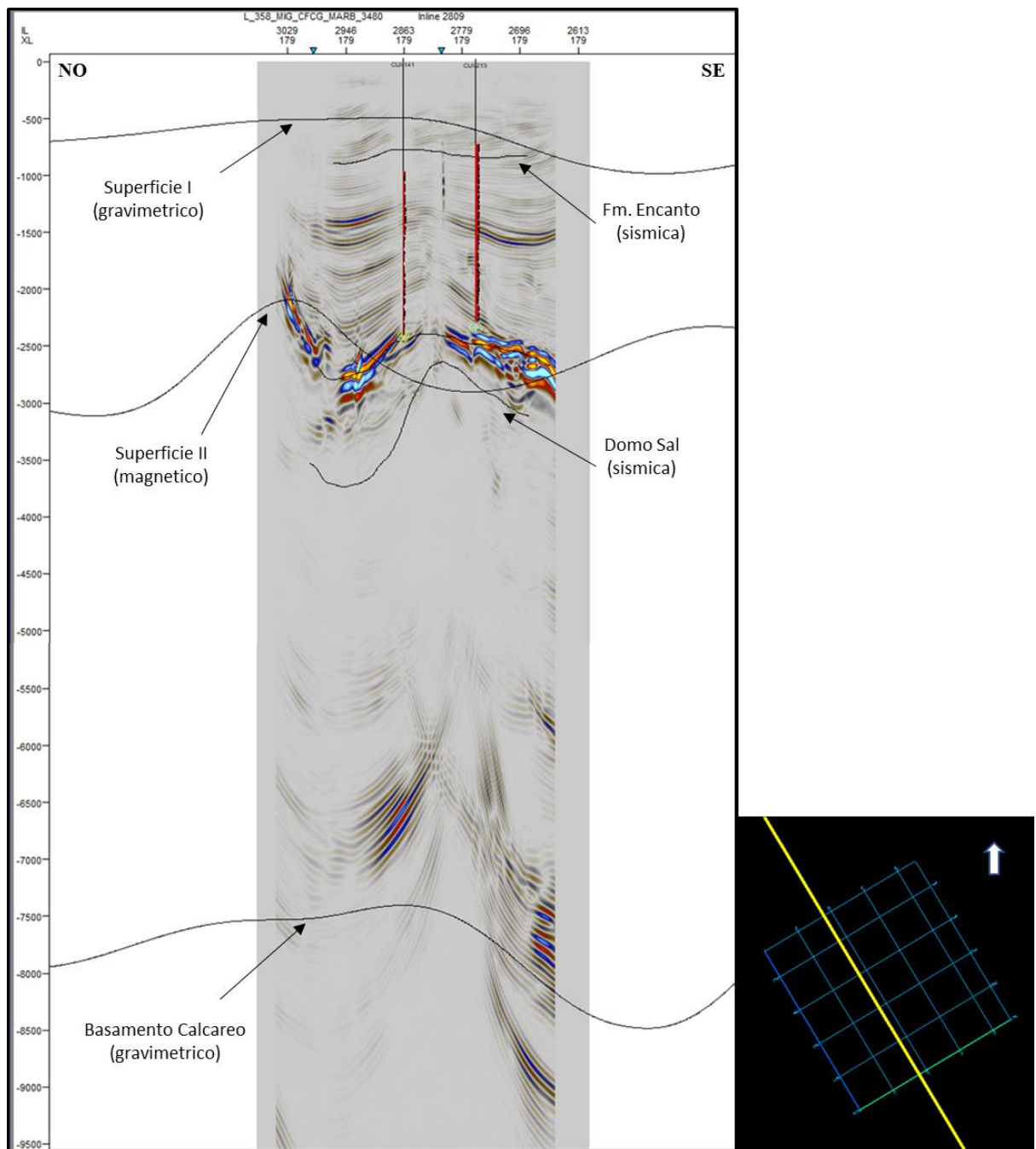


Figura 4.18. Crossline 179 de la sísmica 3D donde se muestran los horizontes interpretados (Fm. Encanto y domo salino) con las superficies obtenidas de los datos potenciales (Superficie I y Superficie II). Para el basamento se observa la tendencia del reflector sísmico con la superficie del basamento calcáreo obtenido de la gravimetría.

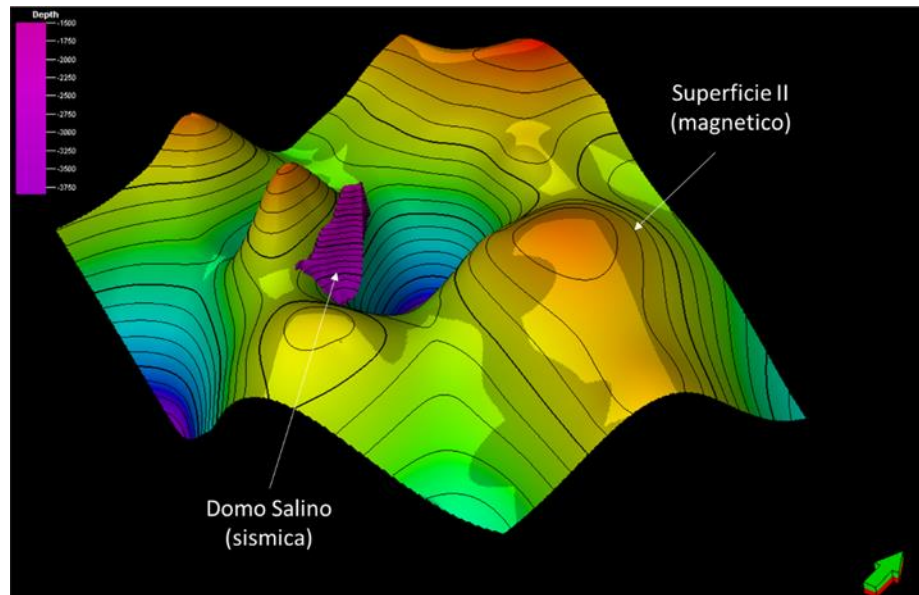


Figura 4.19. Vista 3D del domo salino interpretado por sísmica y la Superficie II de los datos magnéticos. (Flecha en verde: Norte geográfico).

Sin duda, la diferencia que existe entre la Superficie I y II obtenidas de los espectros de potencia con respecto a los horizontes interpretados por sísmicas (Formación Encanto y domo salino) puede deberse a varias causas:

- (a) los datos gravimétricos y magnéticos permiten mejor resolución en litologías que corresponden a superficies de máximo contraste.
- (b) En la sísmica hay que considerar el efecto espejo que produce la sal en la señal sísmica, afectando no solo el área de la intrusión salina sino también las zonas donde pudo migrar la sal a través de las fallas, alterando la verdadera posición de los horizontes interpretados.
- (c) Los desfases entre los resultados de cada método geofísico pueden ser producto de las diferencias en las escalas de los levantamientos magnético-gravimétrico

con la sísmica, así como la relación de escalas entre las estructuras geológicas como es el caso del anticlinal vs la intrusión salina.

Finalmente, los resultados obtenidos se consideraron de gran valor geológico para el Campo Cuichapa, ampliando la visión acerca de la extensión de las estructuras, los posibles aportes sedimentarios y sus litologías, agregando además información valiosa a los campos vecinos que solo cuentan con sísmica 2D. La integración de varios métodos geofísicos permitió definir la geometría de un Basamento Calcáreo a diferencia del basamento ígneo-metamórfico existente en la literatura a lo largo de la Cuenca Salina del Istmo. La magnitud de las secuencias de anticlinales y sinclinales producto de las intrusiones salinas a lo largo de la cuenca, así como la posible extensión del domo salino que afectó al Campo Cuichapa (Figura 4.20).

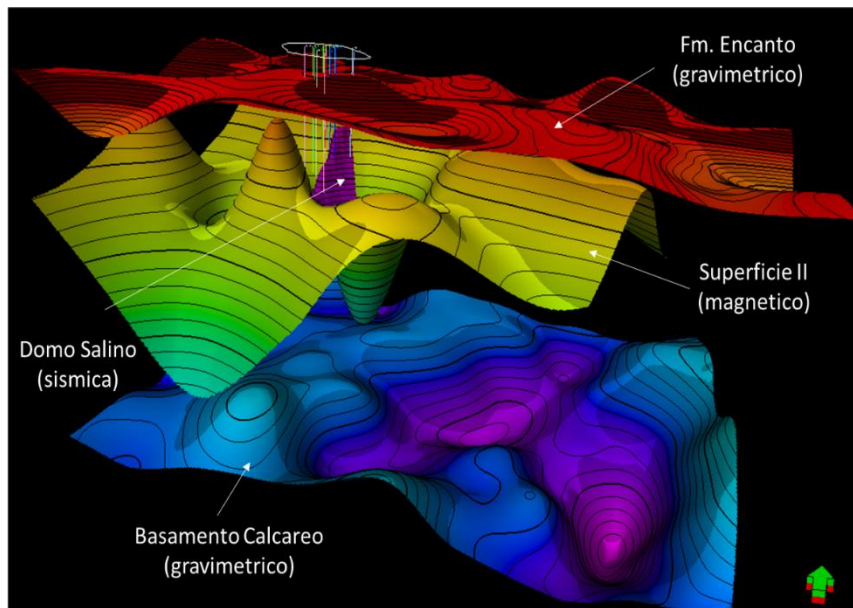


Figura 4.20. Vista 3D de las principales estructuras del Campo Cuichapa. (Polígono en blanco: Campo Cuichapa. Flecha en verde: Norte geográfico).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El marco estructural del Campo Cuichapa se definió a través de la interpretación sísmica como un anticlinal asimétrico de dirección NE-SO y buzamiento al SO, formado por la intrusión salina ubicada a una profundidad de (1750 – 3750) m que corto parte de la secuencia sedimentaria del Oligoceno. Los horizontes de interés se ubicaron en la Formación Encanto del Mioceno a una profundidad de (600 - 1000) m, y el tope del Jurásico - Cretácico ubicado a una profundidad de (1500 – 2900) m.

De los espectros de potencia de la Anomalía de Bouguer y de la Intensidad Magnética se obtuvo tres (3) interfases para cada método potencial; seleccionando solo las superficies de mayor contraste y que correlacionaron con la geología de la zona. Para el intervalo de longitud de onda más larga (gravimétrico), se le atribuyó al basamento ubicado a una profundidad entre los (6200 – 9700) m. Luego la longitud de onda intermedia (magnético), se le asignó el nombre de Superficie II, con una profundidad entre (1600 - 5800) m. Para la longitud de onda más corta (gravimétrico), se nombró Superficie I, comprendida entre los (400 - 1700) m de profundidad.

El basamento registrado con los datos magnéticos no aportó una estructura definida con respecto a la geología de la Cuenca, ocasionando varias interrogantes dadas las buenas condiciones del método magnético para detectar basamentos ígneos-metamórficos. Por el contrario, con los datos gravimétricos se logró obtener una respuesta de un basamento tipo semi-graben coherente con la geología de las cuencas con tectónica salina, determinando que el basamento es calcáreo y no ígneo-metamórfico como se consigue una gran variedad de estudios en la Cuenca Salina del Istmo.

El basamento gravimétrico tiene una orientación NE-SO, presenta forma de semi-graben, con diferentes niveles de profundidad, semejantes al escenario de apertura de Rift, característico de las Cuencas de tipo Atlántico donde se dan los márgenes con Tectónica de Sal, esta tendencia se observa a lo largo del Golfo de México y el Campo Cuichapa se ubica en un alto estructural del basamento.

Aunque asumimos que el efecto diamagnético de la sal contrastó con la débil señal magnética de los sedimentos generando una respuesta geológica, la Superficie II (dato magnético) no necesariamente debe modelar la presencia del domo salino.

Para el caso de la Formación Encanto (sísmica), comparado con la Superficie I (gravimétrico), ambos presentaron la misma tendencia a lo largo del área y denotaron la secuencia del anticlinal, hubo un desfase en profundidad de solo doscientos metros (200 m). Como la extensión de la Superficie I fue mayor a la obtenida con la sísmica; se logró mostrar las secuencias de anticlinales y sinclinales en la Cuenca debido a las intrusiones salinas del Jurásico.

La diferencia que existió entre los datos potenciales con respecto a los datos sísmicos pudo deberse a la relación de escalas entre los levantamientos geofísicos y la relación entre las estructuras geológicas, así como la complejidad que representa los campos con presencia de sal y con poco contraste litológico.

Como recomendación se propone ampliar el área de estudio hacia los campos vecinos para darle continuidad a las estructuras tanto para delimitar la extensión de los cuerpos salinos y la magnitud de los anticlinales y sinclinales.

También se propone considerar para las próximas adquisiciones de datos, varios levantamientos geofísicos en conjunto, de manera de tener mayor control en las escalas y con ello lograr iluminar el objetivo que mejor precise cada método.

Por último, tomar en consideración estudios integrados para discernir con mayor precisión el tipo de basamento a lo largo de las Cuencas del Sureste de México, información de gran valor a nivel regional.

BIBLIOGRAFIA

- Álvarez, M. (1950). Síntesis geológica de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, Petróleo Mexicanos, Boletín AMGP, Vol. II, No. 7.
- Andraca, H. (1997). Geología del subsuelo y método de explotación del azufre del domo Jáltipan, Edo. de Veracruz en el lote número 14, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. p. 19-60.
- Anónimo (s.f) Modulo 3, Cuencas petrolíferas del México. Cuencas del sureste de México: Salina del Istmo, Comalcalco, Pilar de Akal, Macuspana. PEMEX Exploración y Producción. IMP Instituto Mexicano de Petróleo.
- Anónimo (2010). Cuencas del Sureste de México: Salina del Istmo, Comalcalco, Pilar de Akal, Macuspana. WEC México 2010. Schlumberger.
- Arche A. (2010). Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid. Capitulo XV, pag 741-746.
- Atlas Cuencas del Sureste Aguas Someras (2014). Síntesis Geológico Petrolero. CNH Comisión Nacional de Hidrocarburos.
- Atlas del Estudio Regional Cuenca Salina del Istmo (2006). Modelo Geológico Regional, Identificación y Documentación de Oportunidades. Proyecto Cuenca Salina, PEMEX Exploración y Producción.
- Atlas Geológico Cuencas del Sureste - Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas (s.f). CNH Comisión Nacional de Hidrocarburo. CDMX. www.rondasmexico.gob.mx
- Ballivian C., Lanfranchini M., Barrio R. (2015). Procesos Metamórficos y Metasomáticos en el Skarn Loma Marcelo, Basamento Neoproterozoico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72 (3): 404 – 418.

- Camargo Z.A. y Quezada M.J. (1991). Análisis geológico - económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras, *Petróleos Mexicanos*, Bol. AMGP, Vol. XLI, No. 2, p. 1-32
- Canseco E. (1982). Contribución al estudio de las rocas y sedimentos micénicos de la región sur de la Cuenca Salina del Istmo, ESIA, IPN. p. 24-85.
- Cárdenas J.G., Sosa A. y Lara C. (2006). Estudio de Plays en las Cuencas Terciarias del Sureste de México. Coordinación de Geología Regional y Plays establecidos, PEMEX - Activo Regional de Exploración Región Sur.
- CNH (2015). Resumen Ejecutivo Campo Cuichapa Poniente. Comisión Nacional de Hidrocarburo. México.
- COMESA (2011). Informe Sismológico Final. Levantamiento Sismológico: Tepetate NW-El Plan-Los Soldados 3D. Compañía Mexicana de Exploraciones. PEMEX.
- Contreras H. y Sansores E. (1953). Geología del domo salino de “El Rosario” en el estado de Tabasco y sus posibilidades petrolíferas, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Boletín AMGP, Vol. 5, p. 57-74.
- Cruzado G., Crisólogo M. (2009). Estudio de Geología. Gobierno Regional de Cajamarca. Gerencia Regional de Planeamiento, Presupuesto y Acondicionamiento Territorial.
- Gibson J.B. (1936). Estratigrafía y tectónica de la zona costera del Golfo de México, *Boletín Aso. Mex. Geol. Petrol.*, Vol. 5, p. 274-276.
- Granja J. L. y Carbó A. (2005). Análisis de Mapas de Anomalías Gravimétricas en el Borde NE de la Placa Caribe. Grupo de Tectonofísica Aplicada. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid, España.

- Hekmatian M. and Ardestani V. (2016). Estimating depths and dimensions of gravity sources through optimized support vector classifier. *Annals of Geophysics*, 59, 3, 2016, S0319; doi:10.4401/ag-7029.
- Hidalgo, F. M. (2006). El sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz, Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Jackson, M. P. A. y Talbot, C. J. (1986): External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 305-323.
- Jenyon, M. K. (1986): *Salt Tectonics*. Elsevier Applied Sciences, New York.
- Klinger F., Nacif S., Martínez M., Giménez M., Ruiz F. y Álvarez O. [2011]. Modelo gravimétrico en la fosa de Gastre, provincia de Chubut, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 122(3), 299–310, ISSN: 0366-0176.
- León Ramírez C. (2001). Delimitación de estructuras salina utilizando migración sísmica en el área de Marbella, porción central de la Cuenca Salina del Istmo, Tesis de Licenciatura, ESIA, IPN. p. 56-72, 96-107.
- Linares F. y Orihuela N. (2014). Generación del mapa de basamento de la Cuenca de Falcón a partir de datos gravimétricos de modelos combinados. *European Association of Geoscientists & Engineers, Geociencias Aplicadas Latinoamericanas*, 2014, 1, 9-19.
- Martin Roberto (2010). Evaluación Petrolera de la Cuenca Salina del Istmo. Tesis para obtener el título de Ingeniero de Petróleo. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- Padilla y Sánchez R. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín SGM*, Tomo LIX, Núm. 1, p.19-42.
- Pindell J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico. *Bahamas and proto-Caribbean: Tectonics*, v. 4, p. 39.

- Pindell J.L and Kennan L. (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, pages 193-22.
- Ramírez R. (1992). Caracterización geológica basada en registros eléctricos de las areniscas productoras de hidrocarburos en el Campo Cinco Presidentes, Estado de Tabasco, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Ramírez, J.A., Keller J. y Hubberten H. (2000). Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelinicas del Complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 17, numero 1, p. 45-65. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D.F.
- Rodríguez S y Morales W (s.f). Geología de Veracruz. Publicación de la Universidad de Veracruz, México.
- Rojas C. (2010). Origen, Evolución e Importancia Económica de la Cuenca Salina del Istmo. Tesis para obtener el título de Ingeniero Geólogo. Universidad Autónoma Nacional de México. Facultad de Ingeniería.
- Salvador A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin; Geological Society of America, The geology of North America, v. J, p. 389– 444.
- Sánchez Montes De Oca, R. (1987). Geología Petrolera del SE de México.
- Sánchez Romero N. (2006). Evaluación exploratoria del área de Guarapiche Delta del Orinoco. Tesis para obtener el título de Ingeniero Geofísico. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Geofísica y Minas.

- Santiago García C. (1987). Estudio geológico para extracción secundaria de azufre del domo de Jáltipan, Estado de Veracruz, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Inédita.
- Spector A and Grant F.S. (1970). Statistical Model for interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics* Vol 35, N 2, Pag 293-302.
- Tadjou J.M., Nouayou R. and Kamguia J. [2009] Gravity analysis of the boundary between the Congo Craton and the Pan-African belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102, 71–79.
- Tamez A. y Yutis V. (2011). Rasgos tectónicos de la Cuenca de La Popa y de las estructuras que la rodean en el noreste de México derivados de campos geofísicos potenciales. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 63, N 2, Pag 271-284.
- Tejero C. (1955). Bosquejo estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, *Boletín AMGP*, Vol. 7, p. 1-42.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. (1990). *Applied geophysics*, 2nd edition. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Trusheim, F. (1960). Mechanism of salt migration in Northern Germany. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 44, 1519-1540.
- Tselentis G., Drakopoulos J. and Dimitriadis K. [1988] A spectral approach to Moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece). *Journal of Physics of the Earth*, 36, 255–266.
- Vargas F. (2011). Integración de métodos potenciales de alta resolución y sísmica migrada en profundidad, para la evaluación de posibles plays subsalinos en un área del golfo de México. Universidad Autónoma de Nuevo León. Facultad de Ciencias de la Tierra. Tesis para optar al Título de Maestro en Ciencias geológicas.

- Venegas R. M. (2010). Evaluación Petrolera de la Cuenca Salina del Istmo, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Viniegra Osorio F., 1974. La exploración petrolera en México de 1938 a la época actual, Boletín AMGP. Vol. XXVI. Nos 10-12.
- Warren, J. K. (1989). Evaporite Sedimentology. Importance in Hydrocarbon Accumulation. Prentice-Hall, New Jersey.
- Weber B., Gruner B., Molina-Garza R. (s.f). El descubrimiento de Basamento Metasedimentario en el Macizo de Chiapas: La “Unidad Sepultura”. GEOS, Vol.22, No.1, p.2-11.
- Weber B., Lopez R. and Kohler H. (2001). Isotopic and chemical indications on the origins of the Mixtequita and the Chiapas Batholiths in SE Mexico: Evidence for inherited Greenville and Panafrican basement. EUGXI Strasbourg, France, p.98

APENDICE

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO

PALEOZOICO

El conocimiento que se tiene del basamento pre Mesozoico en el área es escaso y está basado en unos cuantos afloramientos de rocas metasedimentarias del Precámbrico Tardío al Paleozoico Temprano, intrusionadas por granitos, granodioritas y tonalitas datadas con métodos radiométricos.

MESOZOICO

JURÁSICO

UNIDAD LECHOS O CAPAS ROJAS (ALMAGRE)

Esta formación está constituida por arenas y lutitas de color rojo, hematíticas, mezcladas en ocasiones con yeso. Su espesor es de unos cuantos centímetros hasta varios metros. Su localidad tipo es en la estructura Chinameca-Higueras cerca de la población Chinameca, Veracruz (Andraca, 1997). Subyace a la Caliza Chinameca. Se considera del Jurásico Temprano, con base en que presenta características similares a la Formación Todos Santos y Cahuasas. Las características del tipo y tamaño del sedimento y la materia orgánica que contiene consideran un medio de depósito continental, fluvial y lacustre (Figura 1).

FORMACIÓN SALINA

Corresponde con una gruesa capa de sal que forma domos salinos, diapiros y canopies, cuya edad es Jurásico Medio (Calloviano), la cual se encuentra subyaciendo formaciones Mesozoicas, Paleógenas-Neógenas; esta masa salina fue identificada en la interpretación sísmica, en los registros eléctricos debido a su alta resistividad y a las muestras de canal durante la etapa de perforación. El espesor de la unidad de sal se desconoce debido a que está muy fuertemente deformada y a que no ha sido atravesada en su totalidad por las perforaciones de pozos petroleros, en ocasiones es atravesada como sal alóctona, por lo que su espesor se considera variable, pudiendo ser desde unos centímetros hasta varias centenas de metros, además del alto nivel de deformación que

representan; se compone de sal, anhidrita y de yeso de color gris claro o blanco (Canseco, 1982).

FORMACIÓN CALIZA CHINAMECA

Formada por estratos gruesos de caliza compacta de color gris con tonalidades oscuras que varían a beige, presenta bandas delgadas de pedernal, material bituminoso y estratos de arenas, su espesor es de 60 m hasta los 400 m. Sobreyace a los Lechos Rojos y a la Formación Salina y subyace a la Formación Caliza Sierra Madre. De acuerdo a su contenido fosilífero se le asigna una edad del Jurásico Tardío (Tithoniano); encontrando fósiles del género: *Kossmatia purissima*, *Idoceras*, *Waagenia*, *Halobia*, *Berriasella*, *Neocomites*, *Caprinus*. Su ambiente de depósito corresponde a una plataforma carbonatada (Rojas, 2010). Se correlaciona con las formaciones Pimienta y San Andrés del Jurásico Tardío en el área de Poza Rica, Veracruz.

CRETÁCICO

FORMACIÓN CALIZA SIERRA MADRE

Esta formación es del Albiano-Cenomaniano. Está formada por una secuencia de calizas del tipo mudstone - wackestone, de color gris y blanco compactadas, alternadas con capas delgadas, con un contenido fosilífero de rudistas de la clase radiolites. Se depositó en aguas someras de plataforma carbonatada. Su espesor es de 800 m a 1900 m. Es discordante con la Caliza Chinameca y subyace a la Formación Méndez (Figura 1).

FORMACIÓN MÉNDEZ

Su localidad tipo se encuentra al oriente de la Estación Méndez de la línea ferroviaria de San Luis Potosí a Tampico; también aflora en los sinclinales del frente este de la Sierra Madre Oriental, en los estados de Tamaulipas y Veracruz (Hidalgo, 2006). Está constituida por una serie de margas arenosas de color gris, sin estratificación. Hacia la parte norte se compone de calizas margosas compactas de color gris oscuro, alternadas con lutitas en estratos de 2 cm a 40 cm, estratificadas. Su espesor es muy variable,

presentando espesores máximos de 900 m; su espesor promedio es del orden de los 200 m. Aflora en las márgenes sur y sureste de la Cuenca Salina, donde se encuentra fuertemente plegada y los espesores varían de 100 m a 150 m. Esta formación es correlacionable con la Formación Atoyac de la plataforma de Córdoba y con la Formación Necoxtla de la Cuenca de Zongolica. Consideran que su edad corresponde con la parte más alta del Cretácico Tardío. Por la fauna que contiene se le asigna una edad Campaniano-Maestrichtiano, ya que los reportes paleontológicos indican la presencia de los fósiles Globotruncánidos y Clavulinoides trilaterata. La microfauna presente está constituida por Globotruncánidos, Heteroelcicos y Globigerínidos (Rojas, 2010). Las facies son arcillosas con carbonatos y cenizas volcánicas por lo que se interpreta se acumuló en un ambiente de aguas someras, en mar abierto con influencia volcánica proveniente del occidente.

CENOZOICO

EOCENO

CONGLOMERADO UZNAPA

Esta formación es de carácter local cuyo depósito ocurrió en el Eoceno Temprano, que se compone de fragmentos de rocas ígneas, arenas y calizas; con espesores de 1800 a 200 m. Aflora en el Río Uznapa, Chachijapa y en las proximidades de Coatzacoalcos, donde subyace a la Formación lutitas Nanchital (Tejero, 1955).

FORMACIÓN NANCHITAL

Unidad estratigráfica del Eoceno Tardío, que está constituida de lutitas alternadas con bandas de arenas de grano fino, cuyo color tiene tonalidades de pardo a gris verdoso. Su ambiente de depósito corresponde a aguas profundas presentando espesores de 300 m a 1100 m en la localidad de Cerro Pelón; otros afloramientos se encuentran en el Cerro de Nanchital. Subyace sobre Conglomerado Uznapa y sobreyace con el conglomerado Nanchital.

CONGLOMERADO NANCHITAL

Tejero (1955) lo consideró como parte de la “Series Nanchital” la que se compone de lutitas, conglomerado y arenas de edad Oligoceno Temprano. Corresponden a lutitas alternadas con conglomerados y arenas. Son de color gris oscuro con fragmentos de caliza y rocas ígneas graníticas. Las arenas son de grano grueso de color gris claro alternadas con lutitas, presentando capas de toba y capas de caliza; el espesor de esta formación es de 200 metros. Descansa sobre las Lutitas Nanchital, y la sobreyace la Formación Depósito. El ambiente de depósito corresponde a mares pocos profundos (Figura 1).

OLIGOCENO

FORMACIÓN LA LAJA

Esta formación fue descrita por Gibson (1936) quien la dividió en dos series: La Laja y Encanto (Venegas, 2010). Posteriormente Tejero en 1955 la nombró solo como Formación La Laja, cuyas subdivisiones fueron en la Laja Superior (Oligoceno Medio) y La Laja Inferior (Oligoceno Temprano). Comparte características semejantes a la Formación Depósito, excepto que no presenta cenizas volcánicas. Su espesor aproximado varía de 1000 m a 1400 m (Tejero, 1955; Contreras, 1950). El ambiente de depósito corresponde al de una plataforma clástica (Hidalgo, 2006).

Se compone de lutitas de colores gris con tonalidades verdes a amarillentas, ligeramente arenosas, duras a muy quebradizas, en ocasiones contiene tobas, arenas de grano fino a medio y bloques de calizas, con pequeñas porciones de margas. Su edad corresponde al Oligoceno Temprano lo que fue definida por los siguientes fósiles: *Haplophragmoides coronatus* (Brady), *Cibicides cushmani* Nuttall, *Cibicides Tuxpamensis* Cole, *Bulmina semicostata* var. ind, *Cyclammina cancellata* Brady, *Sigmoidella elegantissima*, *Siphonodosaria abyssorum* (Brady), *Cibicides* cf. *haidingerii* (d’Orbigny), *Ammodiscus* cf. *polygyrus* Reuss, *Bulmina elegans* d’Orbigny var. ind., *Chilostomelloides* aff. *orbiformia* (Tejero, 1955; Contreras et al Sansores,

1953; Álvarez, 1950). Esta formación sobreyace a rocas de edad del Eoceno y la subyace la Formación del Depósito correspondiente al Mioceno.

FORMACIÓN DEPÓSITO

Al igual que la Formación La Laja, esta unidad estratigráfica fue descrita por primera vez por Gibson (1936), (Hidalgo, 2006). Pertenece al Mioceno Temprano y se ha cortado por varios pozos en la parte sur y oriente de la Cuenca Salina del Istmo, descansa discordantemente sobre rocas del Oligoceno de la Formación La Laja y subyace concordantemente a la Formación Encanto (Rojas, 2010). El espesor de esta formación es de aproximadamente 1000 m, cuya composición son lutitas de color gris con tonalidades verdes a oscuros, con material micáceo, en ocasiones se encuentra alternada con capas delgadas de arena de grano fino, así como conglomerados intercalados y algunos horizontes tobas (Figura 1). La parte superior de esta formación está conformada por lutitas más compactas que la de la inferior, la cual tiene una carencia de capas de arena (Contreras et al Sansores, 1953; Tejero, 1955). Localmente aflora en las localidades: Achotal, Acayucan-Soconusco, Laguna Nueva, Texistepec, Río Pedregal. Presenta alto contenido paleontológico con los siguientes fósiles reportados: *Rectuvigerina* aff. *striata* (Schwager), *Rectuvigerina* aff. *basispinata* (Cushman & Jarvis), *Gyroidina* cf. *leavis* d'Orbigny, *Siphonina* aff. *tenuicarinata* Cushman, *Cibicides pseudougerianus* Cushman, *Lagena* cf. *aspera* Reuss, *Nodosarella paucistriata* Galloway & Murrey, *Cibicides acknerianus* (d'Orbigny), *Gyroidina altispira* Cushman & Stainfirth, *Textularia* aff. *Mexicana* Cushman (Tejero, 1955).

MIOCENO

FORMACIÓN ENCANTO

Gibson en el año de 1936 definió la Formación Encanto, cuya edad es del Mioceno Temprano, que sobreyace sobre la Formación Depósito del Oligoceno y subyace concordantemente la Formación Concepción Inferior; consiste en una serie de arenas de grano grueso a fino y lutitas de color gris con tonalidades amarillentas a azulosas y verdosas; ocasionalmente tiene la presencia de conglomerados (Figura 1). En la parte

del contacto de las arenas con las lutitas, se tiene la presencia de limonitas; su espesor varía de 500 m a 800 m. Su contenido faunístico bentónico es variado, teniendo: *Siphouvigerina auberiana* (d'Orbigny), entre otras como *Hopkinsina notahispida* Finlay y *Uvigerina canariensis* var. *encantoensis* Nuttall (Tejero, 1955; Contreras et al Sansores, 1953; Rojas, 2010). La localidad tipo de esta formación es el anticlinal del Encanto situado en la rancharía “El Encanto”, a 7.5 km al SO de la desembocadura del arroyo Chichigapa, afluente del Río Uzpanapa, a aproximadamente a 20 km al SE de la Ciudad de Minatitlán, Veracruz (Rojas, 2010). Por las relaciones estructurales, en algunos pozos petroleros de la Cuenca Salina del Istmo, esta formación está en contacto directo con la sal como es el caso del Campo Cinco Presidentes (Ramírez, 1992).

FORMACIÓN CONCEPCIÓN INFERIOR

Benavides describió a esta formación en 1936, que corresponde al Mioceno Temprano, la que descansa sobre la Formación Encanto, fácilmente distinguible de ésta, y difícilmente de determinar su contacto superior de manera litológica, solo se puede realizar por su contenido paleontológico con la Formación Concepción Superior (Tejero, 1955). Consiste principalmente de lutitas de color gris con tonalidades azul a azul oscuro, con fragmentos de mica, con un contenido fosilífero de gasterópodos, pelecípodos y foraminíferos. Ocasionalmente ocurre la presencia de fracturas rellenas de yeso, cristales de selenita o intervalos interestratificados de arenas de color gris claro de grano fino, la parte superior de esta formación es semejante a la Concepción Superior basal; localmente se presentan concreciones calcáreas de forma lenticular de 5 a 20 cm de longitud (Ramírez, 1992).

Los fósiles reportados son: *Marginulinopsis goajiraensis* (Becker & Dusenbury) y *Marginulinopsis marginulinoides* (Goes), *Globorotalia margaritae* y *Marginulina marginulinoides*, *Lagenodosaria hirsuta*, así como abundantes moluscos: *Conus* sp, *Natica* sp, *Lanrena* sp, *Pecten* sp, y *Venus* sp. (Santiago García, 1987). Desde el punto de vista petrolero es considerada una de las más importantes secuencias generadoras de hidrocarburos, con un espesor de 500 m (Rojas, 2010). Debido a las características litológicas y faunísticas de esta formación se interpreta que su depósito ocurrió desde

la zona litoral hasta la plataforma clástica somera. Se encuentra en el subsuelo en los distritos de Agua Dulce, Las Choapas en Veracruz, así como en el distrito de Ciudad Pemex, Tabasco (Hidalgo, 2006).

FORMACIÓN CONCEPCIÓN SUPERIOR

Esta formación fue descrita por Gibson (1936) denominándola como serie Filisola, la que está compuesta por dos secuencias: la secuencia Concepción Superior y la Filisola. Posteriormente, Benavides (1956) las describe formalmente como dos formaciones. Su edad corresponde al Mioceno Temprano, sobreyace a la Formación Concepción Inferior y subyace concordantemente a la Formación Filisola la cual es difícil de diferencia debido a la transición que presentan estas formaciones y la ausencia de fósiles índice. Litológicamente consta principalmente de lutitas de color azul grisáceo con un alto contenido de micas; compactas con una mala estratificación y con la presencia de nódulos calcáreos. Ocasionalmente presenta concreciones de arenas, las cuales también están reportadas en la parte basal cerca del contacto con la Formación Filisola (Figura 1). Se ubica en la parte central, sur y suroccidental de la Cuenca Salina del Istmo. El nombre de la formación fue designado debido a que fue estudiada por primera vez en la región de Concepción, Veracruz, sobre la margen del Río Uzpanapa aproximadamente a 24 km al Sureste de la Ciudad de Minatitlán, Veracruz. Algunas localidades típicas de la formación son: Filisola, Cuitlaxoyo, Soconusco, Achotal, Romero Rubio y Acayucan; pertenecientes al Estado de Veracruz. Presenta espesores que varían de 100 a 400 m. Debido a su fauna bentónica representada por las especies: *Lenticulina thalmani* (Hessland), *Astacolus cristi*, *Brizalina subaenariensis* var. *Mexicana*, *Astacolus vughani* (Cushman) y su relación con las especies plantónicas, encontradas se infiere que el ambiente de depósito ocurrió desde la zona litoral hasta la plataforma clástica somera (Hidalgo, 2006).

FORMACIÓN FILISOLA

Correspondiente al Mioceno Tardío, sobreyace a la Formación Concepción Superior, siendo concordante con la misma; subyace en contacto normal a la Formación

Agueguexpite (Ramírez, 1992). Litológicamente está constituida por arenas cuarcíferas azul grisáceo de grano fino a grueso, con un bajo contenido de micas; con intercalaciones de lutitas de color rojizo y capas de lignito. En la parte basal de esta formación es común encontrar concreciones lenticulares, en la transición con la Formación Concepción Superior. El espesor de la formación varía entre 250 y 350 m. Presenta bajo contenido de fósiles encontrándose Ostrea, Mactra, Pecten y Solarium; se infiere que su ambiente de depósito es de origen marino de aguas someras (Tejero, 1955). Esta formación es una buena roca almacenadora, sin embargo, es de muy poca importancia económica petrolera ya que contienen un alto porcentaje de agua salada (Figura 1).

MIOCENO SUPERIOR Y PLIOCENO

FORMACIÓN PARAJE SOLO

En la región de Paraje Solo del Municipio de Moloacán, Veracruz. En 1936 Gibson la describe como una “secuencia de arenas con lentes de conglomerados y horizontes de lignito”. Esta formación cuya edad varía del Mioceno Tardío al Plioceno consiste en lutitas de tonalidades gris verdoso a pardo, micaceas con intercalaciones de arenas de colores gris claro a parduzco; es de grano fino a muy grueso, subangulares con presencia de lignito y trazas de pirita. El espesor de esta unidad varía entre 300 y 600 m, aunque su estratificación no está bien definida. Es de poca importancia económica petrolera al ser la unidad estratigráfica más joven de la cuenca. La formación descansa sobre rocas de la Formación Filisola y está cubierta por depósitos recientes (Figura 1).

RECIENTE

Está conformado por arenas arcillosas, arenas y gravas en el lecho de los ríos y en las zonas de poco relieve.

Era	Periodo	Etapas	Formación - Litología	Relación con estructuras salinas
Cenozoico	Pleistoceno		Aluvión, arena de playa, depósitos fluviales	Formaciones posteriores o simultáneas a la formación de estructuras salinas (domos, diapíros, toldos (canopies), diques, etc.)
	Plioceno		Serie Acalapa - conglomerado, arenisca, arena y arcillas	
	Mioceno	Superior	Cedral - arcillas, arena y gravas	
			Agueguexquite { Sedimentos de ambiente marino Arenisca marina Lutita marina	
		Medio	Paraje Solo - arenisca de agua dulce y salobre, lutitas y gravas	
			Filisola - arenisca de origen marino	
		Inferior	Concepción Superior - lutitas y arenisca	
			Concepción Inferior - lutitas y areniscas	
			Encanto - lutitas y areniscas	
	Oligoceno		Depósito - lutitas, areniscas y tobas	
			Conglomerado Nanchital (local)	
	Eoceno		La Laja - lutitas y margas con arenas y tobas	
			Lutita Nanchital Conglomerado Uzpanapa	
Mesozoico	Cretácico	Superior	Méndez - margas	Formaciones anteriores a la formación de estructuras salinas
		Inferior	Caliza Sierra Madre - calizas (ausente en la parte central de la cuenca, aflora en el frente de la Sierra)	
			Discordancia local	
	Jurásico	Portlandiano Kimmeridiano	Caliza Chinameca - caliza bituminosa en capas delgadas	
		Oxfordiano Divesiano	Formación Salina - conglomerado, arenisca, arena y sal	
	Triásico		Lechos rojos	

Figura A. Columna estratigráfica de la Cuenca Salina del Istmo (Rojas, 2010).