



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

"ORIGEN, EVOLUCIÓN E IMPORTANCIA
ECONÓMICA DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

ROJAS ALCÁNTARA CAROLINA



DIRECTOR DE TESIS

ING. JAVIER ARELLANO GIL

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F.

2010



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
60-I-180

SRITA. CAROLINA ROJAS ALCÁNTARA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Javier Arellano Gil y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

ORIGEN, EVOLUCIÓN E IMPORTANCIA ECONÓMICA DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO

	RESUMEN
I	GENERALIDADES
II	CONCEPTOS TEÓRICOS
III	GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL
IV	SISTEMA PETROLERO
V	RESERVAS E IMPORTANCIA ECONÓMICA
VI	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta

Asimismo, le recuerdo que la ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

CD. Universitaria, D. F. a 26 de Febrero de 2010

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ

RJPYS*RHD*srs



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

Designación de sinodales de Examen Profesional

A los señores profesores:

Presidente	DR. JOAQUIN EDUARDO AGUAYO CAMARGO	<i>[Firma]</i> 3/06/10
Vocal	ING. JAVIER ARELLANO GIL	<i>[Firma]</i> 3/06/10
Secretario	DR. RICARDO JOSE PADILLA Y SANCHEZ	<i>[Firma]</i> 8/06/10
1o. suplente	M.C. ROLANDO DE LA LLATA ROMERO	<i>[Firma]</i> 03/06/10
2o. suplente	ING. GUADALUPE ALVARADO ARIAS	<i>[Firma]</i> 03/06/10

Me permito informar a ustedes que han sido designados sinodales del Examen Profesional de la señorita ROJAS ALCANTARA CAROLINA registrada con número de cuenta 09728013-6 en la carrera de INGENIERÍA GEOLÓGICA quien ha concluido el desarrollo del tema que le fue autorizado.

Ruego a ustedes se sirvan revisar el trabajo adjunto y manifestar a esta Dirección, si es el caso, la aceptación del mismo.

Con el fin de asegurar el pronto cumplimiento de las disposiciones normativas correspondientes y de no afectar innecesariamente los tiempos de titulación, les ruego tomar en consideración que para lo anterior cuentan ustedes con un plazo máximo de **cinco días hábiles** contados a partir del momento en que ustedes **acusen recibo de esta notificación**. Si transcurrido este plazo el interesado no tuviera observaciones de su parte, se entendería que el trabajo ha sido aprobado, por lo que deberán **firmar el oficio de aceptación del trabajo escrito**.

Doy a ustedes las más cumplidas gracias por su atención y les reitero las seguridades de mi consideración más distinguida.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F. a 3 de Junio de 2010.
EL DIRECTOR

[Firma]
[Firma]
Mtro. José Gonzalo Guerrero Zepeda

Agradecimientos.

A mi Madre Ma. de los Ángeles Alcántara Mora a quien dedico este trabajo por compartir este sueño conmigo, respetar mis locuras, el apoyo en la decisiones que he tomado, por preocuparte todos los días de cuidarnos y ver que siempre estemos bien.

A mis hermanos Juan Carlos y Mariana, aunque los molesto, siempre los cuidaré; a mi padre que aunque no está conmigo sé que me cuida desde muy lejos.

A mis tíos, tías, primos, primas, sobrinas por hacernos conocer el mundo y lo grandioso que es la familia, por el apoyo y más en los viajes Tableros & Friends, gracias.

A la familia López Zazueta Sra. Irma, Sr. Luis, Aby, Itza, Pau, Mely, por todo lo que he aprendido de ustedes y adoptarme como una integrante más de su familia.

A mis amigos que tomaran caminos diferentes pero nunca se olvidarán de la amistad y lo que me he divertido con ustedes Abigail, Dafne, Esther, Jessica, Karla, Mónica, Omar, Saúl; y mis profes de foto por todo su apoyo Alicia, Luis, Francisco.

El saber que puedes querer a muchas personas de diferentes formas como mis amigos de la facultad: Adrián, Atonalli, Abigail, Ana, Armando, Carlos, Edgar, Esteban, Gerson, Jesús (Shiru), Juan, Lilia, Mariana, Maricela, Mario, Priscila, Raymundo, Raúl, Ricardo (Paré), Ricardo Z., Sara, Víctor, Yair, por todo lo que nos divertimos en las prácticas y convivencias, a todos los que me faltan en esta lista pero que siempre convivieron conmigo.

A Ing. Javier Arellano Gil, por su amabilidad, tiempo, apoyo y confianza para la realización de este trabajo.

A mis sinodales Ing. Guadalupe Alvarado, Dr. Joaquín Aguayo, Dr. Ricardo Padilla, M.C. Rolando de la Blata, por la ayuda, aportaciones a este trabajo y su tiempo.

A la hermosa Universidad Nacional Autónoma de México que fue, es y seguirá siendo nuestra máxima casa de estudios, y por los amigos que son los que hacen de este, un lugar valioso e importante.

Carolina

El destino acostumbra a comportarse con nosotros, ya está pisándonos los talones, ya extendió la mano para tocarnos en el hombro, y nosotros todavía vamos murmurando...

José Saramago.

ÍNDICE

RESUMEN

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 Introducción	2
1.2 Objetivos	4
1.3 Metas	4
1.4 Antecedentes	5
1.4.1 Cuencas del Sureste	6
1.4.1.1 La provincia Salina del Istmo	6
1.4.1.2 La provincia Chiapas - Tabasco - Comalcalco	7
1.4.1.3 La provincia de Macuspana	7
1.4.1.4 La Sonda de Campeche	7
1.4.1.5 La provincia de Litoral de Tabasco	7
1.4.2 Cuenca del Golfo de México Profundo	8
1.5 Ubicación	10
1.5.1 Vías de comunicación	10
1.6 Fisiografía	11
1.6.1 Extensión geográfica	11
1.6.2 Hidrografía	12
1.6.3 Morfología	13
1.6.4 Clima	13
1.6.5 Vegetación	13

CAPÍTULO II. CONCEPTOS TEÓRICOS

2.1 Minerales	15
2.1.1 Sal gema (halita)	15
2.1.2 Yeso	17
2.1.3 Anhidrita	18
2.1.4 Silvita	18
2.1.5 Carnalita	19
2.2 Secuencias evaporíticas experimentales	20
2.3 Secuencias salinas naturales	21
2.4 Factores de precipitación evaporítica	21
2.4.1 Mecanismos físico-químicos de precipitación	21
2.4.2 Evaporación	22
2.4.3 Viento	22
2.4.4 Estratificación de las aguas	22
2.4.5 Influjo-reflujo	22
2.4.6 Elemento de confinamiento	22

2.4.7 Movimientos eustáticos	23
2.4.8 Dispositivos de salinidad	23
2.4.9 Subsistencia	23
2.4.10 Condiciones euxínicas	23
2.4.11 Actividad sulfato-reductora	23
2.4.12 Barreras hidroquímicas y yacimientos	24
2.4.13 Ambientes evaporíticos y ecología	24
2.5 Conceptos de tectónica salina	25
2.5.1 La sobrecubierta (overburden)	25
2.5.2 La sal madre o fuente (source layer o mother salt)	25
2.5.3 El sustrato (substratum)	25
2.5.4 La cubierta (cover)	26
2.5.5 La capa precinemática (prekinematic layer)	26
2.5.6 La capa sincinemática (synkinematic layer)	26
2.5.7 La capa postcinemática (postkinematic layer)	26
2.6 Mecanismos básicos en la deformación de la sal	26
2.6.1 La halotectónica extensional	28
2.6.2 La halotectónica compresional	28
2.6.3 La halokinesis	28
2.6.4 La flotación (buoyancy)	28
2.6.5 La carga diferencial (differential loading)	29
2.6.6 La expansión por gravedad (gravity spreading)	29
2.6.7 La convección termal (thermal convection)	29
2.6.8 La reducción de sal (salt reduction)	29
2.6.9 La evacuación de sal o retroceso de sal (salt withdrawal)	30
2.6.10 La soldadura de sal (salt weld)	30
2.7 Estructuras Salinas	30
2.7.1 Deformación de la sal	30
2.7.2 Estructuras Salinas No Diapíricas	34
2.7.2.1 Ondulaciones de sal (salt rollers)	34
2.7.2.2 Montículos de sal (salt swells)	34
2.7.2.3 Anticlinal de sal (salt anticline)	35
2.7.2.4 Almohadillas de sal (salt pillows) y Domos de sal	35
2.7.2.5 Domo de sal (salt dome)	35
2.7.2.5.1 Formación de domos	36
2.7.2.5.2 Tipos de domos y diapiros	38
2.7.3 Estructuras Salinas Diapíricas.	38
2.7.3.1 Pared de sal (salt wall)	38
2.7.3.2 Tronco de sal (salt stock o salt plug)	39
2.7.3.3 Diapiro de sal (salt diapir)	39
2.7.3.4 Toldos o canopies (salt canopy)	40
2.7.3.5 Lengüeta de sal (salt tongue)	42
2.8 Deformación de capas y láminas de sal	43
2.9 Evolución de las estructuras relacionadas con la sal	44

CAPÍTULO III. GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL

3.1 Geología regional	48
3.2 Origen y evolución geológica	48
3.2.1 Expansión (rifting) del Triásico-Jurásico Medio (240-145 Ma)	48
3.2.2 Expansión (rifting) del Jurásico Medio	49
3.2.3 Margen Pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío (144-68 Ma)	50
3.2.4 Compresión del fin del Cretácico al Reciente (68-0 Ma)	52
3.2.5 Cretácico Tardío-Paleógeno	53
3.2.6 Mioceno	53
3.2.7 Plio-Pleistoceno	54
3.3 Características sedimentológicas generales	56
3.4 Estratigrafía	60
3.4.1 Unidades estratigráficas	61
3.4.1.1 Formación Lechos o Capas Rojas (Almagre)	61
3.4.1.2 Formación Salina	62
3.4.1.3 Formación Caliza Chinameca	63
3.4.1.4 Formación Caliza Sierra Madre	63
3.4.1.5 Formación Méndez	63
3.4.1.6 Conglomerado Uzpanapa	64
3.4.1.7 Formación Lutitas Nanchital	65
3.4.1.8 Formación La Laja	65
3.4.1.9 Formación Depósito	66
3.4.1.10 Formación Encanto	68
3.4.1.11 Formación Concepción Inferior	68
3.4.1.12 Formación Concepción Superior	69
3.4.1.13 Formación Filisola	70
3.4.1.14 Formación Paraje Solo	71
3.4.1.15 Formación Agueguexquite	72
3.4.1.16 Formación Cedral	73
3.4.1.17 Formación Acalapa	73
3.4.1.18 Gravillas, arenas y arcillas sin nombre formacional	74
3.5 Aspectos tectónicos y estructurales	74

CAPÍTULO IV. SISTEMA PETROLERO

4.1 Roca generadora	84
4.2 Roca almacenadora	84
4.3 Roca sello	86
4.4 Trampas	87
4.5 Sincronía	91
4.6 Yacimientos	91
4.6.1 Ejemplos de Campos y Yacimientos	92

4.6.1.1 Yacimientos en áreas Continentales	92
4.6.1.1.1 Pozo Tapexco-1	92
4.6.1.1.2 Pozo Nelash-1	97
4.6.1.1.3 Pozo Rabasa-101	99
4.6.1.2 Yacimientos Costa Afuera	102
4.6.1.2.1 Pozo Amoca-1	102
4.6.1.2.2 Pozo Xaxamani-1	105
4.6.1.2.3 Pozo Xulum-101A	107
4.6.1.2.4 Pozo Lalail-1	110
4.6.1.2.5 Pozo Tamil-1	112
4.6.1.2.6 Pozo Tecoalli-1	114
CAPÍTULO V. RESERVAS E IMPORTANCIA ECONÓMICA	
5.1 Plays de la Cuenca Salina del Istmo	119
5.1.1 Play Brujas (Pleistoceno - Reciente 1.7-0 Ma)	119
5.1.2 Play Orca (Plioceno Tardío 3.0-1.7 Ma)	120
5.1.3 Play Cinco Presidentes (Plioceno Temprano 5.5-3.0 Ma)	120
5.1.4 Play Magallanes (Mioceno Medio-Tardío (12.5-5.5 Ma)	123
5.1.5 Play Blasillo (21-12.5 Ma) del Mioceno Temprano-Mioceno Medio	124
5.1.6 Play Níspero (Cretácico Medio Temprano, 134-94 Ma)	125
5.1.7 Play Jujito (Jurásico Tardío 144-134 Ma)	125
5.1.8 Otros campos con sus producciones anuales	125
5.2 Reservas 1P, 2P, 3P de la Cuenca Salina del Istmo de algunos campos representativos	129
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	131
BIBLIOGRAFÍA	133

RESUMEN

La Cuenca Salina del Istmo es una cuenca sedimentaria con una extensión aproximada de 17,000 km², en la que existen intrusiones de grandes masas de sal de diferentes tamaños, formas y geometrías (domos, diapiros, diques, toldos (canopies), entre otros); que han ascendido considerablemente deformando a las secuencias sedimentarias más jóvenes o formando minicuenas.

La formación de las estructuras salinas se atribuye en general a los siguientes parámetros: la gran plasticidad de la sal, al peso de los sedimentos (presión litostática), al bajo peso específico de la sal, a sus condiciones de fluidez y a los procesos de deformación; que al combinarse, produjeron movimientos ascendentes o laterales de la sal acordes a la variación de los espesores suprayacentes.

Los principales minerales salinos que conforma la sal de la cuenca son: halita, yeso, anhidrita, silvita y carnalita; entre sus características generales se tiene que todas son incoloras a transparentes, con una dureza menos a 3; en general son de depósitos evaporíticos con una densidad menor a 2.5.

La sal conteniendo solo 0.01 % de agua se comporta como un fluido viscoso Newtoniano que cuando se somete a esfuerzos se deforma; la sal húmeda fluye sobre la superficie a manera de un glaciar, a una velocidad incluso hasta 100,000 veces más rápido que la obtenida por los experimentos, dando lugar a estructuras salinas no diapíricas y diapíricas, las cuales tienen diferentes configuraciones y tamaños.

Las estructuras salinas no diapíricas involucran estructuras de baja amplitud y menor deformación, por lo que, se les considera inmaduras. De acuerdo a su orden de evolución son: las ondulaciones de sal, montículos de sal, anticlinales salinos, domos y almohadillas de sal.

En la cubierta sedimentaria las estructuras salinas diapíricas, se forman por la intrusión de la masa salina dando intrusivas y extrusivas de alta amplitud, como son: paredes de sal, bloques diapíricos de sal, diapiros salinos extrusivos y diapiros desprendidos.

El relleno del Terciario de la Cuenca Salina, se caracteriza por estar formado por rocas clásticas (areniscas y lutitas), sedimentos arcillosos y arenosos deformados o intrusionados en muchos casos por masas salinas que provocaron la formación de estructuras salinas complejas.

Las principales características geológicas y estratigráficas de la Cuenca Salina involucran su evolución desde el Jurásico hasta el Pleistoceno; donde a nivel del Terciario las únicas unidades estratigráficas que presentan límites fácilmente reconocibles, son las formaciones Filisola y Paraje Solo. Las unidades denominadas Encanto, Concepción

Inferior y Concepción Superior, no se pueden diferenciar en afloramientos, ni por medio de registros geofísicos, lográndose únicamente distinguir algunas de sus características meramente locales, ya que no tienen una litología contrastante; sin embargo, contienen microfósiles índice que permiten diferenciarlas como unidades bioestratigráficas y cronoestratigráficas.

La Cuenca Salina del Istmo tiene un relleno sedimentario compuesto por una secuencia terrígena en la que alternan lutitas, areniscas, arena y arcilla, con facies sedimentarias de ambientes profundos del Paleógeno y ambientes cada vez más someros hacia la parte del Neógeno Tardío. Esta secuencia está comprendida entre el Paleoceno y el Reciente; aunque en varios sitios, se tiene la presencia de sal que intrusión a estas rocas y sedimentos; la sal es del Jurásico Medio.

La Cuenca Salina del Istmo es parte de la historia geológica del Golfo de México; que inicia su historia de sedimentación marina en el Jurásico, tiempo que ocurrió la apertura oceánica y que evolucionó a una cuenca de margen pasiva. Durante la primera etapa de la cuenca, los paquetes gruesos de sal fueron acumulados en un área sujeta a deformación por extensión. Después el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur, ocasionó que esa gran masa de sal fuera separada, quedando una parte en el norte del Golfo en EUA y el segundo en la parte occidental de la plataforma de Yucatán. La masa de sal fue enterrada por sedimentos del Jurásico Tardío, del Mesozoico y del Terciario; la sal ha sufrido episodios de la movilidad que deformó la secuencia sedimentaria de diferentes maneras.

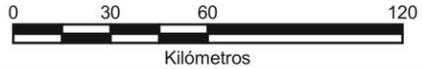
La geología estructural corresponde a varios anticlinales, diapiros, domos, toldos (canopies), diques y otras estructuras salinas; desde pequeñas hasta grandes dimensiones locales; se presentan con una orientación preferencial de noroeste-sureste y noreste-suroeste; el movimiento de sal originó una serie de fallas normales de diferentes desplazamientos que afectan los diferentes niveles estratigráficos con pliegues y fallas inversas por movilidad de bloques tectónicos.

El sistema petrolero en la Cuenca Salina del Istmo, se encuentra de la siguiente manera: roca generadora del Tithoniano, roca almacenadora de areniscas, roca sello del Paleoceno - Oligoceno Superior; la migración en diferentes niveles estratigráficos, desde el Jurásico Tardío, las trampas de tipo estructural y sincronía.

Las reservas más importantes se tienen en los campos Cinco Presidentes, Ogarrio, Cuichapa, Blasillo, Magallanes, El Plan y Bacal. La producción en la cuenca es 39,000 bbl/d de aceite y 56 MMPC del gas; con reservas probadas de 174.8 MMB de aceite y 213.5 MMMPC de gas.

Cuenca Salina del Istmo

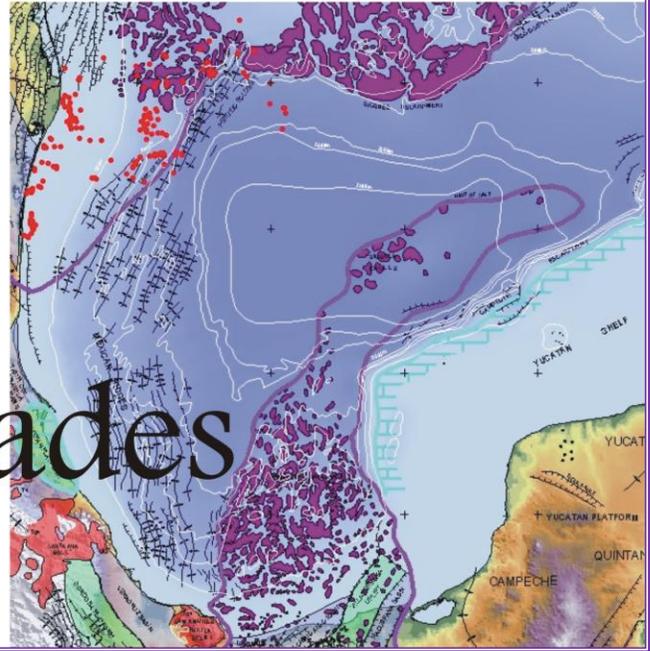
División Municipal



FUENTE: INEGI. Marco Geoestadístico Municipal 2005
Modificado por: Rojas, 2009

Capítulo I

Generalidades



I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN.

La región a la que se refiere este trabajo, es una cuenca sedimentaria en la que existen intrusiones de grandes masas de sal de diferentes tamaños, formas y geometrías, que han ascendido considerablemente deformando a las secuencias sedimentarias sobreyacentes y mas jóvenes o formando minicuenas.

La Cuenca Salina del Istmo se localiza en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, en el sureste del estado de Veracruz, en parte del oriente del estado de Chiapas y en el sur del Golfo de México (Fig. 1.1). En la cuenca existen grandes depósitos de sal jurásica, que constituyen estructuras geológicas denominadas domos salinos, diapiros, diques, toldos (canopies), etc., que han dado lugar a la formación de trampas geológicas que en algunos casos contienen hidrocarburos.

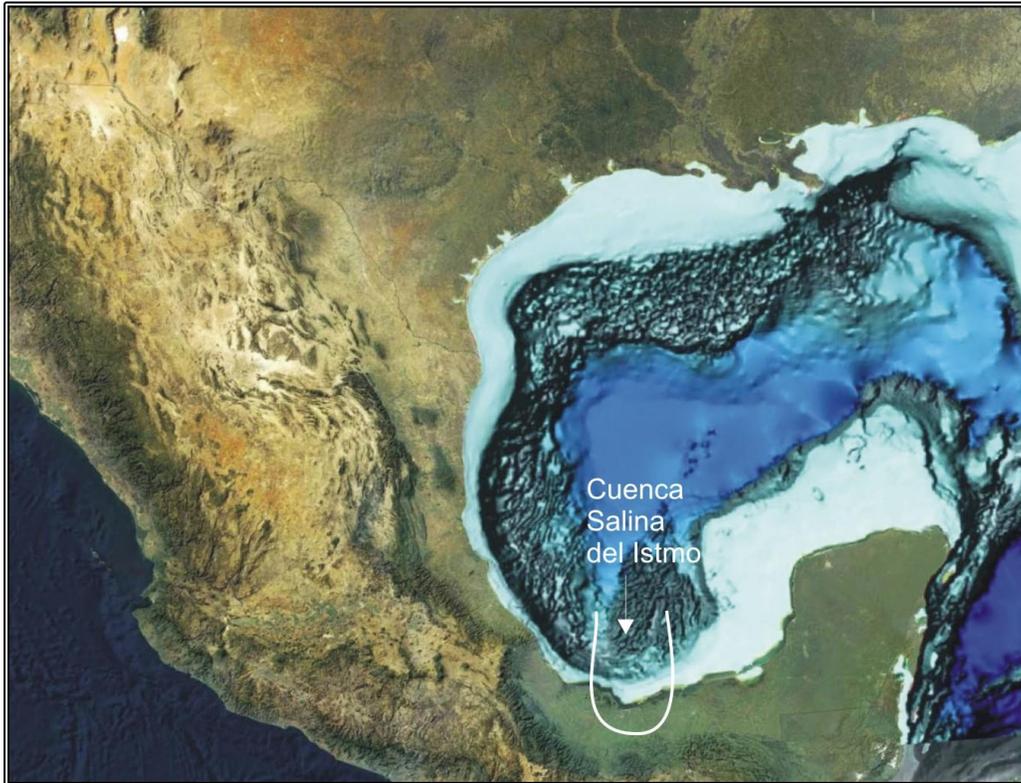


Fig. 1.1 Ubicación de la Cuenca Salina del Istmo en los Estados de Veracruz, Tabasco y Chiapas (Dr. Padilla y Sánchez).

La Cuenca Salina del Istmo empezó a ser explorada y perforada desde los inicios del siglo pasado en 1902; hasta la fecha se han descubierto 50 campos productores de gas y aceite. Los estudios realizados indican que la principal roca generadora es del Jurásico Superior,

las principales rocas almacenadoras son del Terciario y las trampas son estructurales o mixtas (Sosa, et. al., 2005).

La Cuenca Salina del Istmo ha sido objeto de estudios geológicos y pocas publicaciones por el interés económico que representa. Los trabajos realizados por empresas de exploración y explotación de hidrocarburos, sales o azufre, han proporcionado información sobre su origen, evolución y características geológicas, por que la zona tiene un gran potencial petrolero y una gran cantidad de recursos naturales como la sal y el azufre.

La Cuenca Salina del Istmo, tiene una extensión de aproximadamente de 17,000 kilómetros cuadrados, teniendo una tercera parte costa afuera; es una cuenca sedimentaria con una gran columna de sedimentos clásticos intrusionados por sal en la que se produce aceite ligero principalmente los plays cenozoicos que terminan o subyacen contra la sal alóctona de origen Jurásico (Rosales, et, al., 2005).

Con los trabajos de exploración petrolera que realizaron a principios del siglo pasado, los geocientíficos extranjeros y nacionales, se descubrieron los campos petrolíferos de la cuenca de Tampico, La Faja de Oro, Poza Rica, y yacimientos de petróleo ligero del Terciario en los flancos de los domos salinos del Istmo de Tehuantepec y en Tabasco.

La Cuenca Salina del Istmo tiene sedimentos con un espesor aproximado de 10,000 m en su depocentro; cuenca que ha sido explorada en el continente y en la plataforma continental, con pozos que han alcanzado una profundidad de 7,200 m y recientemente, se han iniciado los trabajos de perforación en aguas profundas. A mayores profundidades es muy probable que se encuentren yacimientos en rocas carbonatadas con grandes reservas y alta capacidad de producción de petróleo ligero con gas asociado o de hidrocarburos gaseosos; se considera que existe potencial por debajo de las rocas evaporíticas en un play subsalino.

Un domo salino es una estructura que se ha formado por el empuje ascendente plástico de una masa de sal de gran volumen deformando a los sedimentos sobreyacentes, sin que haya penetración o intrusión; en cambio un diapiro si presenta intrusión; sin embargo estas no son las únicas estructuras salinas, ya que la geometría puede ser muy variada.

El casquete “cap rock” es el material que frecuentemente se encuentra en forma de casquete en la parte superior en los domos y diairos salinos, consiste generalmente de anhidrita y yeso y/o caliza con azufre (Enciso, 1963).

Existe una gran similitud de los domos y diairos salinos de las costas del Sur del Golfo de México con los de Estados Unidos; solamente que en esta región, las estructuras salinas tienen generalmente una forma más regular (frecuentemente redonda) vistos de planta, mientras que los domos salinos de la Cuenca del Istmo presentan formas más irregulares y alargadas, lo cual posiblemente indica condiciones tectónicas diferentes,

aunque se interpreta que la edad y génesis de las secuencias salinas es similar (Enciso, 1963).

1.2 OBJETIVOS.

Se ha publicado numerosos trabajos sobre la geología, procesos y descripción general de la Cuenca Salina del Istmo, por lo que este trabajo tiene como objetivo recopilar, analizar, sintetizar y elaborar un documento escrito integral sobre la geología económica petrolera de la región.

-Describir los aspectos geológicos que caracterizan a la Cuenca Salina del Istmo en los estados de Veracruz, Chiapas, Tabasco y en el Golfo de México, como base para caracterizar el sistema petrolero.

-Describir las características sedimentológicas, estratigráficas y estructurales de las secuencias de la Cuenca Salina del Istmo.

-Conocer el origen y la evolución de la Cuenca Salina del Istmo, correlacionándolos con la geología del Golfo de México.

-Analizar el potencial petrolero de la Cuenca Salina del Istmo, utilizando el enfoque de Sistema Petrolero, determinando a la roca generadora, migración, roca almacenadora, roca sello, trampas y sincronía.

-Conocer las reservas probadas, probables y posibles de la Cuenca Salina del Istmo, para determinar la importancia petrolera de esta cuenca para el país, así como ubicar áreas potenciales para realizar nuevos proyectos de exploración.

-Describir los yacimientos de hidrocarburos de la Cuenca Salina del Istmo, así como el tipo y calidad de los hidrocarburos asociados con las estructuras salinas.

1.3 METAS.

-Elaborar un documento que contenga de forma integral la información geológica de la Cuenca Salina del Istmo, así como las características mas relevantes de los yacimientos de hidrocarburos que en ella se encuentran.

-Describir las características de los principales elementos estructurales, los tipos y fases de deformación que han afectado a la Cuenca Salina del Istmo.

-Interpretar el origen y la evolución de la Cuenca Salina del Istmo, tomando como base a la tectónica de placas, a la estratigrafía, la sedimentología y a la geología estructural.

-Describir las principales características de las trampas petroleras que se encuentran en la Cuenca Salina del Istmo, y con ello proponer metodologías que mejoren la exploración y explotación de hidrocarburos.

1.4 ANTECEDENTES.

Desde antes de la conquista de los españoles, las comunidades nativas sabían que en la región del Istmo de Tehuantepec había emanaciones superficiales de petróleo, sin embargo, fue hasta 1902, cuando Pearson, encargado de la construcción del Ferrocarril Coatzacoalcos-Salina Cruz, perforó el primer pozo a 20 km de Minatitlán Veracruz, en el rancho San Cristóbal. En los años 1905 y 1906 se descubrieron los primeros yacimientos de hidrocarburos con los pozos Capoacán-1 y San Cristóbal-1. Más tarde, se encontraron en la misma subcuenca los campos Tonalá, El Plan, El Burro, entre otros.

En 1903, la Compañía Mexicana de Petróleo El Águila, inició las exploraciones en la zona del Istmo, cubriendo hasta 1936, con la tecnología que se disponía en ese tiempo, toda la cuenca salina en la parte continental, que comprende una faja costera desde El Julie, 70 km al SW de Coatzacoalcos, hasta Laguna Nueva a 30 km de El Plan; así como la parte norte del Estado de Tabasco.

La Cuenca Salina del Istmo tiene un área que presenta un gran interés desde el punto de vista petrolero, ya que dentro de ella se han concentrado importantes campos productores de aceite y gas en estructuras formadas por el movimiento de la sal; entre los domos y/o diapiros probados, que produjeron o están produciendo hidrocarburos; como son: Pajaritos-Ixhuatlán, Tonalá, El Plan, San Carlos-Filisola, San José-Tecunapa, La Venta, Zanapa y otros.

La historia sedimentaria de esta cuenca ha sido determinada a través del estudio de la columna geológica perforada, cuya base inicia en el Jurásico Medio (Pre-Calloviano y Calloviano), donde se depositó un espesor considerable de sal, que después fue cubierto por otras secuencias de evaporitas y una secuencia clástica del Calloviano Tardío. La cuenca continuó su evolución, depositándose posteriormente, carbonatos de plataforma con terrígenos en un periodo transgresivo, cuyas evidencias son los depósitos de lutitas bituminosas y calizas arcillosas; posteriormente en el Cretácico ocurrió un periodo de estabilidad tectónica, tiempo en el que se depositaron carbonatos de plataforma. Al final del Cretácico y en la base del Paleoceno, se depositaron grandes espesores de brechas de carbonatos que posteriormente fueron deformados junto con la demás secuencias sedimentarias de la región, al final del Cretácico e inicios del Terciario. Durante el Terciario, eventos tectónicos originaron distensión durante el Paleoceno y el Eoceno, mientras que en el Oligoceno y Mioceno Medio, ocurrió una etapa de deformación por cizalla que produjo fallas laterales transpresivas y transtensivas, que en su mayoría ocasionaron la reactivación de fallas preexistentes. Estos eventos provocaron la formación

de estructuras compresivas para la primera fase de deformación y fosas o grabens en la segunda, en donde se depositaron cantidades importantes de sedimentos, principalmente de origen clástico, en la que se encuentran importantes yacimientos de hidrocarburos. Las últimas etapas de deformación favorecieron el movimiento de la sal por lo que se formaron importantes estructuras salinas. Los yacimientos producen principalmente aceites ligeros y/o gas, a partir de plays que sobreyacen, terminan o subyacen contra la sal alóctona de origen Jurásico.

1.4.1 Cuencas del Sureste.

Las cuencas petroleras del sureste mexicano (Fig. 1.2), cubren una extensión aproximada de 65,100 kilómetros cuadrados, incluyendo su porción marina. Los trabajos exploratorios con objetivos específicos iniciales datan de 1905, cuando se perforaron los pozos Capoaacán-1 y San Cristóbal-1. A partir de la década de los setentas del siglo pasado, estas cuencas en su conjunto han sido las principales productoras de aceite de México. Están conformadas por cinco provincias (PEMEX, 2009):

1.4.1.1 La provincia Salina del Istmo.

Tiene una extensión aproximada de 17,000 kilómetros cuadrados, donde se tiene un grupo de rocas clásticas intrusionadas por sal, que producen aceites ligeros. En este trabajo se describen las principales características geológicas y petroleras de esta cuenca.

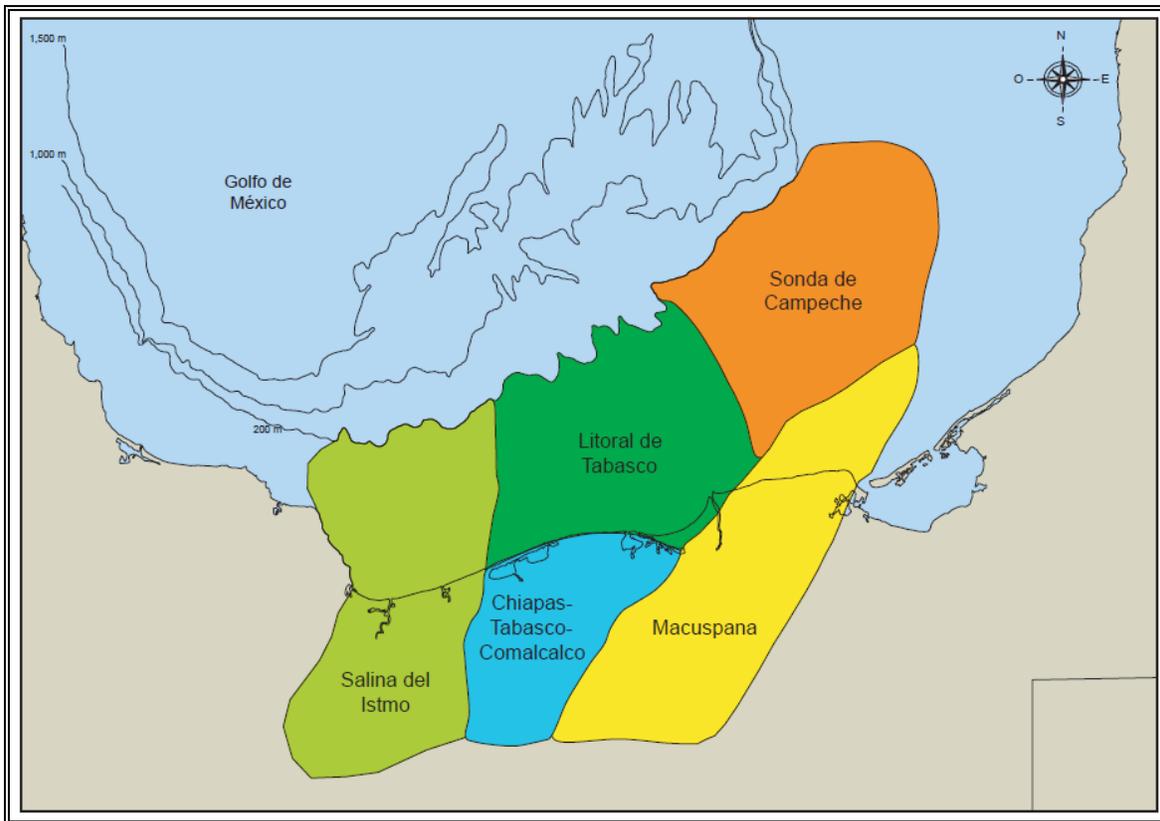


Fig. 1.2 Ubicación de las Cuencas del Sureste (PEMEX, 2009).

1.4.1.2 La provincia Chiapas - Tabasco - Comalcalco.

Fue descubierta en 1972, cubre un área de 13,100 kilómetros cuadrados, es productora principalmente de aceite ligero y gas asociado; sus principales yacimientos se encuentran en rocas calcáreas del Jurásico Superior y Cretácico.

1.4.1.3 La provincia de Macuspana.

Tiene una extensión aproximada de 13,800 kilómetros cuadrados, es productora de gas dulce, no asociado, desde la segunda mitad de la década de los cincuentas, con yacimientos en rocas de edad terciaria, constituidas por areniscas fluviodeltáicas y de plataforma, y con trampas estratigráficas, estructurales y mixtas.

1.4.1.4 La Sonda de Campeche.

Tiene una extensión aproximada de 15,500 kilómetros cuadrados y, es por mucho, la cuenca petrolera más prolífica de México. El complejo Cantarell con reservas remanentes totales de 7,139 millones de barriles de petróleo crudo equivalente forma parte de esta provincia, así como el complejo Ku-Maloob-Zaap, segundo campo productor de aceite pesado del área, con reservas remanentes totales de 6,218 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. La mayor parte de los yacimientos de la Sonda de Campeche están emplazados en brechas del Cretácico Superior al Paleoceno Inferior y en calizas oolíticas del Jurásico Superior Kimendgiano (PEMEX, 2008).

1.4.1.5 La provincia de Litoral de Tabasco.

Abarca una superficie aproximada de 7,400 kilómetros cuadrados. Sus yacimientos se encuentran en brechas del Cretácico-Paleoceno y calizas del Cretácico, que producen principalmente aceite superligero, gas y condensado en trampas estructurales.

Las Cuencas del Sureste tienen una producción acumulada de 40,685 millones de barriles de petróleo crudo equivalente y cuentan con una reserva remanente de 23,290 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Cuentan con un recurso prospectivo total de 16,700 millones de barriles de petróleo crudo equivalente; de los cuales, se tienen documentados 8,186 millones de barriles, esto representa 49 por ciento del potencial registrado en 629 oportunidades exploratorias, el 51 por ciento restante se encuentra en proceso (Tabla 1.1), (PEMEX, 2009).

Tipo de hidrocarburo	Oportunidades número	Recursos prospectivos mmbpce
Aceite ligero	284	3,508
Aceite pesado	53	1,076
Aceite superligero	209	2,648
Gas húmedo	45	657
Gas seco	38	297
Total	629	8,186

Tabla 1.1 Recursos prospectivos documentados en las Cuencas del Sureste por tipo de hidrocarburos (PEMEX, 2009).

1.4.2 Cuenca del Golfo de México Profundo.

La porción profunda de la Cuenca del Golfo de México se ubica en tirantes de agua superiores a 500 metros, cubriendo una superficie aproximada de 575,000 kilómetros cuadrados. Con base en la información hasta ahora adquirida, se han identificado nueve provincias geológicas (Fig. 1.3), distribuidas en tres proyectos exploratorios: Golfo de México B, Golfo de México Sur y Área Perdido.

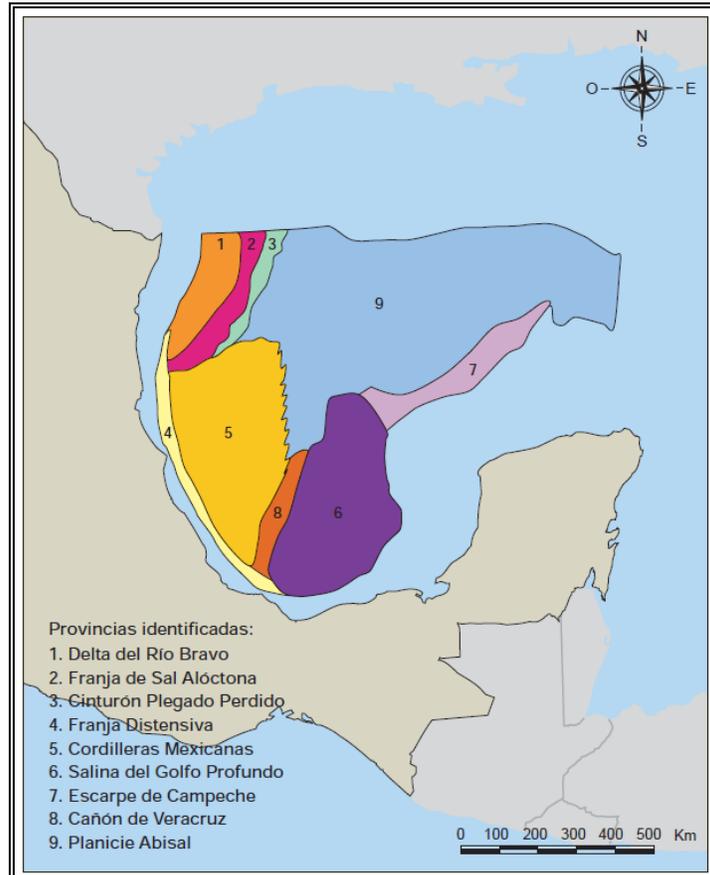


Fig. 1.3 Provincias geológicas identificadas en la Cuenca del Golfo de México Profundo (PEMEX, 2009).

Las características geológicas del área de estudio son las siguientes:

En la provincia Salina del Golfo Profundo (Cuenca Salina del Istmo), la columna sedimentaria mesozoica y terciaria se encuentra fuertemente afectada por la presencia de grandes tolos (canopies) de sal e intrusiones salinas con raíz profunda, que dan origen a la deformación y, en algunos casos, al rompimiento de las estructuras mesozoicas y terciarias, que influyeron activamente en la sedimentación, dando lugar a la formación de minicuenas por evacuación de sal donde los sedimentos de edad Plioceno quedan confinados, pudiendo llegar a formar trampas de tipo estratigráfico. En este sector de la Cuenca Salina del Istmo, existen numerosas evidencias de la presencia de aceite, el cual está siendo expulsado a la superficie del fondo marino a través de discontinuidades,

principalmente por fallas. Con estas evidencias, se espera que el hidrocarburo principal en este sector, sea aceite ligero (PEMEX, 2009).

La perforación de pozos inició en 2004 en el proyecto Golfo de México B, donde a la fecha, se han perforado ocho pozos exploratorios, resultando exitosos: el pozo Nab-1, productor de aceite extrapesado, y los pozos Noxal-1, Lakach-1 y Lalail-1, de gas no asociado, (Fig. 1.4). Estos pozos en conjunto, incorporaron una reserva total de 548 millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

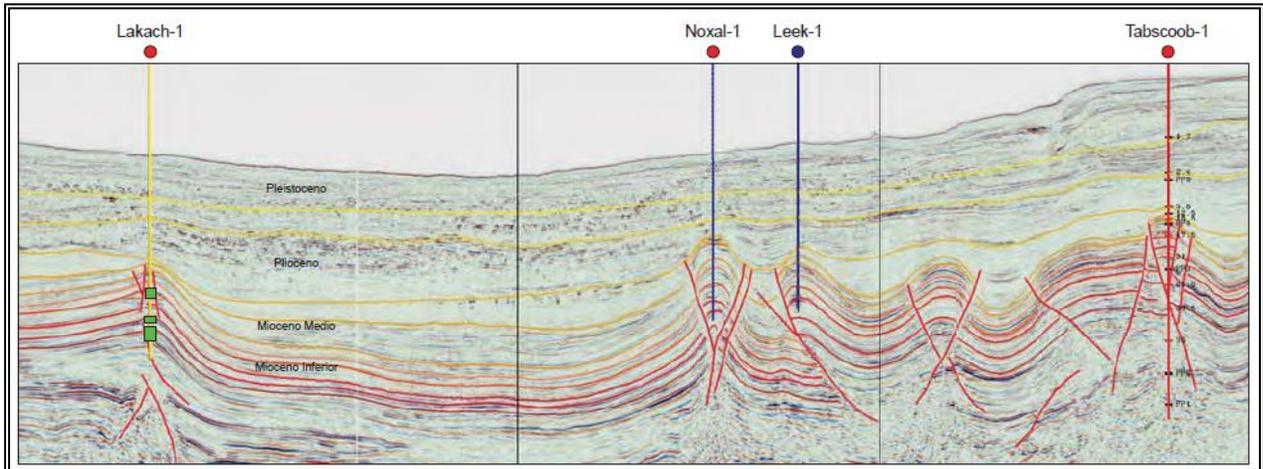


Fig. 1.4 Sección sísmica representativa del área Lakach-Noxal del Golfo de México (PEMEX, 2009).

Los estudios de recursos prospectivos realizados en esta cuenca, indican que es la de mayor potencial petrolero, al estimarse un recurso prospectivo medio de 29,500 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, lo que representa 56 por ciento del recurso total del país, el cual asciende a 52,300 millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

Del total del recurso prospectivo estimado en esta cuenca, se tienen documentados 7,222 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, registrados en 126 oportunidades exploratorias, lo que representa 24 por ciento del potencial; el 76 por ciento restante está en proceso de documentación, (Tabla 1.2), (PEMEX, 2009).

Tipo de hidrocarburo	Oportunidades número	Recursos prospectivos mmbpce
Aceite ligero	91	5,143
Aceite pesado	6	289
Gas húmedo	12	1,183
Gas seco	17	607
Total	126	7,222

Tabla 1.2 Recursos prospectivos documentados en la Cuenca del Golfo de México Profundo por tipo de hidrocarburo (PEMEX, 2009).

1.5 UBICACIÓN.

1.5.1 Vías de comunicación.

En la Cuenca Salina del Istmo, existen diferentes formas de acceso a esta región, la cual cuenta con una amplia red de comunicaciones que permiten arribar a ella desde cualquier punto del país, por carretera, avión, vía marina, vía fluvial o ferrocarril (Fig. 1.5).

Existe la línea del Ferrocarril Transístmico que conecta Puerto México en Coatzacoalcos, en la costa del Golfo de México, con el puerto de Salina Cruz, en la costa del Pacífico. Una de las vías terrestres mas importantes es la Carretera Transístmica, que igualmente conecta Coatzacoalcos con Salina Cruz. Las principales carreteras que comunican son la carretera federal 150 México - Tlaxiaco, la carretera federal 180 Villahermosa - Cárdenas - Coatzacoalcos, la carretera federal 187 Malpasos - Huimanguillo - Cárdenas y la carretera federal 195 Jalapa - Teapa (INEGI, 2005).

El aeropuerto de Minatitlán se encuentra a un costado del Río Coatzacoalcos a 3.8 kilómetros del centro de Coatzacoalcos, juega un papel muy importante en las industrias petrolera y petroquímica. También a 15 kilómetros de la capital, por la carretera Villahermosa - Macuspana - Escárcega se localiza el aeropuerto internacional "C.P.A. Gustavo Rovirosa" donde operan compañías nacionales e internacionales brindando el servicio de pasajeros y de carga a las ciudades más importantes del país.



Fig. 1.5 Vías de comunicación (SCT, 2008).

Por vía fluvial la comunicación se realiza a través de los ríos Grijalva, Usumacinta, Coatzacoalcos, Tonalá y sus afluentes, son de gran importancia para la comunicación por

medio de embarcaciones de poco calado; asimismo se cuenta con los puertos de Coatzacoalcos, Pajaritos, Minatitlán - Nanchital. Los dos primeros registran tráfico de altura y cabotaje, los demás solo operan cabotaje, actividades pesqueras y turísticas. En relación con el puerto Pajaritos, este es administrado por PEMEX; en su totalidad maneja productos petroquímicos. El puerto de Coatzacoalcos cuenta con una línea troncal de ferrocarril, y ocho empresas de transporte de ruta regular, así con algunos aeródromos en toda la Cuenca Salina (Fig. 1.5) (INEGI, 2005).

1.6 FISIOGRAFÍA.

1.6.1 Extensión geográfica.

La situación geográfica de la Cuenca Salina del Istmo, abarca casi toda la región geoeconómica del Istmo en el Estado de Veracruz y la parte oeste de la región Chontalpa-Centro del Estado de Tabasco, así como dos municipios del norte del Estado de Chiapas (Macías, et. al., 1987).

Los municipios veracruzanos que abarca la Cuenca Salina son: Chinameca, Coatzacoalcos, Ixhuatlán del Sureste, Moloacán, Cosoleacaque, Zaragoza, Oteapan, Jáltipan de Morelos, Texhuacán, Minatitlán, Las Choapas, Hidalgotitlán, Jesús Carranza, Oluta y Soconusco.

Los municipios de la región Chontalpa-Centro de Tabasco, incluidos en la Cuenca Salina del Istmo son: Cárdenas, Huimanguillo, Comalcalco, Paraíso y Jalpa, pero éste último sólo en su parte norte (Macías, et. al., 1987).

Los municipios de la región norte de Chiapas son: Reforma (sólo el oeste) y Pichucalco.

El macizo de Jalpa que se ubica entre las dos cuencas sedimentarias, abarca los siguientes municipios de la Región Chontalpa-Centro de Tabasco: parte centro y sur de Jalpa, Cunduacán, parte suroeste de Nacajuca, parte sur de Centro, y la porción occidental del municipio de Jalapa, así como el norte de Teapa (Fig. 1.6) (Macías, et. al., 1987).

La Cuenca Salina del Istmo está limitada al norte y oriente por la Cuenca de Veracruz y el Golfo de México, ya que esta cuenca se extiende más allá de la actual línea de costa; también al norte se encuentran las montañas de San Andrés Tuxtla y las estructuras salinas del oeste del Istmo (Julie, Chinameca y otros); también comprende la región de Achotal y San Juan Evangelista, Veracruz.

En su límite sur, se encuentran los afloramientos de las calizas cretácicas en las estribaciones de la Sierra de Chiapas, en las localidades Medias Aguas, Manatí, Las Limas y el Cerro Jimbal, además del río Uzpanapa.

En su porción sureste, se encuentran los ríos Tonalá - Tachonapa, Playas, Pedregal y Coatzacoalcos; también está el Cerro Pelón - Cerro Jimbal.

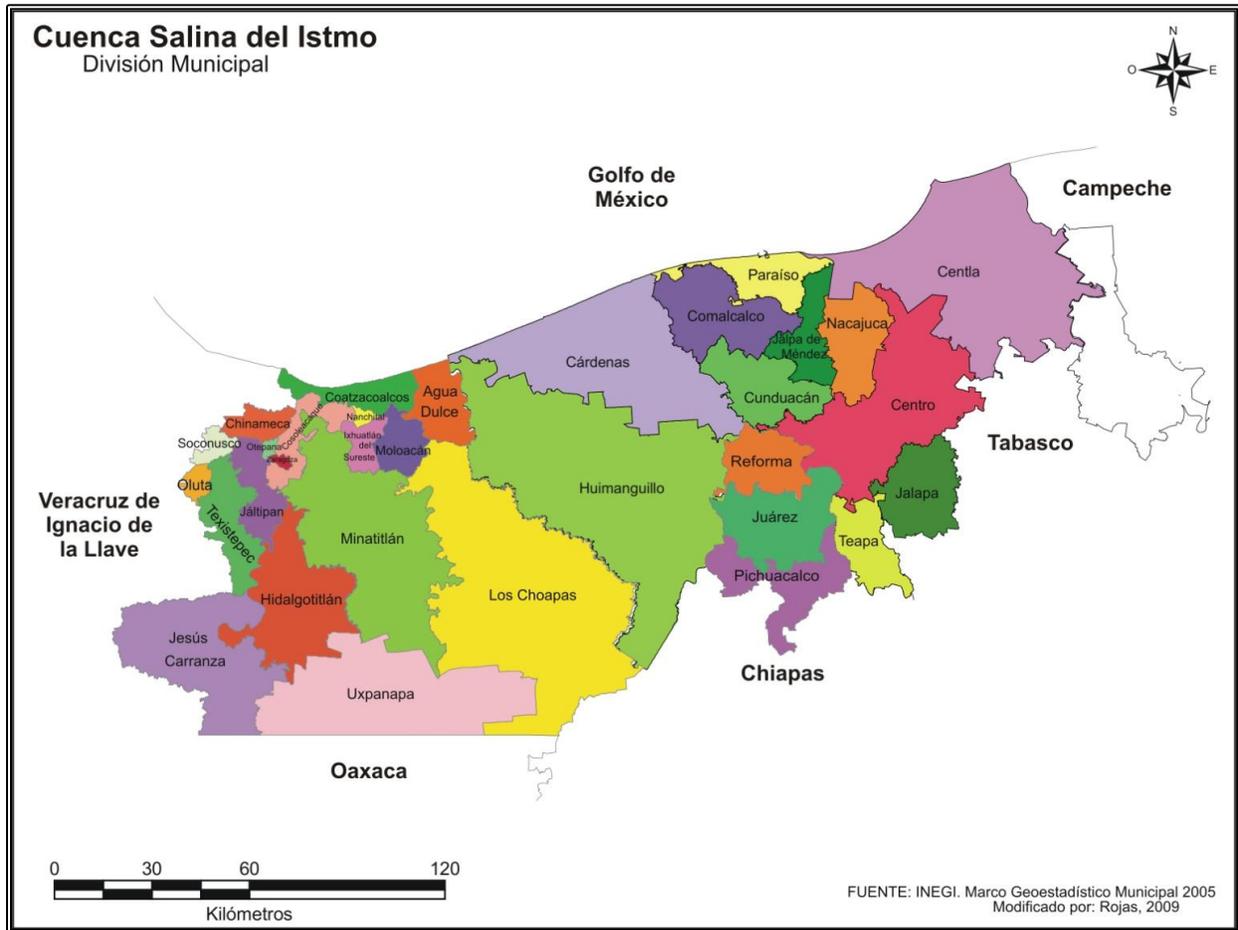


Fig. 1.6 Municipios que componen la Cuenca Salina del Istmo (Modificado de INEGI, 2005).

La Cuenca tiene una longitud aproximada de 150 km, de oeste-noreste a este-sureste y cuando menos 70 km de ancho de norte-noreste a sur-suroeste, extendiéndose al norte de Tabasco; teniendo una superficie aproximada de 17,000 km².

Los límites en coordenadas geográficas de la Cuenca Salina son los siguientes: 93°30' y los 95°10' de longitud occidental y desde los 17°40' de latitud norte hacia el Golfo de México, donde no se conoce con precisión cual es su extensión mar dentro; posiblemente una tercera parte se extiende mar adentro.

1.6.2 Hidrografía.

Los principales ríos que drenan el área, son los ríos Coatzacoalcos y Tonalá; siendo el más importante y caudaloso el río Usumacinta; ambos ríos desembocan en el Golfo de México y han contribuido en el Terciario y Cuaternario con un gran aporte de sedimentos terrígenos a la Cuenca Salina del Istmo. Generalmente los ríos y arroyos mayores que son los afluentes de los ríos antes citados, son de poca pendiente y fluyen muy lentamente; en la época de lluvias aumentan considerablemente sus caudales y se desbordan, formando

pantanos y lagunas. El río Coatzacoalcos nace en el Estado de Oaxaca, donde se unen los ríos Sarabia y Jaltepec, entrando al Estado de Veracruz con un caudal considerable y de poca pendiente. Por la margen izquierda se alimenta de las aguas del río Mixtán y por la margen derecha se alimenta de los ríos Coachapan y Uzpanapa. El río Tonalá, se origina por la unión de los ríos Pedregal, Playas y Tancochapa, recibiendo por su margen derecha, las aguas del río Zanapa, su principal afluente (Enciso, 1963).

El patrón de drenaje es de tipo dendrítico que, en partes, se vuelve subparalelo; la mayoría de sus tributarios son de régimen permanente y navegables por embarcaciones pequeñas durante todo el año, en la época de lluvias se llegan a desbordar, formando pantanos y lagunas, así como numerosos meandros (López, 1976).

1.6.3 Morfología.

Casi toda la Cuenca Salina del Istmo pertenece a la planicie costera del Golfo de México, que va bordeando, toda la costa con algunas interrupciones, empezando en el norte desde los Estados Unidos y continuando hasta Yucatán, inclusive; el área en cuestión es bastante plana con lomeríos bajos. Las elevaciones mayores en la cuenca se encuentran principalmente en la parte sur; siendo las principales elevaciones el Cerro Pelón, el Cerro La Encantada, el Cerro de Manatí, el Cerro Jimbal, el Cerro Cabeza de Perro y el Cerro de Salinas. El cerro mas alto es el Cerro Jimbal con una elevación de aproximadamente 600 m sobre el nivel del mar; mientras que los demás cerros, no pasan de una elevación mayor de los 150 m. Las áreas de lomeríos bajos que a veces se encuentran en la zona, representan posiblemente áreas donde se esta creando relieve positivo, debidos a la actividad tectónica reciente de los movimientos de los domos salinos y por fallamiento lateral. Los lomeríos, principalmente se encuentran en las inmediaciones de San Cristóbal y Salinas, en la zona de Texistepec y de Jáltipan Veracruz; en donde se sabe que, en esas áreas, se encuentran en el subsuelo domos, diapiros y otras estructuras salinas (Enciso, 1963).

1.6.4 Clima.

El clima de la Cuenca Salina del Istmo es tropical húmedo, presenta solamente dos temporadas contrastantes, la temporada con precipitaciones pluviales menores que dura aproximadamente 4 meses, desde los meses de febrero a mayo, y la temporada de lluvias que dura más o menos 8 meses, desde junio hasta enero, inclusive; esto es debido, probablemente, a los vientos que soplan con gran fuerza y que llevan mucha humedad a la zona. En época de secas los vientos dominantes son los del sur y del este, lo que provoca que la temperatura rebase los 40°C a la sombra. La precipitación media anual en esta región es aproximadamente entre 2,500 y 3,000 mm (Enciso, 1963).

1.6.5 Vegetación.

Por las características del clima húmedo tropical que predomina en la zona, la vegetación es muy exuberante; es mayor en las áreas más bajas pantanosas y en los lomeríos es de poca altura con arbustos. En áreas boscosas podemos encontrar maderas preciosas, como cedro y caoba (Enciso, 1963).



Capítulo II

Conceptos

Teóricos

II. CONCEPTOS TEÓRICOS

En este capítulo se describen los conceptos fundamentales sobre las rocas evaporíticas y las estructuras salinas resultantes de los procesos de deformación.

Las grandes masas salinas que se encuentran en el subsuelo de la región del Golfo de México, tanto en Estados Unidos como en la Cuenca Salina del Istmo, se caracterizan por estar compuestas principalmente por los siguientes minerales (Mancilla, 1995):

- Sal gema (halita)
- Anhidrita (yeso)
- Silvita (silvina)
- Carnalita

2.1 MINERALES.

2.1.1 Sal gema (*halita*).

La palabra sal se deriva del latín “sal” y el nombre de halita es derivado del griego “hals” que significa mar (Dana, 1969) (Fig. 2.1).

Se le conoce con algunos nombres específicos como halita, sal de roca, sal gema y sal fósil.

Químicamente la sal esta compuesta por los siguientes elementos:

Elemento	%
Na	39.4
Cl	60.6



Fig. 2.1 Mineral Halita (NaCl).

En la naturaleza la sal raramente es pura, aunque llegan al 99.9% en el contenido de NaCl; los análisis promedio de grandes cantidades de sal minada raramente pasan del 98% de pureza. Estas son en su mayoría fluidos y sólidos, como: gotitas de salmuera, burbujas de gases, inclusiones de sustancias arcillosas u orgánicas, yeso, cloruros de potasio, cloruros de magnesio y otros.

Las inclusiones líquidas en la halita son comunes, éstas representan comúnmente salmueras atrapadas durante el proceso de cristalización (Dana, 1969).

Los cristales de la halita son cúbicos y cuando es pura es transparente e incolora, pero generalmente se presenta con colores blanco, amarillento, café, rojo, rosado, verde,

violeta, púrpura, azul, anaranjado, gris y negro, dependiendo de la naturaleza las impurezas. Es frágil, con una dureza igual a 2.5; sometida a una prolongada presión se manifiesta propensa a la deformación plástica.

Su crucero es perfecto y fuertemente desarrollado, fácilmente se rompe o se separa a través de superficies paralelas a las caras del cubo. Debido a la perfección del crucero, los fragmentos son usualmente originados por los planos de crucero; sin embargo, cuando se quiebra a través de otros planos distintos, su fractura es concooidal. Su peso específico varía de 2.1 a 2.6, es mala conductora de electricidad y posee un elevado índice de conductividad térmica. Decrepita fuertemente cuando es calentada (Dana, 1969).

La sal es muy soluble en el agua, hasta el 35% a la temperatura ambiente. También es higroscópica (propiedad de algunos cuerpos de absorber y exhalar la humedad), pero en menor grado que los cloruros de potasio y de magnesio; a 800 °C se funde con facilidad decrepitando o envejeciendo y dando una coloración amarilla a la llama. En la naturaleza se presenta en las siguientes formas (Dana, 1969):

Sal en Solución:

- a) Agua de los Océanos
- b) Agua de los Lagos
- c) Agua Subterránea

Sal en Rocas:

- a) Depósitos de Playa
- b) Depósitos Estratificados
- c) Estructuras Salinas (domos, diapiros y otras).

Comercialmente la sal se obtiene de todas las fuentes mencionadas, pero las más importantes económicamente son por su pureza cantidad volumétrica y son las estructuras salinas, de las aguas subterráneas, de las aguas oceánicas y de depósitos estratificados (Mancilla, 1995).

Usos.

La sal tiene un gran número de aplicaciones, tan raras y diversas, que la convierten en una materia prima de gran importancia para la industria. Se usa directa o indirectamente en la obtención de (Dana, 1969):

Carbonato de sodio - Pasta de dientes, cosméticos, cerámica y vidrio.

Silicato de sodio - Jabones, adhesivos, catalizadores.

Cloro - Papel, purificación de agua.

HCl - Proceso metalúrgico, acidificación de pozos petroleros o azufreros, procesos industriales.

NaOH - Fibras sintéticas, película de celulosa, refinación de petróleo, refinación de aceites vegetales.

Sodio - Detergente, agente deshidratado, explosivos, jabones.

CaCl - Refrigerante, anticongelante en el carbón y en el concreto, cementación en calizas y plásticos.

NaNO₃ - Pirotecnia, fertilizante, explosivos y vidrio.

Bisulfato de sodio - Lavado de textiles, limpiador de porcelanas, industria metalúrgica.

Clorato de Sodio - Pirotecnia, cerillos, explosivos.

Cianuro de Sodio - Extracción de metales, acondicionadores de suelos, plásticos.

Productos alimenticios (empacado de carnes, pescado, fabricación de grasas, quesos).

Control de polvo y hielo en carreteras.

Sal de mesa.

Agricultura.

Ganadería.

2.1.2 Yeso.

Pertenece al sistema monoclinico, se presenta en algunos casos en cristales tabulares de gran tamaño; en otros casos, forma masas espáticas o micáceas transparentes (espejuelo), o se presenta en forma masiva o finamente granular (alabastro). Son frecuentes las formas fibrosas en largos cristales alargados a modo de cristales; presenta frecuentes maclas en punta de flecha o lanza (Fig. 2.2) (Mancilla, 1995).

En cuanto a sus propiedades, se presenta de color blanco, gris o incoloro; además de diversas tonalidades de amarillo a rojo castaño por causa de impurezas; en otros casos es transparente o translúcido. Presenta un brillo vítreo y sedoso en los cristales, nacarado en superficies de exfoliación. Su raya es blanca, tiene una dureza de 2.0 y su gravedad específica es de 2.32 (Dana, 1969).

La composición química del yeso es:

Elemento	%
CaO	33.56
SO ₃	45.51
H ₂ O	20.93



Fig. 2.2 Mineral Yeso
(CaSO₄ 2H₂O).

Su origen es sedimentario asociado con rocas calcáreas y arcillas principalmente; aunque también puede formarse en vetas por actividad hidrotermal. En general corresponde con depósitos evaporíticos asociados a antiguos mares o lagos salados, aunque también pueden ser producto de hidratación de la anhidrita. En otros casos se forma por la acción del ácido sulfúrico procedente de la pirita al actuar sobre la calcita que se encuentran en margas y arcillas calcáreas o por acción de fumarolas de aguas sulfurosas, ya sea sobre calizas o sobre tobas volcánicas (Mancilla, 1995).

Su principal utilización es la producción de yeso de alta calidad; o como material de construcción en edificios temporales, para enyesado de paredes, molduras y vaciados. Junto con la arcilla se emplea como fertilizante y sin fraguar, es un aditivo retardador en el cemento.

2.1.3 Anhidrita.

La anhidrita se compone de sulfato de calcio anhidro (CaSO_4) y su composición química es (Dana, 1969):

Elemento	%	Fig. 2.3 Mineral Anhidrita (CaSO_4).
CaO	41.2	
SO ₃	58.8	



Pertenece al sistema ortorrómbico, bipiramidal; sus cristales son raros y cuando existen, son tabulares, delgados o prismáticos. Generalmente se presenta en masas cristalinas parecidas a un mineral cúbico con exfoliación cúbica. También puede presentarse en la naturaleza en forma fibrosa, granular y masiva (Fig. 2.3).

Su dureza es de 3.0 - 3.5, con un peso específico de 2.89 - 2.98; tiene brillo vítreo o aperlado en las caras de exfoliación y es incolora a azul violeta; también puede ser blanca, o con un tinte rosa, castaño a rojo (Dana, 1969).

Es soluble en ácido clorhídrico caliente y la solución diluida con cloruro de bario da un precipitado blanco de sulfato de bario.

2.1.4 Silvita.

Deriva del nombre dado por los primeros químicos como "sal digestiva de Sylvio" (Fig. 2.4), refiriéndose al químico Sylvius de la Boë (1614 - 1672) (Mancilla, 1995).

Su composición química es:

Elemento	%
K	52.4
Cl	47.6



Fig. 2.4 Mineral Silvita (KCl).

A menudo contiene inclusiones de líquidos y gases, principalmente hidrógeno, metano y de particular interés, helio; entre otras impurezas físicas se observan con frecuencia cloruro de sodio y óxido de hierro (Mancilla, 1995).

Cristaliza en el sistema rómbico y tiene la misma estructura cúbica que la sal gema. Se puede presentar en agregados y en masas terrosas compactas; las variedades puras son transparentes e incoloras como el agua. El color blanco lechoso se debe a inclusiones de minúsculas burbujas de gases. La silvita de color rojo vivo y rosa son también cristales y contiene en fase de dispersión, minúsculas escamas de hematita.

Tiene una dureza de 1.5 - 2.0, es frágil y sometida a una presión prolongada, manifiesta propiedades plásticas. Su peso específico 1.97 - 1.99, es menor que el de sal de gema (Dana, 1969).

Se distingue por su sabor salado, amargo, astringente; es de muy elevada conductividad térmica. Es muy soluble en el agua y de características higroscópicas. La silvita se parece a la sal gema con la cual, forma a menudo concreciones granulares y se distingue de ella por el gusto y la coloración violeta que da a la llama, visible a través de un vidrio azul. Se usa como fuente principal de compuestos de potasio que se emplean extensamente como fertilizantes (Dana, 1969).

2.1.5 Carnalita.

La composición química de la carnalita es:

Elemento	%
Mg	8.7
K	14.1
Cl	38.3
H ₂ O	38.9

Fig. 2.5 Mineral Carnalita (KMgCl₃·6H₂O).



Como impurezas suelen presentar cloruro de sodio, cloruros de potasio, sulfato de calcio, óxidos de hierro, sustancias arcillosas, gotas de salmuera (Fig. 2.5); a menudo contiene abundante inclusiones de gases (mezcla de nitrógeno con hidrógeno con metano) (Mancilla, 1995).

Cristaliza en el sistema ortorrómbico, sin embargo, los cristales son extremadamente raros; por lo común puede encontrarse en masas granulares. Las variedades puras son incoloras y lo más común es que los núcleos de óxido de hierro le dan un color rosa o rojo, el café o amarillo se debe a las mezclas de hidróxidos de hierro; es frágil, con una dureza de 2.0 - 3.0, peso específico de 1.6, extraordinariamente higroscópico que se convierte pronto en pasta expuesta al aire y se descompone en cloruro de potasio y cloruro de magnesio, con seis moléculas de agua formando una salmuera. Su sabor es amargo, salado,

astriigente, al disolverse en el agua emite un chasquido especial que se parece al crujir de la nieve bajo los pies, dicho fenómeno se debe a que esta sal, más que en otras, se hallan inclusiones de burbujas de gases sometidos a grandes presiones (Dana, 1969).

2.2 SECUENCIAS EVAPORÁTICAS EXPERIMENTALES.

En forma experimental se puede calcular cuanta sal se formaría si se evaporara una cierta columna de agua oceánica. De la Tabla 2.1, puede predecirse que la evaporación teórica de una columna de agua oceánica de 1,000 m producirá un depósito químico de sólo unos 16.5 m, de los cuales casi 13 m corresponden a NaCl, 0.6 m a CaSO₄ y el resto a las otras especies químicas afines.

Comp. iónica	Partes por mil	%
Na ⁺	10.56	78.03 NaCl
Mg ⁺⁺	1.27	0.01 NaF
Ca ⁺⁺	0.40	2.11 KCl
K ⁺	0.38	9.21 MgCl ₂
Sr ⁺⁺	0.008	0.25 MgBr ₂
Cl ⁻	18.98	6.53 MgSO ₄
SO ₄ ⁻	2.65	3.84 CaSO ₄
HCO ₃	0.14	0.05 SrSO ₄
Br	0.065	0.33 CaCO ₃
F	0.0013	
B	0.0045	100.00

Tabla 2.1 La columna izquierda indica la composición iónica del agua marina a una clorinidad estándar de 19 ppm y la columna derecha indica los componentes hipotéticos en porcentaje en peso (simplificada de Braitsch, 1971).

Desde el punto de vista de volúmenes precipitados por evaporación y por las densidades alcanzadas por las salmueras, a grandes rasgos el proceso de evaporación es el siguiente:

- 1) A partir del agua oceánica promedio, la precipitación del carbonato cálcico (0.3% del total de sólidos disueltos) ocurre cuando se ha evaporado el 50% o más del volumen inicial (densidad 1.04).
- 2) La precipitación del sulfato cálcico (3.6% del total de sólidos disueltos) se inicia cuando se ha evaporado un 80% del volumen inicial.
- 3) La precipitación de la halita (el 78% de sólidos disueltos) se inicia cuando el volumen del agua evaporada es del 90%.
- 4) La precipitación de las sales potásico-magnésicas (el 18.1% de sólidos disueltos) se produce, cuando se ha evaporado el 94% del volumen inicial.

2.3 SECUENCIAS SALINAS NATURALES.

Existen notables diferencias entre las secuencias salinas experimentales y las observadas en las series estratigráficas. Dado que muchos procesos evaporíticos naturales quedan interrumpidos en los estadios iniciales e intermedios, las cantidades de carbonato y sulfato cálcicos del registro geológico son muy superiores a los de experimentación, aunque estos son proporcionales, la halita está más representada en las series naturales y las zonas de K-Mg están fuertemente segregadas; en particular, los minerales de sulfato magnésico y la bischofita; existe también en el registro estratigráfico silvita y carnalita.

Un aspecto que llama la atención es la deficiencia o incluso ausencia total en muchos depósitos naturales de sulfatos de Mg, ocupando su lugar la halita, con sólo cantidades muy pequeñas de minerales como polihalita y silvita. Esta deficiencia ha sido referida por algunos autores como “metamorfismo de salmuera” (modificación del quimismo original del agua marina), y se ha usado como criterio de clasificación de las secuencias salinas naturales.

En la práctica, muchas secuencias salinas naturales se reducen a tres zonas principales, además de los carbonatos basales (cuando éstos se presentan) estas zonas son:

- 1) Zona del sulfato cálcico. En ella domina la anhidrita, que a menudo es muy pura; en superficie se encuentran todos los tránsitos, entre ésta y el yeso secundario. A veces está presente la polihalita secundaria, ocurriendo todas las gradacionales, entre ésta y la anhidrita.
- 2) Zona de la halita. En ella, la roca halítica puede ser muy pura, aunque también puede contener cantidades pequeñas de sulfatos y algo de material clástico principalmente arenas y arcillas. Muchas de las potentes zonas de halita de los depósitos clorurados tienen más del 90% de NaCl, pero también pueden presentarse todas las transiciones, entre ésta y la arcilla salífera, o las secuencias de anhidrita/polihalita.
- 3) Zona potásica. La composición de la roca es extremadamente variable pero casi todas contienen halita. Las litologías principales son las capas de silvinita y carnalita.

2.4 FACTORES DE PRECIPITACIÓN EVAPORÍTICA.

2.4.1 Mecanismos físico-químicos de precipitación.

En un proceso natural de eliminación de fase líquida a partir de un volumen inicial de agua oceánica, la precipitación ocurrirá al ir alcanzando progresivamente los productos de solubilidad de las diferentes sales disueltas. La evaporación es sin duda el principal mecanismo por el cual ocurre este proceso. Otro mecanismo de precipitación posibles son los cambios térmicos que afectan en particular a la solubilidad de silvita y carnalita, y en

menor proporción, a la halita. Los cambios térmicos afectan, igualmente durante el enterramiento y subsidencia a muchos minerales evaporíticos. También de interés como mecanismo posible, es la mezcla de salmueras, susceptible de dar sobresaturaciones instantáneas. A continuación se describen los factores principales que originan los depósitos evaporíticos:

2.4.2 Evaporación.

Podrán producirse evaporitas en aquellas superficies terrestres actuales en las que el balance hídrico sea deficitario, particularmente en las zonas semiáridas y áridas de las franjas latitudinales norte y sur, comprendidas aproximadamente entre los 15° y 35-40°, donde la pluviosidad es con frecuencia inferior a 100 - 200 mm anuales. No obstante, los últimos estadios salinos son difíciles de alcanzar porque la evaporación se impide progresivamente al ir aumentando la concentración de las salmueras. Por otro lado, la humedad relativa (Kinsman, 1976), resulta ser un factor decisivo en la evaporación, que gobierna las condiciones de aridez y los efectos de desiertos de sombra.

2.4.3 Viento.

Asociadamente a la humedad relativa, el viento es el factor determinante de la evaporación, aun más que el térmico (insolación); el viento controla la circulación que se observa en muchas cuencas oceánicas actuales ligeramente evaporíticas (Brongcrsrua-Sanders y Groen, 1970).

2.4.4 Estratificación de las aguas.

En los cuerpos de agua evaporíticos es frecuente la estratificación, que da lugar a la existencia de masas hipersalinas profundas, como es el caso del Mar Muerto (Neev y Emery, 1967). En tales masas frías y densas incomunicadas con la superficie, la precipitación salina sólo puede ocurrir por cambios térmicos o bien, por el enfriamiento de las salmueras que ocasionalmente se hunden desde la superficie. Pero la precipitación masiva de tipo evaporítico requiere la desaparición de la piconclina y la homogeneización (overtum) de las masas de agua.

2.4.5 Influjoreflujo.

Debido al contenido relativamente bajo en sales del agua oceánica (Tabla 2.1), la acumulación de depósitos salinos potentes sólo es posible por la llegada de nuevos y continuos aportes (influjoreflujo) de agua marina en las cuencas. Por lo mismo, la ausencia en muchas acumulaciones naturales de sales más solubles que las únicas observables, implica una salida (reflujo) de las salmueras residuales.

2.4.6 Elemento de confinamiento.

La concentración progresiva de un cuerpo de agua marina por evaporación, produce una eventual crisis de salinidad. Como elemento de confinamiento se concibió, ya clásicamente, la barra o barrera, de juego más o menos fluctuante.

- a) Física (acumulaciones clásticas por oleaje y corrientes, umbrales estructurales o morfológicos); eólica como los vientos monzónicos o biológica (arrecifes).
- b) Hidrodinámica: es la plataforma de saturación, es decir, áreas muy someras y extensas en las que las salmueras densas sólo realizan trayectorias unidireccionales.

2.4.7 Movimientos eustáticos.

Los influjos a las cuencas evaporíticas pueden estar controlados a gran escala por los movimientos eustáticos de la lámina de agua oceánica, ya sean de causa geodinámica o glacio-eustática. Esta observación parece especialmente válida para los grandes períodos de depósito salino en cuencas cratónicas de distribución mundial y marcada isocronía.

2.4.8 Dispositivos de salinidad.

En las cuencas confinadas, la distribución de las isohalinas puede hacerse con o sin gradiente lateral de salinidad, dependiendo de las características del influjo. En las cuencas de desecación total o con sólo alimentaciones esporádicas, así como en muchas salinas o depósitos de playa-laguna terminal, es común un depósito concéntrico de las facies sedimentarias. Otras cuencas actuales o fósiles, se caracterizan por un marcado gradiente lateral de salinidad que progresa desde la zona de influjo hasta el extremo distal.

2.4.9 Subsistencia.

La existencia de series evaporíticas muy potentes en numerosos depocentros ha llevado desde hace tiempo la aceptación general del fuerte control que ejerce la subsidencia sobre la acumulación salina. Sin embargo, muchos autores han expresado la necesidad de que la subsidencia principal en las cuencas sea previa al relleno evaporítico, dada la alta velocidad de sedimentación de los cloruros.

2.4.10 Condiciones euxínicas.

Varias cuencas evaporíticas presentan episodios tempranos de condiciones euxínicas; en estas fases, que suelen marcar el inicio (e incluso la finalización) de un proceso de confinamiento con estratificación de aguas, se acumulan cantidades variables de materia orgánica de origen planctónico (facies lutita negra, lutita aceitíferas, lutitas bituminosas, laminitas orgánicas), de posible interés energético y con contenidos, aunque excepcionalmente altos en elementos metálicos. Tal situación inhibe la producción carbonatada bentónica en el fondo, quedando relegada a posiciones marginales en relación con el cuerpo de agua superior bien oxigenado. Por otro lado, el contenido en oxígeno del agua desciende al aumentar la salinidad, siendo prácticamente nulo por encima de 300 ppm.

2.4.11 Actividad sulfato-reductora.

En relación también con las fases euxínicas, más o menos ricas en materia orgánica preservada, o simplemente anóxicas, se produce en las cuencas una intensa actividad sulfato-reductora de origen bacterial, que inhibe a su vez, la sedimentación de sulfato

cálcico en el fondo (Neev y Emery, 1967; Friedman, 1972, Busson, 1978a). Por otro lado, a esta actividad se atribuye la formación de:

- 1) Algunos yacimientos de azufre ligados a las evaporitas, tanto los estratiformes como los de los casquetes (cap rock) de los diapiros, y
- 2) Algunos depósitos carbonatados, productos de la descomposición bacteriana de formaciones de sulfatos.

2.4.12 Barreras hidroquímicas y yacimientos.

Entre otros muchos autores, Lagny (1980) y Fuchs (1980), han insistido en la importancia de las evaporitas como fijadoras de elementos metálicos y marcadoras de yacimientos, en general, como consecuencia de la química radicalmente diferente que existen entre las aguas de llegada a una cuenca evaporítica y sus propias salmueras. En tales circunstancias, los cinturones periféricos de mezcla pueden actuar como auténticas barreras de retención de elementos menores.

2.4.13 Ambientes evaporíticos y ecología.

Muchos organismos soportan diferentes grados de hipersalinidad, hasta incluso en el dominio clorurado; aunque existe en estos ambientes una estricta selección orgánica reflejada en el carácter casi monoespecífico de algunas comunidades; como su alta capacidad de regulación osmótica y el carácter halotolerante que les permite la adaptación; se encuentran junto con precipitados subacuáticos-intersticiales, primarios-secundarios, in situ-clásticos. Los modos y ocurrencias de los precipitados químicos en los ambientes y formaciones evaporíticas son muy variados, y conviene realizar las siguientes distinciones:

- a) Mineralógica: son aquellos precipitados químicos que forman minerales primarios, en el sentido de haber nucleado directamente como tal, y aquellos otros que son secundarios por preceder de la transformación de una fase sólida precursora.
- b) De localización del crecimiento: son los precipitados de crecimiento libre en una masa de agua o sobre una superficie de depósito, es decir, los subacuáticos o primarios, y los que crecen dentro de un material encajonante de un modo intersticial o intrasedimentario. En este último caso, el crecimiento suele calificarse como sinsedimentario, diagenético temprano o tardío, según sea su paragenesis, aunque pueda ser primario mineralógicamente.
- c) Sedimentológica: son aquellos precipitados “in situ” y otros químicos que se han acumulado clásticamente.

2.5 CONCEPTOS DE TECTÓNICA SALINA.

Se realizaron grandes avances en el conocimiento sobre la Tectónica Salina principalmente en la década de los 80' del siglo pasado, debido a un significativo mejoramiento en la adquisición y proceso de la información sísmica en la exploración del norte del Golfo de México, lo cual permitió una mejor imagen del subsuelo. De esta manera, pudieron reconocerse nuevos modelos relacionados con la sal, tales como el emplazamiento y segmentación de las capas salinas alóctonas (allochthonous salt sheets) y la formación de soldaduras de sal (salt weld) por efectos de remoción salina. También se descubrieron fajas de pliegues y cabalgaduras inducidos por gravedad, localizados principalmente en la base del talud continental del Golfo de México, los cuales ocasionalmente eran cabalgados por el frente de los toldos o canopies salinos (Oviedo, 1996).

Estas ideas motivaron realizar modelaje experimental en laboratorio para probar las propuestas y entender los mecanismos para los nuevos modelos de deformación salina. Así, se observó que la sal conteniendo solo 0.01 % de agua se comportaba como un fluido viscoso Newtoniano cuando era deformada. Esto fue comprobado en Irán por los estudios de cuerpos salinos aflorantes (Talbot y Jarvis, 1984), donde se comprobó que la sal húmeda fluía sobre la superficie a manera de glaciar, a una velocidad incluso hasta 100,000 veces más rápido que la obtenida por los experimentos (Jackson y Talbot, 1991).

A continuación se describen los conceptos y parámetros básicos sobre tectónica salina, tomando como base el trabajo de Jackson y Talbot, (1991), también se describen las propiedades físicas de la sal, los mecanismos de deformación y las principales formas de las estructuras salinas (Jackson y Talbot, 1991; Jackson y Talbot, 1989); enfatizando el concepto del emplazamiento a manera de glaciar (McGuinness y Hossack, 1993), la formación de cuencas de evacuación y soldaduras de sal (Jackson y Cramez, 1989), así como la influencia de las fallas contra regionales en la formación de estas estructuras (Seni y Jackson, 1989 y Peel, 1994) (Oviedo, 1996).

2.5.1 La sobrecubierta (overburden), se refiere a los sedimentos depositados encima de la sal; es un término usado con connotación estratigráfica y no estructural, donde la sal alóctona que sobreyace a su sobrecubierta como resultado de la deformación (Oviedo, 1996).

2.5.2 La sal madre o fuente (source layer o mother salt), es la capa que aporta la sal para el crecimiento de las estructuras salinas; la sal madre es un tipo particular de sustrato sedimentario evaporítico (Talbot, 1991).

2.5.3 El sustrato (substratum), en tectónica salina se refiere a la capa dúctil abajo de la sobrecubierta frágil y encima del estrato subsalino o basamento. Sustrato es un término más general que sal madre; el sustrato puede dar o no origen a estructuras ascendentes (Talbot, 1991).

2.5.4 La cubierta (cover), es la pila sedimentaria completa encima del basamento que incluye tanto al sustrato (sal) como a la sobrecubierta (Oviedo, 1996).

2.5.5 La capa precinemática (prekinematic layer), son las capas depositadas antes del inicio del flujo de la sal; mantienen por lo general espesores constantes (Fig. 2.6).

2.5.6 La capa sincinemática (synkinematic layer), es la capa que fue depositada cuando la sal está fluyendo, normalmente depositadas sobre la capa precinemática; presenta engrosamiento local asociado a la remoción salina (cuencas de evacuación) o adelgazamiento hacia la parte frontal de la sábana salina (Fig. 2.6) (Talbot, 1991).

2.5.7 La capa postcinemática (postkinematic layer), es aquella capa depositada cuando ha cesado el flujo de la sal, la cual fue depositada sobre la capa sincinemática. Si no existe ningún proceso de deformación posterior al flujo total de la sal, presentan estratificación horizontal y espesores constantes (Fig. 2.6) (Talbot, 1991).

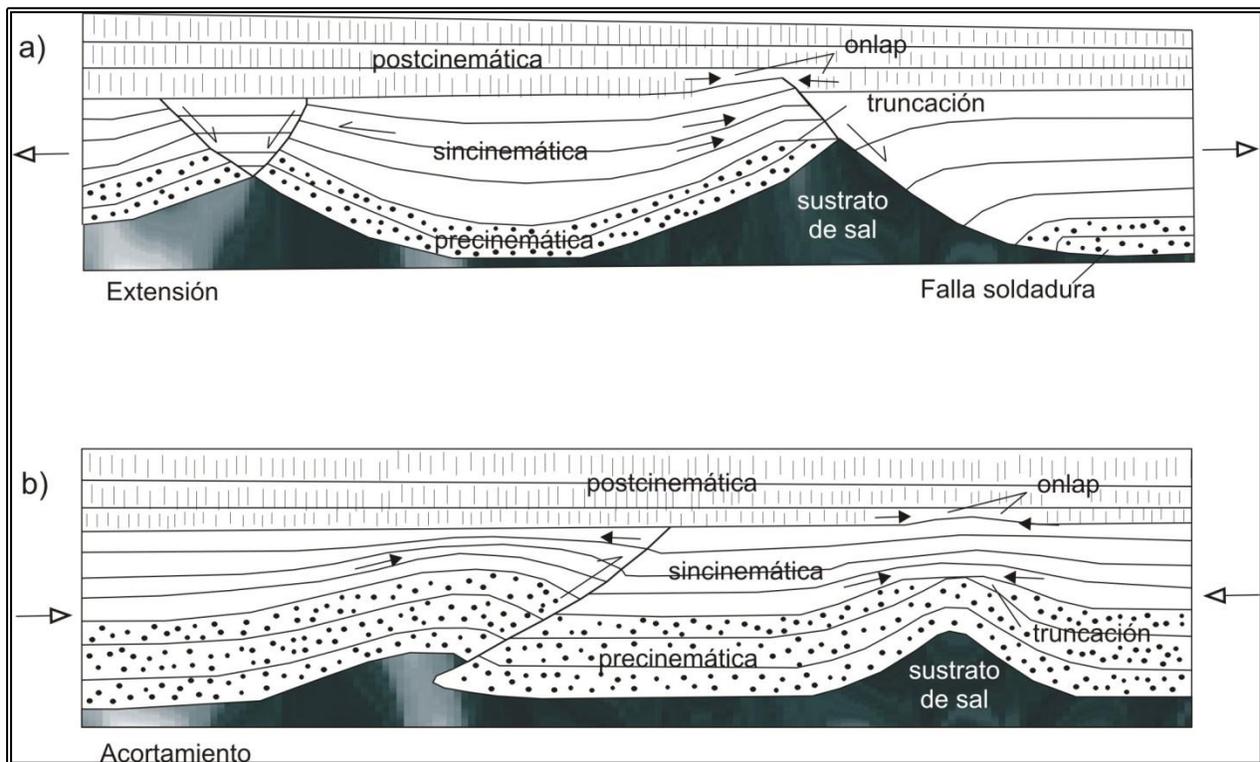


Fig. 2.6 Flujo sedimentario a) extensión; b) acortamiento (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

2.6 MECANISMOS BÁSICOS EN LA DEFORMACIÓN DE LA SAL.

La sal se deforma en el campo dúctil cuando es sometida a esfuerzos de cualquier tipo o por presión litostática (peso de la columna sedimentaria sobrepuesta).

El equilibrio isostático se explica porque la densidad de la sal que es 2.1 a 2.2 g/cm^3 , varía muy poco si está en la superficie o a profundidad; en cambio la densidad de los

sedimentos que la cubren varía notablemente, debido a los tipos de roca de la columna estratigráfica; en la superficie son sedimentos y tienen menor densidad que la sal 1.7 a 2.0 g/cm³, pero a profundidad por efecto de la diagénesis, se convierte en rocas con densidades mayores que la sal, de 2.4 a 2.8 g/cm³; cuando se pierde su equilibrio de la sal inicia su movimiento ascendente, fluyendo por los lugares de menor presión y mayor debilidad; plegando en primer término, las rocas que la cubren para formar domos (anticlinales salinos) o bien rompiéndolas para originar las estructuras dómico-diapíricas, toldos, diques, (Ortiz, 2004).

Cuando se forman intrusiones salinas, estas originan una serie de fallas generalmente de tipo normal, aunque también de desplazamiento lateral, producidos por los esfuerzos verticales, por el asentamiento y por el reacomodo de los bloques originado por el movimiento ascendente de la sal; ocasionando también distorsión en los planos de estratificación (plegamiento). En algunos casos también pueden formar fallas inversas.

Existen 4 principales factores que influyen en el movimiento de la sal y en el tipo de estructura o forma que finalmente se presente:

- Resistencia o viscosidad de la sal.
- La composición y espesor de la capa original.
- La resistencia a la fractura de las rocas que las cubren (bajo esfuerzo cortante).
- El contenido de agua en las capas de sal y en las rocas adyacentes (lubricación).

La teoría del flujo plástico se basa en la idea que, tanto los sedimentos como la sal se comportan como líquidos muy viscosos o como sustancias plásticas capaces de fluir. La sal, bajo condiciones estándar, tiene una densidad de 2.1 a 2.2 gr/cm³, que no aumenta significativamente cuando se incrementan las presiones por sobre peso en enterramientos profundos (Tabla 2.2) (Ortiz, 2004).

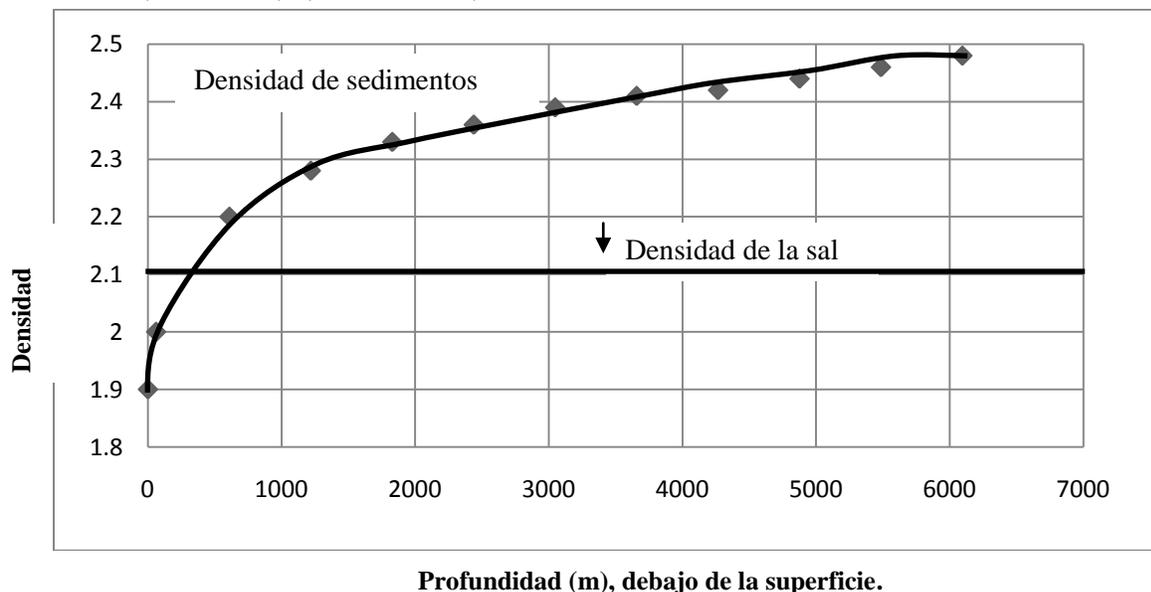


Tabla 2.2 La densidad de la sal y sedimentos, cuando se vuelve constante.

Se observa la diferencia en densidad de la sal con los sedimentos siliciclásticos a medida que aumenta la altura.

Algunas combinaciones de condiciones críticas, que afectasen a la sal durante largo tiempo, al hacerla más plástica y eventualmente, harían que superase su estado crítico y que fluya hacia zonas de menor presión.

De acuerdo a Jackson y Talbot, 1991, los mecanismos elementales por el cual la sal fluye, es el efecto puro de la gravedad o cuando el esfuerzo principal (σ_1) es vertical y todos los esfuerzos laterales son iguales a la presión litostática.

El término tectónica salina (halotectónica) se refiere a cualquier deformación tectónica cuando el sustrato involucre sal u otras evaporitas; el concepto incluye la halokinesis (Trusheim, 1957; Jackson y Talbot, 1986; en Jackson y Talbot, 1991). La halotectónica considera dos mecanismos importantes:

2.6.1 La halotectónica extensional ocurre cuando σ_1 es vertical y σ_3 es horizontal (o paralelo al talud) y menor que el esfuerzo litostático. Este tipo de tectónica salina está invariablemente asociado con el desarrollo regional de fallas normales, tanto en la sobrecubierta como en la cubierta.

2.6.2 La halotectónica compresional ocurre cuando σ_1 es horizontal, ya sea que σ_3 sea vertical y genere acortamiento o que σ_2 sea vertical y genera transpresión. Este estado de esfuerzos afectando la sal puede dar origen a acortamiento regional afectando sólo a la cubierta sedimentaria o puede involucrar al basamento; se generan pliegues y fallas inversas.

2.6.3 La halokinesis es una forma de tectónica salina, en la cual la sal fluye por efectos puramente asociados a la gravedad, es decir, por la liberación de la energía potencial de la gravedad y ausencia de fuerzas tectónicas laterales importantes. La halokinesis incluye los siguientes mecanismos.

2.6.4 La flotación (buoyancy), es asociada a la inestabilidad causada por la tendencia de la sobrecubierta a hundirse en una capa de sal menos densa. La flotación es gobernada por los gradientes laterales de presión causados por el relieve estructural en la parte superior de la sal madre. Existe un punto a profundidad, en el cual, la densidad de la sobrecubierta es igual a la de la sal (nivel neutral de flotabilidad); este es el punto en el que la sal empieza a flotar y los diapiros se expanden mas rápidamente. La profundidad varía de cuenca a cuenca pero, por lo general, se ubica entre 450 a 900 m bajo condiciones normales de compactación, y a 1,500 m donde se tienen cuerpos arcillosos sin compactar (presión de poro alta).

2.6.5 La carga diferencial (differential loading), está asociada a la formación de gradientes laterales de presión causados por la variación lateral en espesor (tanto de la sal como de la sobrecubierta), por la densidad o peso de la sobrecubierta. Estas variaciones pueden estar asociadas a aspectos sedimentológicos (especialmente en el límite plataforma-talud, donde la diferencia en el espesor de depósitos ya sea de abanicos, deltas o lóbulos, da lugar a diferentes densidades en la sobrecubierta y en el peso que esta ejerce sobre la sal) o estructurales (adelgazamiento por efectos de expansión o engrosamiento por efectos de fallas de crecimiento). A diferencia del mecanismo de flotación, este mecanismo no requiere de inversión de densidades o sepultamiento de la sal por debajo del nivel de flotación para funcionar (Jackson y Talbot, 1991), dado que la sal se mueve de las zonas de mayor carga hacia las zonas de menor carga (presión) y el flujo depende de la relación de viscosidades entre la sobrecubierta y la sal (Basurto, 1992).

2.6.6 La expansión por gravedad (gravity spreading), esta asociada al colapso vertical y expansión lateral de la sal y la sobrecubierta por el efecto de su propio peso, en presencia de una superficie inclinada, que permite que la fuerza de gravedad se transforme en un esfuerzo de cizalla pendiente abajo del talud, provocando la expansión. En este caso, la base de la sal puede ser horizontal o incluso inclinarse levemente en sentido opuesto a la superficie de deslizamiento. Este mecanismo se asocia con el origen y expansión de los glaciares de sal (Talbot y Jarvis, 1984) y la inyección lateral de los toldos o canopies salinos.

2.6.7 La convección termal (thermal convection), esta asociada al ascenso en estado subsólido de la sal caliente y al hundimiento de la sal fría, esto se debe al gradiente termal entre la cima y la base de la sal por efectos de la alta conductividad térmica de la sal, lo que genera corrientes de convección. La convección es promovida por el incremento del espesor de la capa de sal, la densidad, el gradiente de temperatura y la expansividad termal, así como por la disminución de la viscosidad y la difusividad termal. La convección termal es teóricamente posible en capas de sal con espesor mayor de 2.9 km, con una viscosidad menor de 10^{16} Pascales y un gradiente geotérmico de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Jackson y Talbot, 1991, también definen los siguientes dos términos específicos relacionados con la pérdida progresiva de sal:

2.6.8 De acuerdo a Jackson y Cramez, 1989, la reducción de sal (salt reduction), se refiere a la transferencia de masa salina a través del tiempo, dando por resultado un cambio evidente, visto en sección, en el área de la sal, debido a:

- 1.- Pérdida de volumen por disolución.
- 2.- Flujo de volumen constante hacia afuera del plano de sección, incluyendo esparcimiento a lo largo de un decollement.
- 3.- Flujo de volumen constante dentro del plano de sección pero más allá aún del plano mismo de sección.

2.6.9 La evacuación de sal o retroceso de sal (salt withdrawal), se refiere a la transferencia de masa salina a través del tiempo, sin grandes cambios, visto en sección, en el área de la sal. Ejemplos de este proceso son la migración de la sal desde los flancos de una almohadilla salina (salt pillow), hasta su núcleo en un diapiro o el flujo de sal a lo largo de una pared de sal (salt wall) hasta las culminaciones locales que evolucionan a troncos de sal (salt stocks). La evacuación de sal es un proceso bien conocido para explicar la inversión estructural (anticlinales tipo tortuga) asociada con diapirismo.

El proceso de reducción culmina con la formación de soldaduras de sal (salt welds), (Jackson y Cramez, 1989).

2.6.10 La soldadura de sal (salt weld), se refiere a la superficie o zona separada originalmente por sal alóctona. La soldadura es una estructura de sal negativa que resulta del retiro completo o casi completo de la intervención de sal. La soldadura puede consistir en seudomorfos de halita, brechas insolubles o de sal muy fina para ser vista en los datos de reflexión sísmica. La soldadura generalmente no siempre está marcada por una discordancia estructural. Otra característica distintiva de la soldadura es una inversión estructural encima de ellos.

2.7 ESTRUCTURAS SALINAS.

En el Golfo de México y en otras cuencas salinas del mundo se encuentran diferentes tipos de estructuras, entre de los que destacan los cuerpos salinos que forman domos, diapiros y toldos (canopies). En este capítulo se definen las características más importantes de esas estructuras y de otras que se han reconocido en diferentes localidades.

Para un mejor entendimiento de las características físicas de la sal es necesario conocer su origen, propiedades y papel dentro de una trampa de tipo estructural o estratigráfica.

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 entrampamiento de aceite 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 hidrocarburos y como una fuerza activa de empuje tectónico y una fuerza pasiva separadora de niveles tectónicos (Pratsch, 1989).

2.7.1 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 (Huber, 1989; Diegel, et. al., 1995; Harrison, et. al., 1995; Rowan, 1995). 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 (León, 2001).

Existen múltiples episodios de formación de capas que se acuñan 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 (Diegel, et. al., 1995; Harrison, et. al., 1995., Peel, et. al., 1995).

Diversos autores como Wu, et. al., (1990), Diegel, et. al., op. cit.; y Rowan, et. al., (1995), 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 (Fig. 2.7).

Con relación a la geometría de las estructuras salinas, uno de los modelos mas recientes, que han integrado las ideas de otros autores es el de Jackson y Talbot (1991); quienes describen la evolución estructural de los cuerpos de sal depositados inicialmente, así como las formas que adquieren a través del tiempo. Estos autores clasificaron a las estructuras salinas en estructuras no diapíricas y diapíricas las cuales tienen diferentes configuraciones (Fig. 2.8).

Las estructuras salinas no diapíricas involucran estructuras de baja amplitud, son las primeras que se forman en el proceso de deformación de la masa salina, presentan relieves suaves en sus cimas y solo producen plegamiento flexural; se origina por un par de fuerzas que permiten doblar una estructura sólida por unidad de curvatura producida en la sobrecubierta, se les considera inmaduras; de acuerdo a su orden de evolución tenemos a: ondulaciones de sal (salt rollers), montículos de sal (salt swells), anticlinales salinos (salt anticline) y almohadillas de sal (salt pillows).

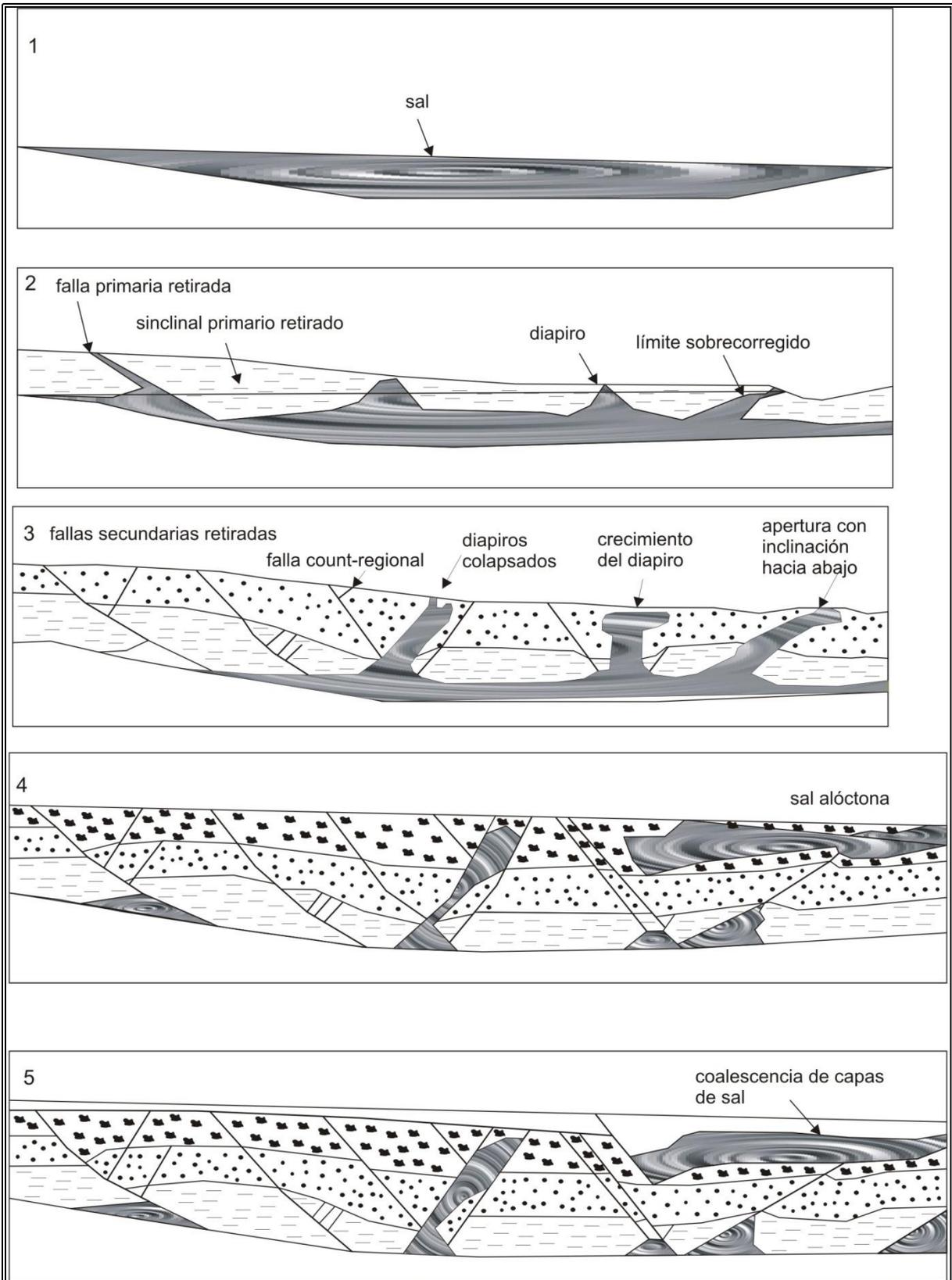


Fig. 2.7 Modelo simplificado de la evolución de una capa de sal en el Golfo de México (Tomada de Montgomery, et. al., 1997).

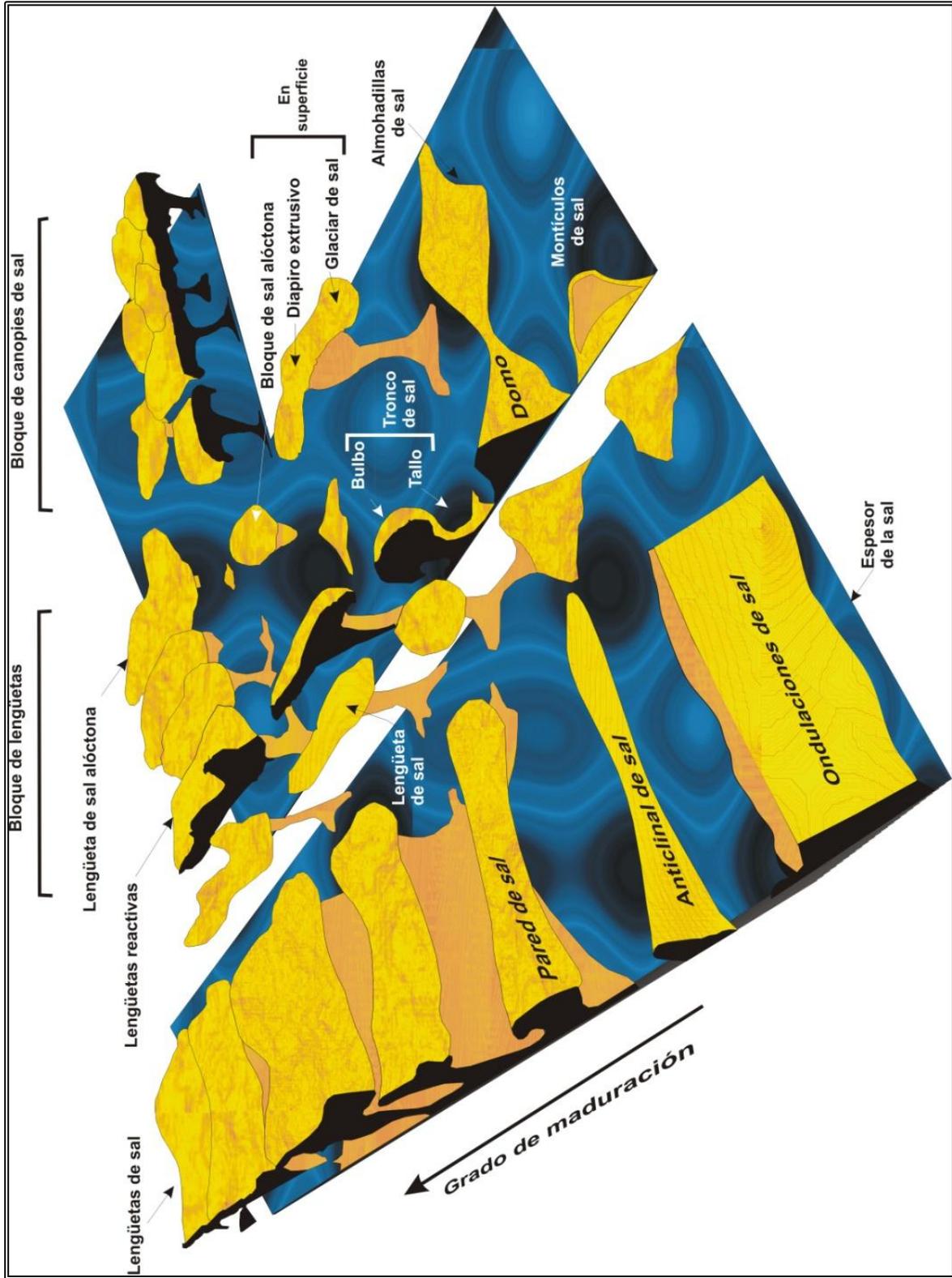


Fig. 2.8 Modelo de evolución estructural de masas salinas (Tomado de Jackson y Talbot, 1991); se muestra la forma, madurez estructural y el tamaño se incrementa hacia el fondo de la imagen hasta las estructuras complejas.

Las estructuras salinas diapíricas, se forman por la intrusión de la masa salina en la cubierta sedimentaria en ellas se encuentran las estructuras, intrusivas y extrusivas de alta amplitud como son: paredes de sal (salt walls), bloques diapíricos de sal (diapiric salt stock), domos salinos extrusivos (extrusive salt dome) y diapiros desprendidos (detached diapirs).

2.7.2 Estructuras Salinas No Diapíricas.

2.7.2.1 Ondulaciones de sal (salt rollers).



Es la estructura salina que tiene una baja amplitud de onda, es asimétrica, está formada por un flanco de larga pendiente con echado suave concordante que esta en contacto estratigráfico con la cubierta y presenta un flanco más corto inclinado, que normalmente exhibe contacto por falla normal producida por la sobrecubierta (Fig. 2.9). Estas estructuras son evidencia clara de extensión regional de la cubierta sedimentaria en dirección perpendicular al rumbo (Bally, 1981).

Fig. 2.9 Ondulaciones de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

La morfología de estas estructuras son de forma elongada, bajo relieve, arregladas en hileras paralelas a la margen basal, que pueden alcanzar dimensiones de hasta 1 km de la base a la cima, longitudes de decenas de kilómetros y ancho de hasta 10 km (Basurto, 1992). Se desarrollan en la parte superior de las márgenes de las cuencas pasivas, en donde los espesores de la sal son delgados, pero mayores de 100 m. Su mecanismo de deformación es un proceso combinado de halotectónica extensional y halokinesis por carga diferencial (Yorston, 1989).

2.7.2.2 Montículos de sal (salt swells).

Estas estructuras se forman en las primeras etapas de movimiento de la sal, dando inicio a pequeñas protuberancias sobre la interfase sal-sedimentos (Fig. 2.10); estas crecen a diferentes velocidades, las mas rápidas subsistirán. La longitud dependerá del espesor relativo y la viscosidad de las dos capas (Basurto, 1992). Tienen secciones

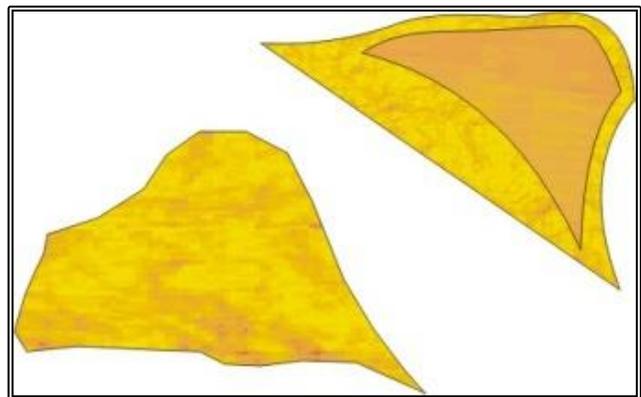


Fig. 2.10 Montículo de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

transversales simétricas con una base plana y una cima arqueada de pendientes suaves y amplitud de 0.1 a 0.5 km (Yorston, 1989). Durante la primer etapa, los espacios entre ellos se rellenan de sedimentos de diferente densidad; forman depresiones circulares en su proceso de evolución, por lo que, se genera una imagen inversa de los montículos. El mecanismo de esta estructura es la halokinesis por flotación.

2.7.2.3 Anticlinal de sal (*salt anticline*).



Son estructuras salinas en forma elongada de un cuerpo ascendente de sal que tiene una sobrecarga concordante (Fig. 2.11) (DeGolyer, 1925; Harrison y Bally, 1988).

Fig. 2.11 Anticlinal de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

2.7.2.4 Almohadillas de sal (*salt pillows*) y Domos de sal (*salt dome*).

Son estructuras de segunda etapa, de forma subcircular que se originó por un cuerpo ascendente de sal que tiene una sobrecubierta concordante (Trusheim, 1960). Cuando los montículos exceden la altura de 0.5 a 2.5 km (Yorston, 1989), se contraen para angostarse y elevarse, formando así domos o almohadillas (Fig. 2.12); incrementan sus pendientes en los flancos. El mecanismo de formación es de halokinesis por carga diferencial. Tienen aproximadamente 10 km de longitud en promedio, vista en planta son circulares a elípticas, las bases son subplanares (Basurto, 1992).

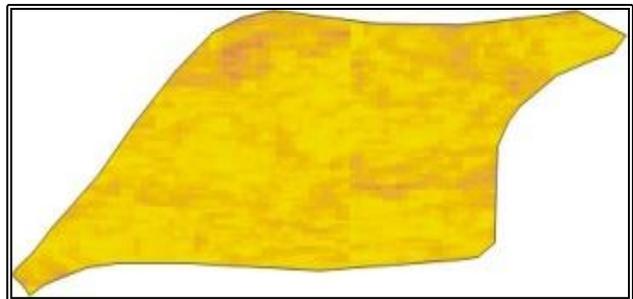
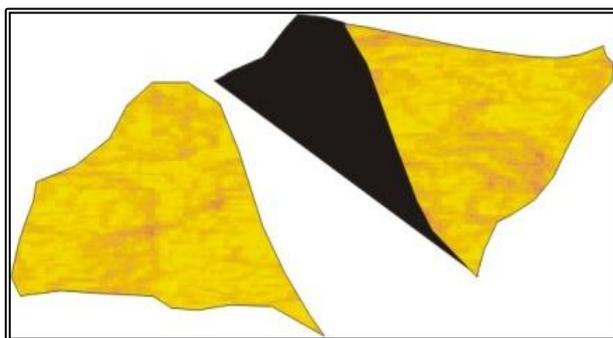


Fig. 2.12 Almohadillas de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

2.7.2.5 Domo de sal (*salt dome*).



Término genérico impreciso para un cuerpo ascendente de sal de forma dómica y que incluye un núcleo salino y la sobrecarga normalmente deformada que le rodea (Fig. 2.13) (Harris y Veatch, 1899).

Fig. 2.13 Domo de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

2.7.2.5.1 Formación de domos.

Un domo es un cuerpo que se formó por el movimiento vertical de la sal, es de sección circular o bien sensiblemente elíptica, que ha deformado a la secuencia sedimentaria superior sin intrusión. Son muy pocas las estructuras que dentro de los límites de la Cuenca Salina reúnen estas condiciones, por lo que se ha adoptado el nombre general de "estructuras salinas". Para la formación de estos enormes cuerpos de sal se requieren grandes cuencas de evaporación, las cuales son alimentadas continua o intermitentemente por las aguas de los océanos, de donde posteriormente son precipitadas y depositadas las sales en solución que consisten en cloruros, sulfatos y carbonatos, las que se depositan en orden inverso a su solubilidad y directo a su concentración.

Se ha estimado que por cada metro de sal en roca, se requiere una columna de agua de mar de 63 m, si se consideran los enormes espesores que se llegan a encontrar (del orden de los 3,000 m o más) es fácil calcular que se requeriría una cuenca con profundidades del orden de los 200 km o más; claro está, esto no es posible que haya sucedido en el pasado geológico, y tiene su explicación porque la sal fue depositada en cuencas cercanas al mar en ambientes transicionales de donde se alimentaba en los períodos transgresivos de éste; además para que forme estructuras salinas hay que considerar el movimiento plástico de la sal, condición que le permitió ser inyectada posteriormente en los lugares favorables. Una de las principales causas de la formación de estos cuerpos está relacionada con la "Tectónica Salina"; para la cual, se han desarrollado diversas teorías que tratan de explicarla. Muchas de ellas se han descartado, dejando en la actualidad la "Teoría del Flujo Plástico".

Esta teoría propone que las diferentes capas de sal originalmente horizontales, adquieren diversas formas estructurales (inicialmente cóncavas), al ser empujadas hacia la superficie debido a la presión a que son sometidas por el peso propio de los sedimentos que la cubren, se origina un desequilibrio isostático, originado por la menor densidad de la sal comparada con la de las rocas superpuestas, este movimiento ascendente cesa cuando dicho equilibrio de la presión es establecido o bien, cuando haya emigrado totalmente la sal de la base de la columna. El equilibrio isostático se explica porque la densidad de la sal es más o menos constante o bien se encuentre cerca de la superficie o a profundidad; no sucediendo así, con los sedimentos que la cubren, pues debido a los tipos de roca de la columna estratigráfica, en la superficie tienen inclusive menor densidad que la sal; pero en profundidad por diagénesis, la mayoría de rocas carbonatadas o terrígenas adquieren densidades superiores a la sal; cuando la densidad de los sedimentos es cubierta es mayor que la de la sal, esta empieza el movimiento ascendente, fluye por los lugares de mayor debilidad, plegando en primer término las rocas que la cubren para formar domos salinos o bien rompiéndolas para originar las estructuras diapíricas, toldos (canopies), diques, (Fig. 2.14).

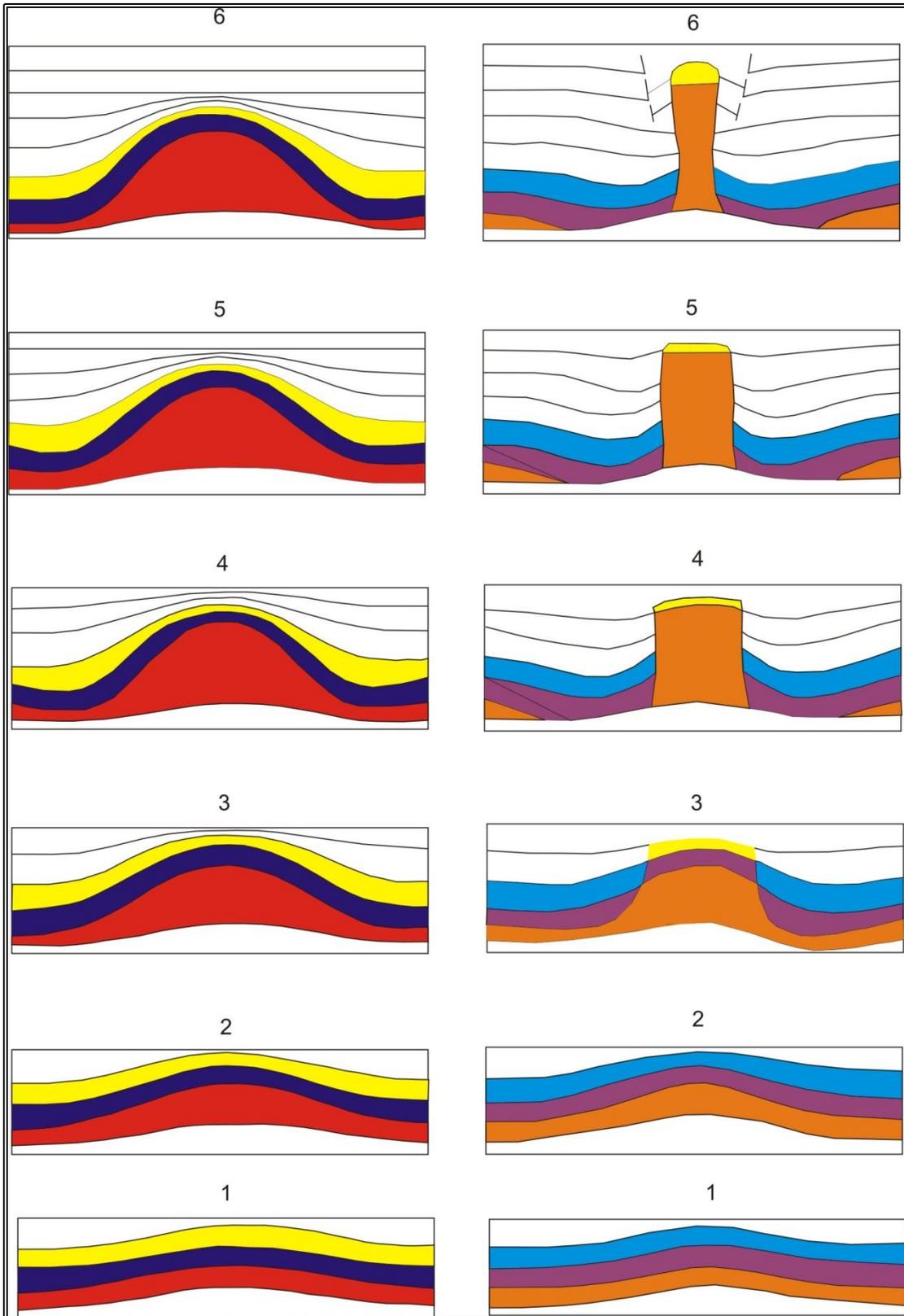


Fig. 2.14 Etapas de crecimiento de un domo y un diapiro de sal, del lado izquierdo es un domo que no tiene tanta fuerza de penetración, pero el de lado derecho es un diapiro que penetra mucho más porque se ve favorecido por fallamiento (Halbouty, 1979).

2.7.2.5.2 Tipos de domos y diapiros.

Los domos y diapiros pueden clasificarse de acuerdo con la profundidad a que se encuentra su cima, en:

- a) Domos o diapiros someros de penetración entre la superficie y los primeros 600 metros de profundidad.
- b) Domos o diapiros intermedios entre los 600 y los 1,800 metros de profundidad.
- c) Domos o diapiros profundos a más de 1,800 metros de profundidad.

También es posible clasificar a los domos de sal de acuerdo con la edad en que se formaron, esta clasificación los considera como:

Jóvenes: caracterizados por anticlinales y domos bajos, en los cuales hay núcleos de sal; en este caso la deformación es pequeña.

Maduros: los núcleos de sal se transforman en cuerpos de paredes verticales sobre los cuales se tiene un casquete rocoso (cap rock).

Viejos: Se han formado asociados a un espeso casquete rocoso que por lo general presenta una saliente; presentan un volumen importante de brecha de disolución a lo largo de las paredes. Los sedimentos adyacentes están muy fracturados y fallados y un borde bien definido de sinclinal rodea al domo.

2.7.3 Estructuras Salinas Diapíricas.

Cuando la sal intrusión en la secuencia sedimentaria, se puede tener alguna de las siguientes estructuras.

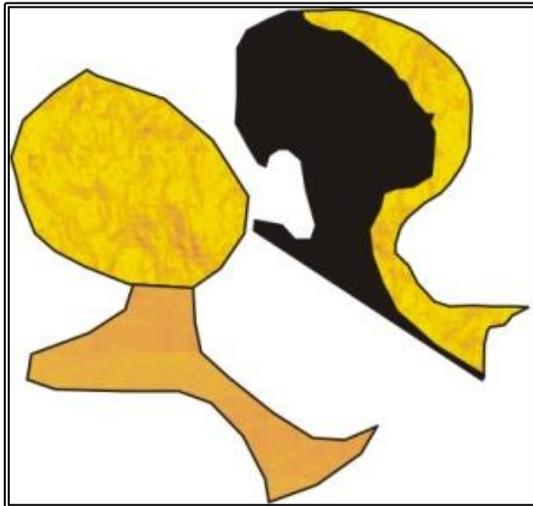
2.7.3.1 Pared de sal (*salt walls*).

Son estructuras en forma elongada con una amplitud mayor que los domos; es intrusivo, por lo que es un cuerpo diapírico salino ascendente, que comúnmente forma hileras sinuosas y paralelas (Trusheim, 1960); su longitud es variable, pero pueden ser de grandes dimensiones (Fig. 2.15). Se desarrolla primordialmente en los depocentros de la cuenca, alcanzan desniveles de 5 km y longitudes de hasta 260 km. Es el resultado de una intensa sedimentación sobre las capas de sal y se desarrollan rápidamente por mecanismos de halokinesis por carga diferencial y flotación (Basurto, 1992).



Fig. 2.15 Pared de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

2.7.3.2 Tronco de sal (*salt stock* o *salt plug*).



Es un diapiro salino en forma de enchufe que visto en un mapa tiene forma subcircular (Trusheim, 1960). Esta compuesto por tres partes: tallo (stem), que es la parte más delgada, abajo del bulbo del diapiro; raíz (root), que es la base del tallo y el bulbo (bulb), que es la porción superior del diapiro (Fig. 2.16).

La forma del bulbo está controlada por el contraste de viscosidad y madurez estructural. Los bulbos pueden evolucionar hasta formar toldos o canopies (Jackson y Talbot, 1986).

Fig. 2.16 Tronco de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

Se desarrolla primordialmente en los depocentros de la cuenca, alcanzan alturas de 5 km y longitudes de hasta 260 km. Es el resultado de una intensa sedimentación sobre las capas de sal, se desarrollan rápidamente por mecanismos de halokinesis por carga diferencial y flotación (Basurto, 1992).

2.7.3.3 Diapiro de sal (*salt diapir*).

El término diapírico viene del griego, “diaperein”, que significa "intrusionar o perforar". El diapirismo se define como una masa salina que se desplaza ascendentemente e intrusionando o desplazando a los estratos suprayacentes, llevándose a cabo por la diferencia de densidades entre ambos; sin embargo, su tamaño y complejidad geométrica - estructural varían desarrollando una amplia variedad de estilos complejos (Melo, 1998) (Fig. 2.17).

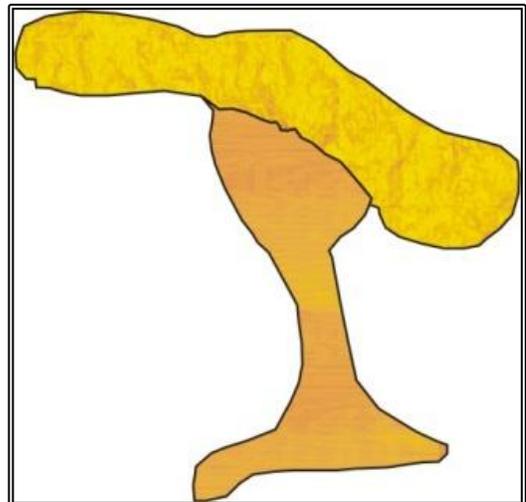


Fig. 2.17 Diapiro de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

Los diapiros tienen contactos por intrusión con los estratos sedimentarios que en la roca encajonante; se tienen en general tres tipos principales: 1.- diapirismo activo; 2.- diapirismo pasivo; 3.- diapirismo reactivo (Jackson et. al., 1994).

1.- *En el diapirismo activo (active piercement)*, la sal traspasa por levantamiento y empuja hacia un lado el techo sedimentario; esta fuerte intrusión es solamente posible cuando el techo sedimentario es relativamente delgado (el techo sedimentario debe ser menor del 20 % del espesor del diapiro salino). Sin embargo un diapiro puede traspasar activamente cada nuevo incremento de sedimentos sepultados (León, 2001).

2.- *Un diapirismo pasivo (passive piercement)*, resulta cuando un diapiro salino emerge a la superficie; éste crece más alto y el crecimiento pasivo permanece cerca de la superficie sedimentaria y la base sufre cierta inclinación junto con los sedimentos adyacentes. El proceso comienza cuando los sedimentos se acumulan alrededor del diapiro, ocasionando que sea cubierto solamente por una capa de sedimentos o una capa de roca, la capa que cubre el diapiro se rompe continuamente por la erosión o la apertura debida a la divergencia del flujo de sal suprayaciendo a la cresta del diapiro (León, 2001).

Una vez que el diapiro emerge a la superficie, llega a ser pasivo, éste crece más alto; un crecimiento pasivo permanece cerca de la superficie sedimentaria, mientras la base se inclina (etapa conocida como proceso de construcción hacia abajo), junto con los sedimentos adyacentes. El proceso comienza cuando los sedimentos se acumulan alrededor del diapiro, ocasionando que el diapiro sea cubierto solamente por una capa de sedimentos o una capa de roca, la capa que cubre el diapiro se rompe continuamente por la erosión o la apertura debida a la divergencia del flujo de sal suprayaciendo en la cresta del diapiro.

La interacción del ascenso de sal y la acumulación de los sedimentos en los flancos del diapiro, controla la forma del diapiro. Un diapiro pasivo limitado hacia arriba, es sepultado eventualmente si la sedimentación es más rápida que la elevación del diapiro; a la inversa, el diapiro se ensancha hacia arriba, si la sedimentación es más lenta que la elevación del diapiro. Si existe un tapón, éste se encuentra lateralmente extendido durante la extensión regional, las rocas adyacentes son deformadas creando fallas normales cercanas al diapiro (Jackson, et. al., 1994).

3.- *Un diapirismo reactivo (mature piercement)*, es el crecimiento del diapirismo por la raíz del diapiro, que va después de la capa fuente contigua; cuando ha estado agotada durante la formación de un hundimiento en un sumidero secundario porque el suministro de sal está restringido, el crecimiento es lento y el diapiro puede ponerse enterrado si la sedimentación continúa fácilmente (Nelson, 1989).

2.7.3.4 Toldos o canopies (salt canopy).

Los canopies o toldos son estructuras diapíricas complejas formadas por fusión parcial o total de los bulbos de los diapiros o de sábanas salinas. Estos cuerpos se juntan a lo largo de suturas de sal y pueden o no estar conectados a la sal madre a través de los tallos (Fig. 2.18). Los canopies pueden ser diferenciados en función de sus componentes (Jackson y Talbot, 1987) en:

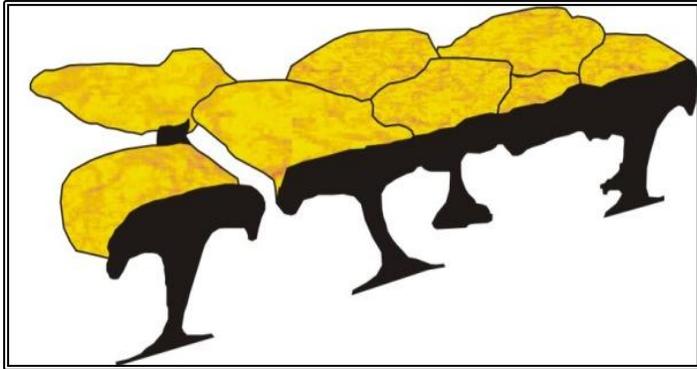


Fig. 2.18 Toldo o canopy (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

- a) *Salt-stock canopy*, son aquellas formadas por coalescencia de troncos de sal (Fig. 2.19).
- b) *Salt-wall canopy*, son aquellas formadas por la coalescencia de paredes de sal (Fig. 2.19).
- c) *Salt-tongue canopy*, son aquellas formadas por coalescencia de lengüetas salinas (Fig. 2.19).

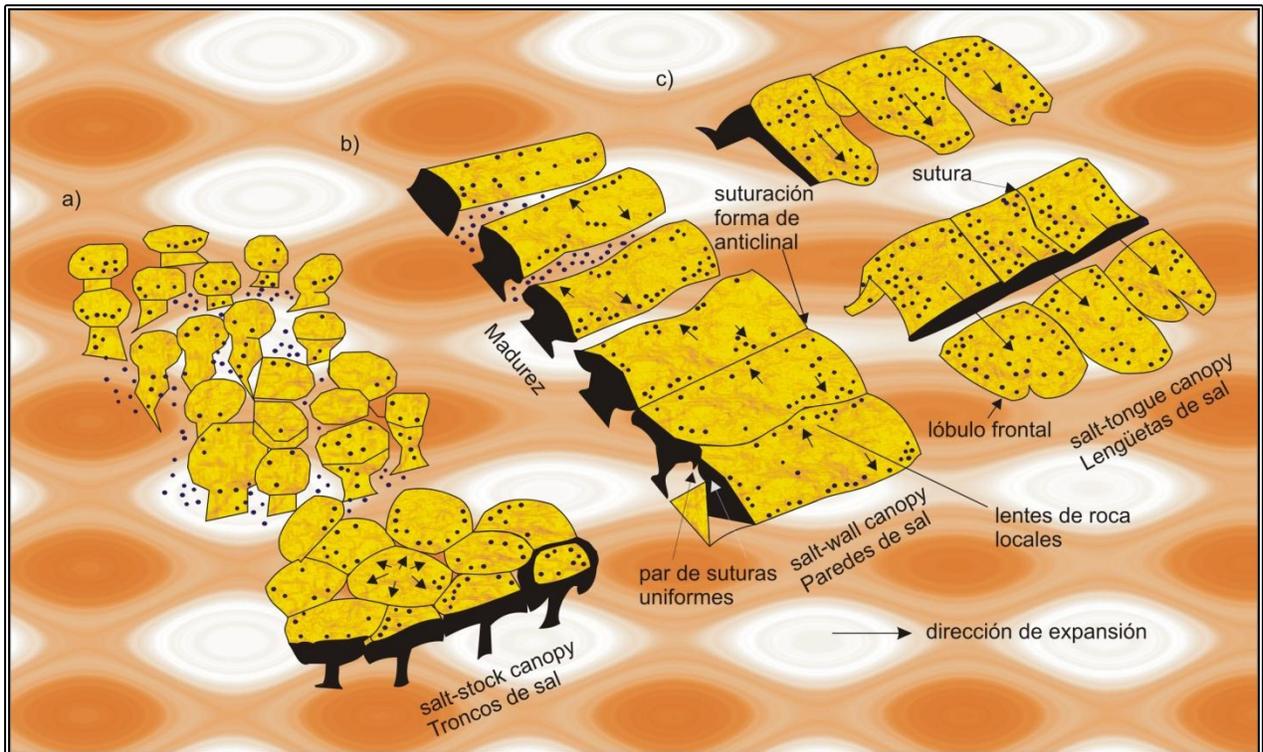


Fig. 2.19 Bloque diagramático que muestra los tres tipos principales de toldos o canopies de sal formados por la coalescencia de a) troncos de sal, b) paredes de sal y c) lengüetas de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

Las capas de sal pueden abrirse y fluir lateralmente como si estuvieran deformándose, en estas capas pueden unirse en la vecindad a otra capa de sal, éstas crean colectivamente un toldo o canopy de sal. Los toldos (canopies) son estructuras comunes en los cuerpos salinos del noreste del Golfo de México.

Asociados a los toldos o canopies, se desarrolla dos tipos de sinclinales, los cuales también difieren en su forma, aunque presentan cúspides encima de las estructuras de la sal que terminan contra la forma de la minicuenca encima de las capas segmentadas (Jackson, et. al., 1994).

En la Figura 2.19 se ilustran los principales elementos que componen a las estructuras salinas, donde el grado de coalescencia o fusión se incrementa hacia el frente de cada secuencia deformada. Las suturas entre las estructuras salinas coalescentes pueden ser identificadas por lentes de rocas locales alojados entre la sal, por sinclinales y por pares de anticlinales apretados localizados en la secuencia sedimentaria superior, hacia los márgenes de las capas salinas que se juntan. Las suturas en los toldos (canopies) que se forman por coalescencia de paredes de sal son con orientaciones perpendiculares a la dirección principal de expansión, mientras que las suturas en los toldos o canopies de sal formadas por coalescencia de lengüetas de sal son paralelas a la dirección principal de expansión y al límite frontal en forma de lóbulo de la intrusión salina.

Una sutura de sal (salt suture o collision zone) representa la unión entre estructuras salinas individuales que han coalescido lateralmente para formar toldos o canopies de sal (Lee et. al., 1989; Fairchild y Nelson, 1992).

Glaciar de sal (salt glacier o namakier), extrusión de sal en forma de sábana que fluye desde un diapiro expuesto y se expande en condiciones subaéreas o subacuosas (De Böckh et. al., 1929; Talbot y Jarvis, 1984).

2.7.3.5 Lengüeta de sal (*salt tongue*).

Especie de sábana salina altamente asimétrica alimentada por un conducto individual que se expanden en una dirección preferencial a sectores de menor presión (Fig. 2.20). Las sábanas salinas individuales son máximo de 80 km de longitud y 7 km de espesor y por lo general, exhiben forma de cuña (Watkins et. al., 1978; Jackson y Talbot, 1989; D'Onofro, 1988; Wang, 1988).

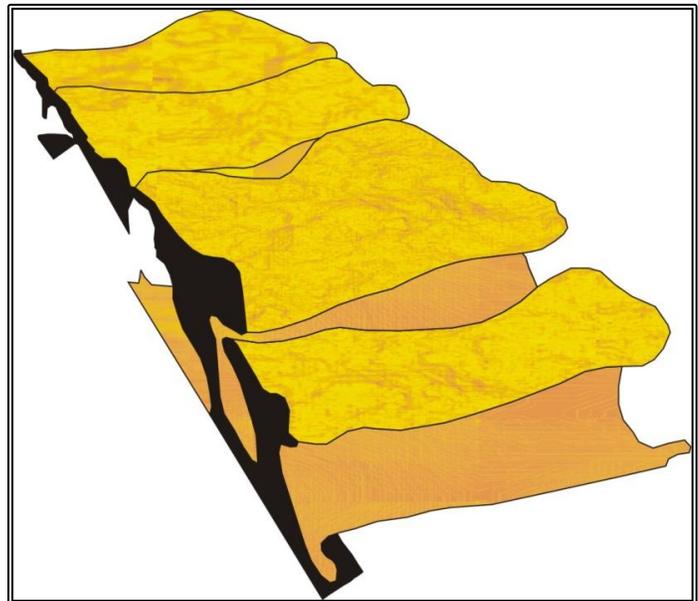


Fig. 2.20 Lengüeta de sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1991).

Las capas y láminas de sal son comúnmente formadas por un rápido crecimiento de la cresta de los diapiros pasivos, el ensanchamiento se lleva a cabo usualmente durante una baja sedimentación al llevarse a cabo una extrusión; la velocidad con que se mueve puede ocurrir de las dos formas siguientes:

- 1) La velocidad a la cual la sal es transportada a la superficie, que es muchas veces más grande que la velocidad de sedimentación durante el proceso de sedimentación.
- 2) La velocidad a la cual el agua de mar disuelve la sal, puede ser aún más rápida. La sal puede ser protegida de la disolución por una combinación de los siguientes factores:
 - (a) La secuencia sedimentaria asociada.
 - (b) La corteza insoluble residual (o capa de roca) de yeso disuelto a partir del agua de sal.
 - (c) Una sobre estratificación (sobreposición) de capas de salmuera saturada si la circulación del agua esta localmente restringida.

Si el flujo lateral de sal es de decenas de kilómetros a niveles muy someros y en una dirección preferencial, se formarán las estructuras conocidas como lengüeta de sal (Worral y Nelson, 1989); y si el flujo es bidireccional, entonces se formaran por coalescencia de flujos los llamados “canopies” (Jackson y Talbot, 1989), o glaciario de sal “namakiers” (Jackson y Talbot, 1986).

2.8 DEFORMACIÓN DE CAPAS Y LÁMINAS DE SAL.

Un ejemplo de la deformación de capas y láminas de sal se da cuando ésta se emplaza en algunos huecos o discontinuidades como fallas, fracturas o discordancias, las láminas o capas de sal adquieren diversas formas (Jackson, et. al., 1994).

Si la sal no es desplazada suficientemente desde el borde, ésta llega a ser aislada en pequeños cuerpos residuales y la estructura formada es llamada "capa segmentada de falla". Cada estructura residual de la sal está típicamente distribuida en la base de la pared de una falla normal o está separada desde la vecindad por un sinclinal y cada pared residual está asociada a los planos de fallas, las cuales son normalmente lístricas. El patrón de esas fallas encima de la sal, provee indicios de fallas que pueden continuar por debajo de la sal, si la sal y la estructura se extienden juntas (León, 2001).

Si la sal es retirada completamente desde los márgenes, se forma un sistema de escalonamiento regional; los estratos que se encuentran encima de la lámina de sal disminuyen su espesor desde un escalón plano poco profundo a lo largo del espesor decreciente de la sal.

Con el movimiento de la sal en láminas, es posible que se formen dos estructuras (laminares siguiendo fallas segmentadas y el escalonamiento de sistemas regionales), las cuales son cuerpos aglutinados que fueron evacuados por el proceso de tectónica sedimentaria; los fragmentos de sedimentos son acumulados encima de la sal evacuada.

Éstas terminaciones son llevadas pasivamente por un flujo lateral de la sal progradante; son empujadas hacia fuera y se depositan nuevos sedimentos en el borde principal; si el borde principal de la lámina de sal llega a sepultarse, los diversos mecanismos van a permitir que la sal principal se rompa periódicamente a través del techo de los sedimentos y emerja hacia la superficie.

El punto donde un horizonte sedimentario subyace, es truncado por una capa de sal intrusiva, este es el corte bajo que marca la posición del borde principal de la lámina de la sal en un tiempo cercano que corresponde a la edad del horizonte truncado. Si el mismo horizonte es truncado por el contacto del corte superior (o pared caída), cada corte marca los puntos de referencia para la reconstrucción, debido a que el corte bajo no se mueve lateralmente mientras que la lámina de sal avanza. Una capa de sal confinada, probablemente rompe, va creciendo y levantando posteriormente el techo sedimentario para formar un escarpe en el piso marino; la elevación del techo se adelgaza por la erosión y por la extensión debido a la inclinación y hundimiento del escalón escarpado (León, 2001).

Un derrumbe corresponde con un corrimiento o desplazamiento que permite que el techo rígido se extienda y avance con el flujo de la capa de sal; durante el sobrecorrimiento el techo es llevado hacia atrás de la lámina de sal. Como el techo que avanza es frágil y se rompe, entonces los segmentos de estas fallas se extienden al techo y sobreyacen la lámina de sal. Sobre la parte plana, la sobre-carga del techo no se mueve lateralmente, por lo que, el flujo de la capa de sal debajo del techo es prácticamente estática; la parte más alta y más baja corta siguiendo en la misma posición relativa; los estratos nuevos traslapan el estrato más viejo y se hacen planos avanzando como capas delgadas. La parte plana traspasa el techo de la lámina de sal, la cual fue deformada erosionándose y desplomándose el escarpe, llegando eventualmente a aplanarse por la compactación para formar una pequeña disconformidad angular (Jackson, et. al., 1994).

2.9 EVOLUCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON LA SAL.

A profundidades someras y a temperaturas bajas, la sal y otras evaporitas son mucho más dúctiles que otras rocas, fluyendo como consecuencia presentan un alto grado de estiramiento cuando son sometidos a esfuerzos de cizalla (Carter et. al., 1993; Vendeville et. al., 1995). La sal puede fluir por halokinesis aún cuando los esfuerzos regionales de cualquier tipo no estén presentes. Los modelos que explican la evolución de las estructuras salinas toman en cuenta los siguientes tres mecanismos de halokinesis (Jackson et. al., 1991).

- 1.- Flotación, relacionada la densidad diferencial entre la sal y su cubierta;
- 2.- La carga diferencial, en donde la topografía tiene un papel importante, y
- 3.- Convección termal.

Esos mecanismos están activos, aún cuando, el régimen del esfuerzo regional esta sobreimpuesto.

Para el caso de las cuencas evaporíticas, se describen tres medios ambientes estructurales más comunes, en el primer caso, una delgada capa deformada con un control estructural por un sistema de fallas y por un cinturón plegado; para el segundo caso, existe un acortamiento y progradación en el frente de sistemas de deslizamientos gravitatorios y en el tercer caso, una cuenca intracratónica es invertida con y sin componentes de cizalla; los siguientes tres ejemplos son representativos de los ambientes estructurales (Fig. 2.21) (León, 2001).

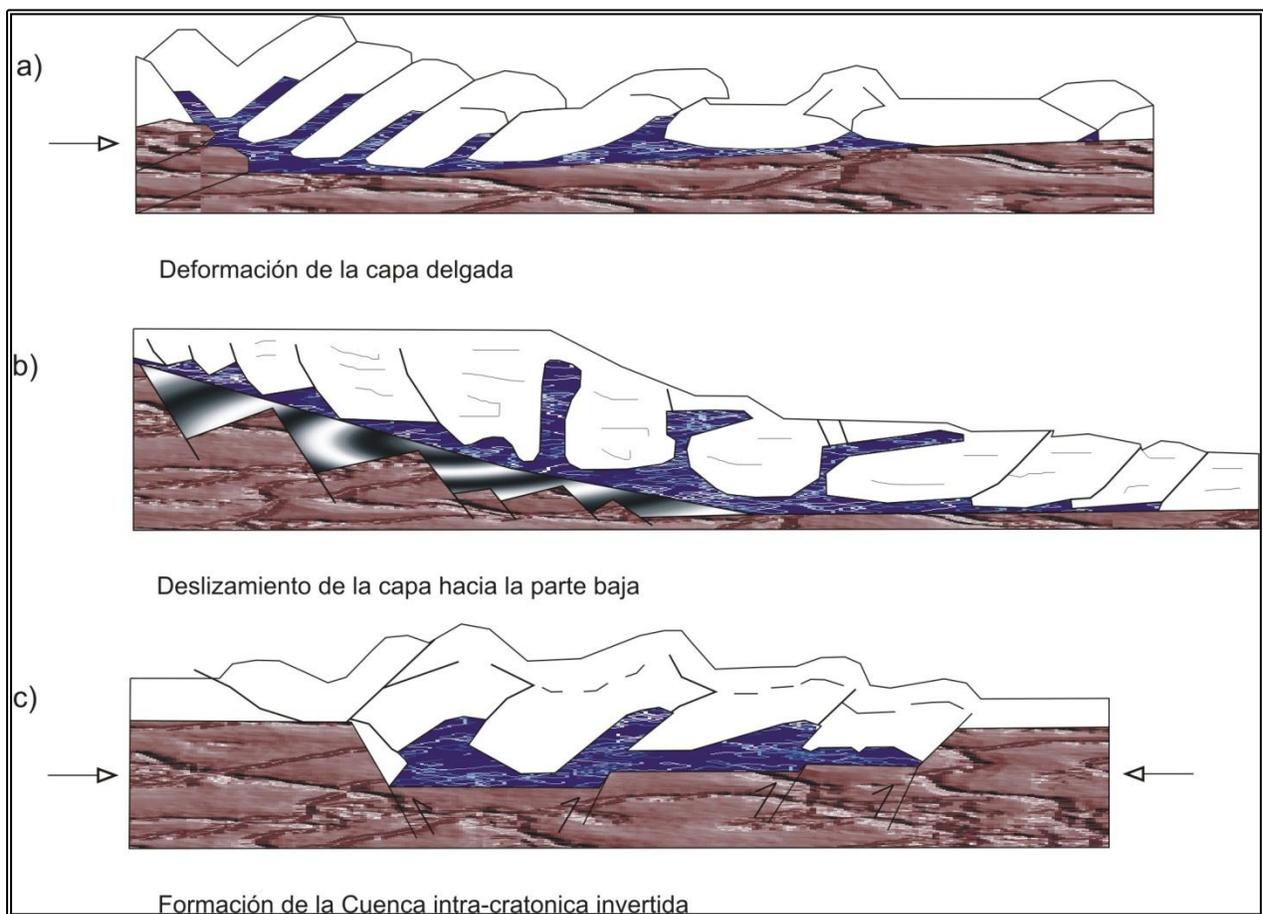


Fig. 2.21 Esquemas que muestran: a) deformación de la capa delgada en la parte frontal de un pliegue, en el cinturón plegado con sistemas de fallas; b) deslizamiento relacionado con la gravedad en el frente de la pendiente continental; c) cuenca intracratónica invertida (Tomada de Letouzey, et. al., 1995).

- a) La deformación de capa delgada ocurre en la parte frontal de un cinturón plegado, se observa un mecanismo de ordenamiento interior en el cinturón plegado; las rocas evaporíticas se introducen en la zona de debilidad (fractura y fallas), (Fig. 2.21 a).

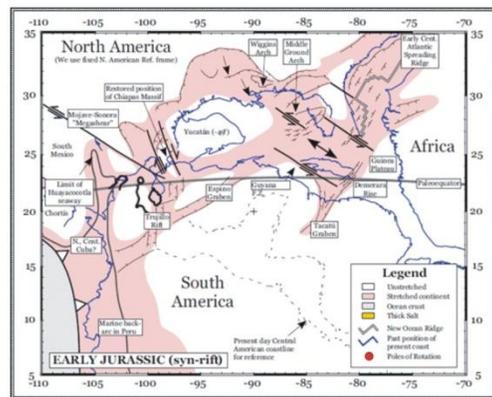
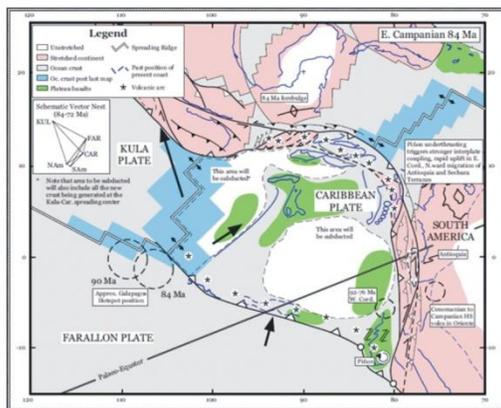
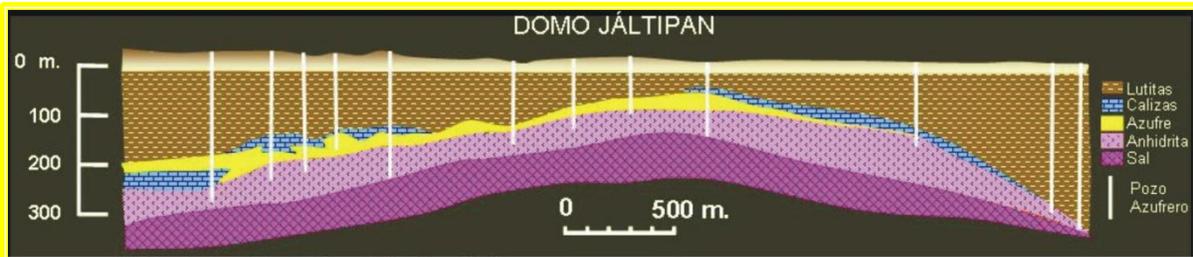
- b) El deslizamiento está relacionado con la gravedad en el frente de la pendiente continental, los mecanismos que están involucrados son la gravedad; apertura o deslizamiento de la capa de sal bajo cargas diferenciales por la progradación de depósitos; en esta deformación el basamento no está involucrado (Fig. 2.21 b).
- c) En el caso de una cuenca intracratónica invertida, los mecanismos que se involucran son contracción regional, ortogonal u oblicua de un graben preexistente; el basamento, la sal y la sobrecarga están presentes (Fig. 2.21 c).

En México se tienen documentados casos de deformación compresiva, donde las secuencias clásticas se envuelven en una capa de evaporitas, generalmente sal. Como ejemplo se encuentran en la Sierra Madre Oriental, en rocas jurásicas de la Plataforma Valles San Luis Potosi y el otro en las cuencas del Sureste Mexicano, que se extiende hasta las proximidades de Guatemala, en rocas del Jurásico Medio, en una delgada capa deformada (León, 2001).

En el acortamiento asociado al deslizamiento gravitatorio en sistemas de progradación, los acortamientos son rápidamente progradados y al mismo tiempo ocurre en la parte superior de la pendiente, una extensión inducida por un deslizamiento gravitatorio; el cual es común en márgenes pasivos como el Golfo de México. Las zonas de acortamiento localizadas en las partes superiores se encuentran asociadas debajo de donde ocurre la compactación de lutitas, asociadas con una rápida progradación (Letouzey, et. al., 1995).

La contracción es debida al deslizamiento gravitatorio asociado con la inclinación progresiva del margen y por la apertura gravitatoria de la capa de sal, bajo la carga diferencial relacionada con esta progradación. En estas áreas, la sal se depositó durante la etapa del post-rift, después por compactación ocurre la deformación de sal. En la costa sureste de los Estados Unidos, en el abanico del Mississippi, la Franja del Golfo de México, rocas del Jurásico Medio y en la Cuenca Salina del Istmo en el Golfo de México, se localizan varios casos de deformación compresiva inducida por gravitación (León, 2001).

Los grabens invertidos son característicos en una cuenca intracratónica; las cuales se forman bajo condiciones de acortamientos regionales, ortogonales u oblicuos, condición indispensable para que exista la presencia de estructuras salinas; la inversión que comprime los bloques de la parte superior de las paredes colgantes, en donde el basamento, la sal y los sedimentos sobreyacidos son acortados. En la mayoría de estos casos se tiene la misma historia tectónica, la sal se depositó en una serie de pre-rifts a sin-rifts. El proceso de expansión (rift), se inició al sepultarse debajo de un delgado post-rifts de sedimentos y posteriormente se invirtió; sin embargo, la reactivación de los grabens en presencia de sal no está restringida por grabens intracratónicos. A lo largo de cinturones orogénicos se forman márgenes pasivos y los grabens debajo de esta etapa de rift también pueden ser invertidos (Letouzey, et. al., 1995).



III. GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL.

La Cuenca Salina del Istmo forma parte de las Cuencas Terciarias del Sureste de México, esta limitada al noreste por la Provincia Marina de Coahuila; al sur por la Provincia de la Sierra de Chiapas; al oriente por la subcuenca de Comalcalco y, al occidente por la Provincia de San Andrés Tuxtla.

La cuenca se caracteriza por estar formada por rocas y sedimentos arcillosos y arenosos del Terciario y Cuaternario, intrusionadas en muchos casos por masas salinas que provocaron la formación de estructuras salinas complejas, con la consecuente deformación de las secuencias terrígenas del Cenozoico. Hacia las estribaciones de la Sierra de Chiapas se tienen aflorando rocas del Cretácico y Terciario Inferior formando estructuras originadas por el tectonismo ocurrido en el Mioceno.

Es importante destacar el hecho de que, en la planicie costera, al frente de la Sierra, en el año de 1960, se perforó el pozo Cerro Nanchital No. 1, que resultó productor de aceite y gas en calizas dolomíticas brechoides del Cretácico Inferior, en una estructura anticlinal ligeramente cómica, orientada al NW-SE, con una producción inicial de 14.5 m³/día de aceite y 649 m³/día de gas, con un estrangulador de 1/8".

3.2 ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.

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.

3.2.1 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 del Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico (Vander Voo et. al., 1976, en Quezada y Sarmiento, 1987).

En otras partes de México y EUA, existen cuencas de rift de edad triásica bien conocidas, como por ejemplo la Cuenca mesozoica el centro de México (Formación La Ballena, en Peñón Blanco, Zacatecas) y la Cuenca de Huayacocotla en los estados de Puebla y Veracruz (Schmidt y Effing, 1980, en Quezada y Sarmiento, 1987), como se muestra en la Figura 3.1. El rift Triásico fue completamente intracontinental, sin ocurrencia de expansión oceánica en el Golfo de México. Es posible que condiciones similares de rift se encuentren en el área de estudio.

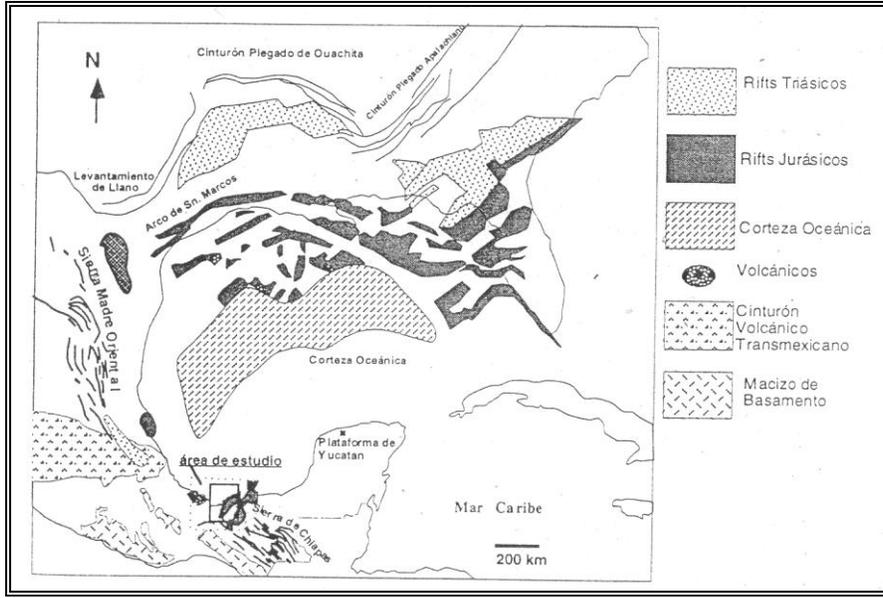


Fig. 3.1 Elementos Tectónicos en el Golfo de México para el Triásico y Jurásico (Oviedo, 1996).

3.2.2 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 la margen noroccidental de la costa del Golfo hacia el sur (Fig. 3.2), 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 (Pilger, 1981; Pindell, 1985; Quezada y Sarmiento, 1987; Meneses, 1990; Salvador, 1991; Molina et. al., 1992, Padilla y Sánchez, 2007), entre otros.

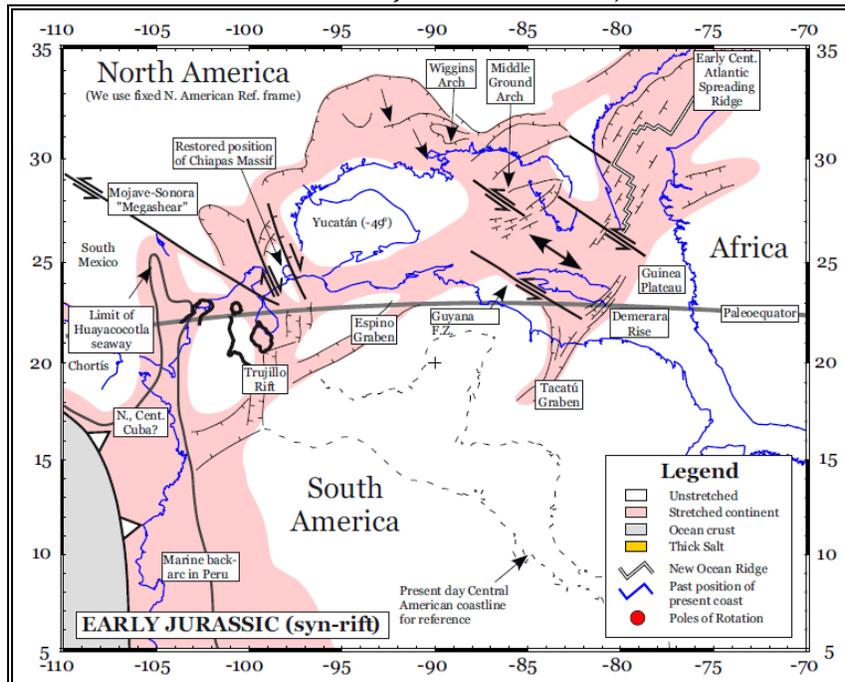


Fig. 3.2 Reconstrucción de los elementos tectónicos para el Jurásico (Tomado de Pindell et. al., 2000d).

La gran mayoría de los autores antes citados consideran al bloque Yucatán desprendido de la porción suroriental de los Estados Unidos; sin embargo, Quezada y Sarmiento (1987) y Quezada (1990), de acuerdo con datos de los pozos que han cortado el basamento a lo largo del Golfo de México, desde Matamoros hasta Yucatán y por la similitud de los bordes del bloque Yucatán y de la paleopenínsula de Tamaulipas; consideran que el bloque Yucatán evolucionó durante el Paleozoico Tardío en el oriente de México, mencionando que el inicio de su desprendimiento con rotación hacia el sureste hasta su posición actual, dio origen al aulacógeno de Huayacocotla en el Triásico-Jurásico Temprano y posteriormente al de Sabinas-Coahuila en el Jurásico Tardío (Quezada, 1995).

Salvador, 1991; Pilger, 1985 y Meneses, 1990, consideran una rotación del Bloque Yucatán en sentido contrario a las manecillas del reloj, lo cual es compatible con la curvatura de las fallas transformantes del margen costero de los EUA y México (Falla Tamaulipas-Oaxaca).

A lo largo de las márgenes del sistema, como es el caso del área Tampico-Misantla, el movimiento fue predominantemente de transcurrencia, con una componente transtensional significativa. Sin embargo, alejado de las márgenes, como es el caso del área de estudio o en la costa este de los EUA, la extensión fue dominante, sin efectos transcurrentes importantes (Salvador, 1991).

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 (Quezada, 1995). 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 (Quezada Muñetón, 1992). La estructura del basamento es un rasgo notable porque la topografía remanente ejerció un fuerte control en el depósito de los sedimentos post-rift (Fig. 3.3).

3.2.3 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, se tuvo movimientos transcurrente en el margen lateral del sistema (Tampico-Misantla y sur de Florida), como se muestra en la Figura 3.4, pero alejándose de este borde (en el área de estudio), 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 y después de este tiempo todos los márgenes fueron pasivos (Salvador, 1991).

En el norte del Golfo hay evidencia directa de que el depósito evaporítico de la sal Louann y Campeche ocurrieron muy inicialmente en el periodo del post-rift.

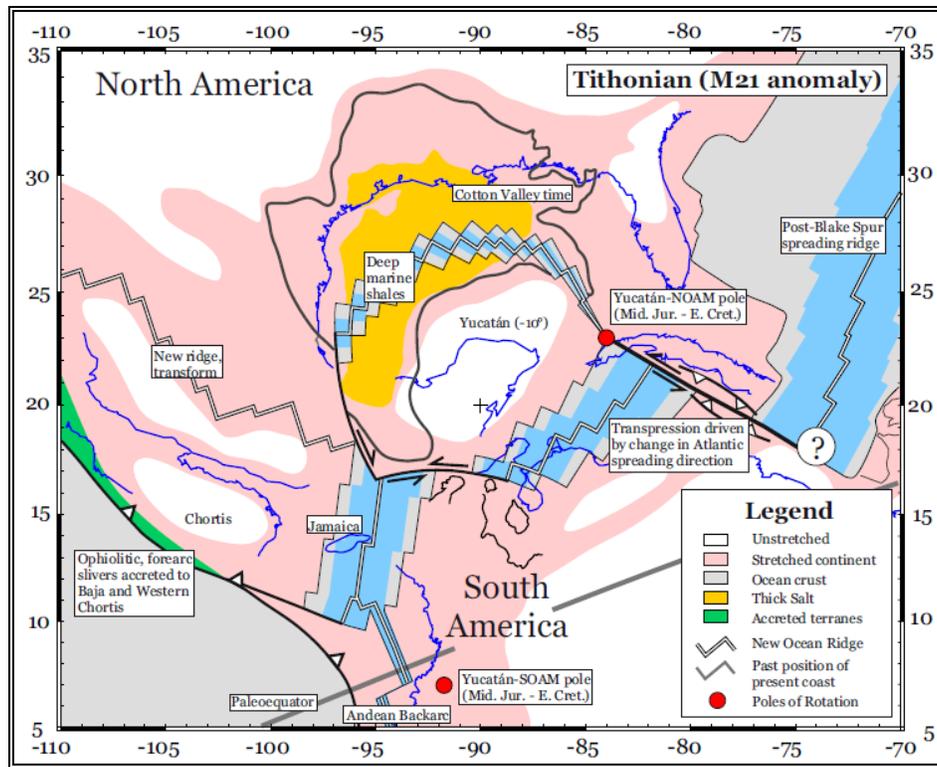


Fig. 3.3 Reconstrucción de los elementos tectónicos para el Tithoniano (Tomado de Pindell et. al., 2000d).

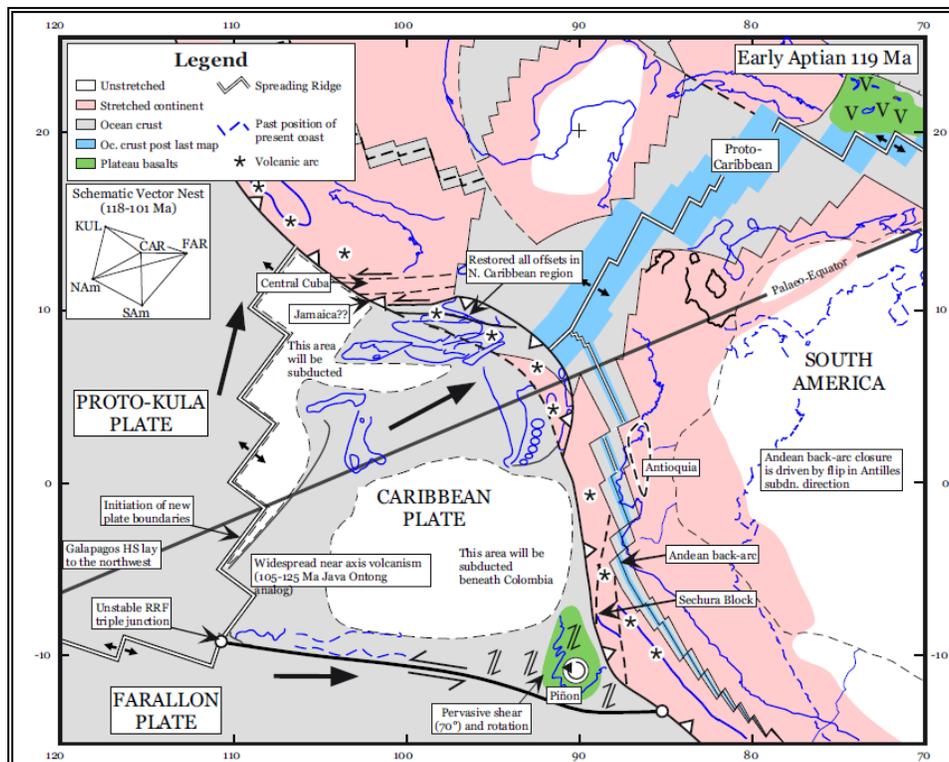


Fig. 3.4 Reconstrucción de los elementos tectónicos del Golfo de México para el Cretácico (Aptiano), (Tomado de Pindell et. al., 2000d).

La topografía remanente de horst y grabens como resultado de una fase temprana de rifting, controló el espesor y depósito de la sal. En algunas áreas, esta topografía remanente del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico, controlando el desarrollo de plataformas carbonatadas (por ejemplo el horst batolítico de Tuxpan controló a nivel del Albiano - Cenomaniano la plataforma de la Faja de Oro). El remanente de esta topografía fue finalmente destruida por el aporte de grandes volúmenes de clásticos durante el Terciario (Fig. 3.4).

Al inicio del Cretácico, el bloque Yucatán alcanzó su posición actual (Ángeles Aquino et al., 1994).

Durante todo este tiempo, la subducción era activa en el margen Pacífico de México, aunque parece no haber transmitido ninguna compresión considerable hacia el área de estudio (Quezada y Sarmiento, 1987).

3.2.4 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 (Sedlock et al., 1993). La evolución en el área fue controlada por una de estas microplacas, conocida como el Bloque Chortis. En las Figuras 3.5 y 3.6, se muestran las reconstrucciones preliminares para el Paleógeno, Mioceno y Plio-Pleistoceno, en la Figura 3.5 se muestra una reconstrucción tectónica esquemática para el Cretácico Tardío del área.

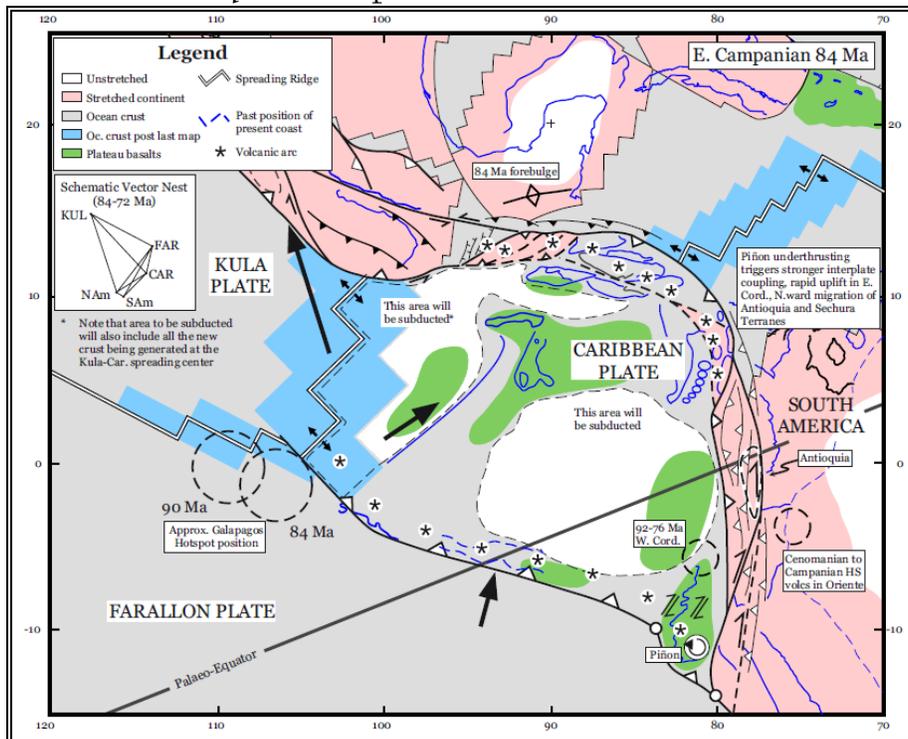


Fig. 3.5 Reconstrucción de la placa en el Cretácico Tardío (Campaniano), (Tomado de Pindell et al., 2000d).

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.

3.2.5 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 (Carfantan, 1981). 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 Ocozocuatla representa localmente frente 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 traslapan 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 (Camargo Zanoguera y Quezada Muñeton, 1991 y Basurto Borbolla, 1992), lo que aparentemente influyó 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 (Dickinson, 1980; Coney, 1983, y Quezada, 1990) consideran 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, es un elemento tectónico que interactuando con la placa de Norteamérica imprime una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj (Fig. 3.5) de sureste a noreste al bloque Chortis, controlando la evolución geológica del sureste de México a partir de este tiempo.

3.2.6 Mioceno.

Para el Mioceno, el bloque Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas (Fig. 3.3), lo cual dió 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, en Quezada, 1990).

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 (Fig. 3.7). Hacia el norte en la porción marina, este basculamiento sólo provocó ligero levantamiento (Graham, 1994).

La subducción Pacífica y la colisión entre Chortis y el sureste de México fué 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.

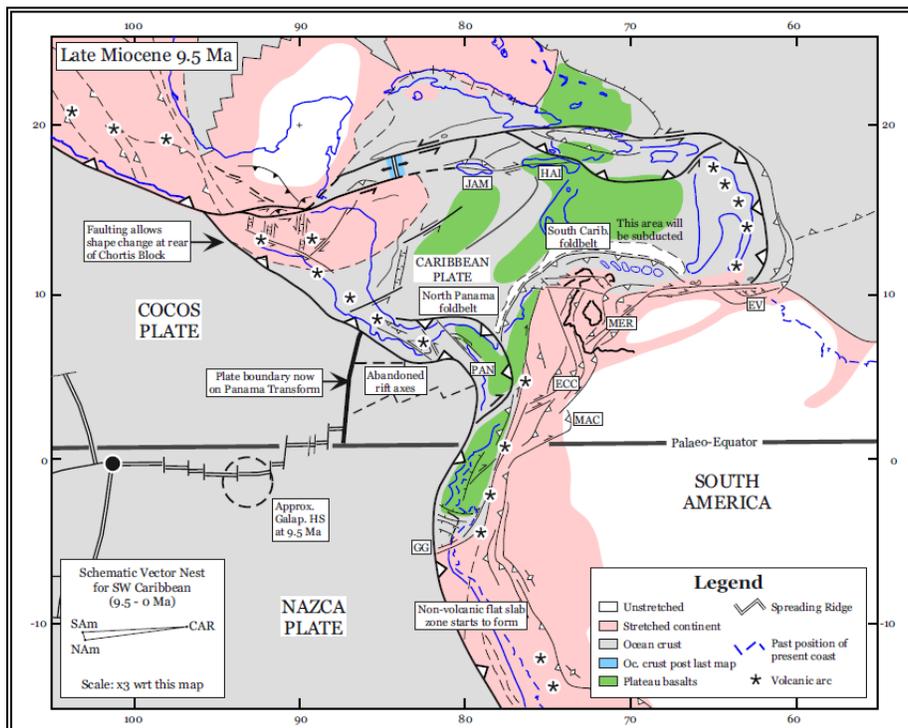


Fig. 3.6 Reconstrucción de los elementos tectónicos Mioceno Tardío, (Tomado de Pindell et. al., 2000d).

3.2.7 Plio-Pleistoceno.

En el Plio-Pleistoceno, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este (Fig. 3.6), 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 (Fig. 3.7). Esto dio como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur del área de estudio 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.

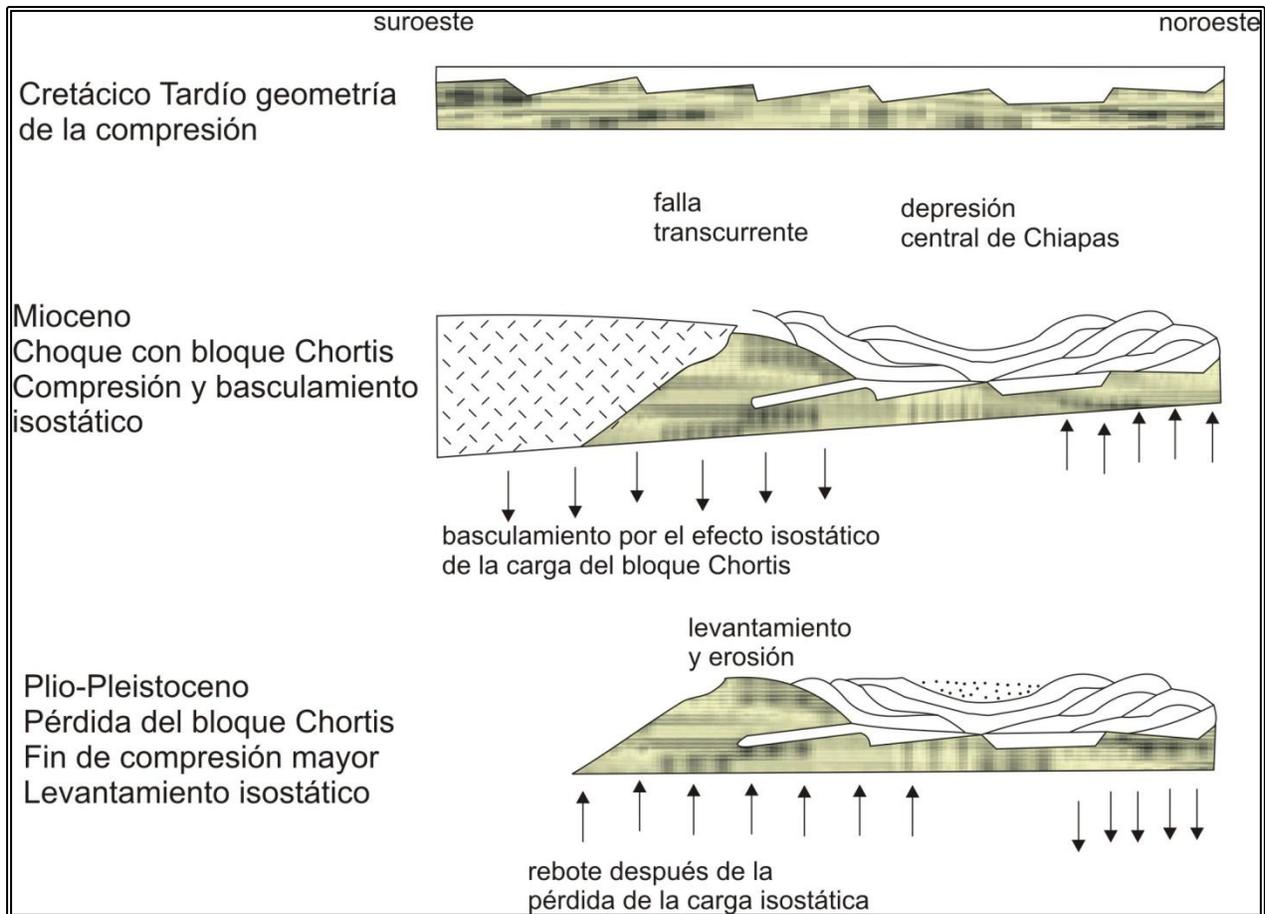


Fig. 3.7 Efecto de la colisión y posterior desprendimiento de Chortis, en el sur de México, (Oviedo, 1996).

Durante el Plioceno se establece la diferenciación morfogenética 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 mas bajas.

3.3 CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS GENERALES.

Las únicas unidades estratigráficas que presentan límites fácilmente reconocibles son las formaciones Filisola y Paraje Solo; ambas presentan en los registros geofísicos de pozo un comportamiento de las curvas de potencial espontáneo y resistividad característico, que permite identificar en el subsuelo sus límites y variaciones estratigráficas. Las unidades denominadas Encanto, Concepción Inferior y Concepción Superior, no se pueden diferenciar en afloramientos, ni por medio de registros geofísicos, lográndose únicamente distinguir algunas de sus características meramente locales, ya que no tienen una litología contrastante; sin embargo, se tienen microfósiles índice que permiten realizar una diferenciación como unidades bioestratigráficas. Estas unidades no constituyen formaciones geológicas formales de acuerdo a las especificaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica; por lo que deben tratarse como unidades estratigráficas informales (Canseco, 1982).

Dentro de la columna estratigráfica, se puede distinguir un grueso espesor de rocas y sedimentos miocénicos, descansando sobre una superficie erosionada correspondiente al Eoceno; se diferencia una potente secuencia arcillo-arenosa que va del Mioceno Inferior a la base del Mioceno Superior, donde se tiene un rápido aumento gradual de sedimentos arenosos hasta tener un cuerpo arenoso y conglomerático uniforme con límites fácilmente reconocibles, al que se le denomina Formación Filisola. Sobre este cuerpo arenoso descansa una secuencia compuesta por cuerpos arenosos con intercalaciones de cuerpos lutíticos conocida como Formación Paraje Solo; en esta secuencia se distinguen dos miembros; el miembro inferior que consiste de una alternancia de cuerpos de areniscas de espesor variable, con intercalaciones delgadas de lutitas; el miembro superior, denominado "Miembro lignítico", presenta potentes cuerpos de lutitas con intercalaciones de cuerpos de lignito y de cuerpos arenosos de espesor variable. Concordantemente con esta formación, descansa una secuencia de sedimentos gruesos correspondiente a la unidad denominada Formación Cedral (Canseco, 1982).

Tomando como base la columna litológica del Mioceno, se ha podido interpretar una paleobatimetría tentativa; de forma tal que, para la base del Mioceno, la curva paleobatimétrica indica profundidades batiales; a partir de la parte alta del Mioceno Medio, empieza a indicar ambientes cada vez más someros, teniendo para la Formación Paraje Solo, un medio transicional, y para la Formación Cedral un medio fluvial.

Analizando el aspecto litológico, comparando con los modelos establecidos por Saitta y Visser, se interpreta que parte de la columna sedimentaria del Mioceno de esta región, corresponde con una secuencia de un sistema deltaico, diferenciándose claramente las facies que componen a este tipo de ambiente sedimentario. Basándose en este modelo, la Formación Cedral corresponde a facies fluviales, la Formación Paraje Solo a facies de planicie deltáicas; la Formación Filisola a facies de frente deltáico y, las rocas que le subyacen a facies prodelta (Canseco, 1982).

A partir del Mioceno Temprano iniciaron en la cuenca los sistemas de depósito deltaico, con etapas transgresivas y regresivas variables, que estuvieron sujetos a otros eventos tectónicos contemporáneos; los modelos que se interpretan para tres áreas representativas de la cuenca se muestran de manera esquemática en la Figura 3.8.

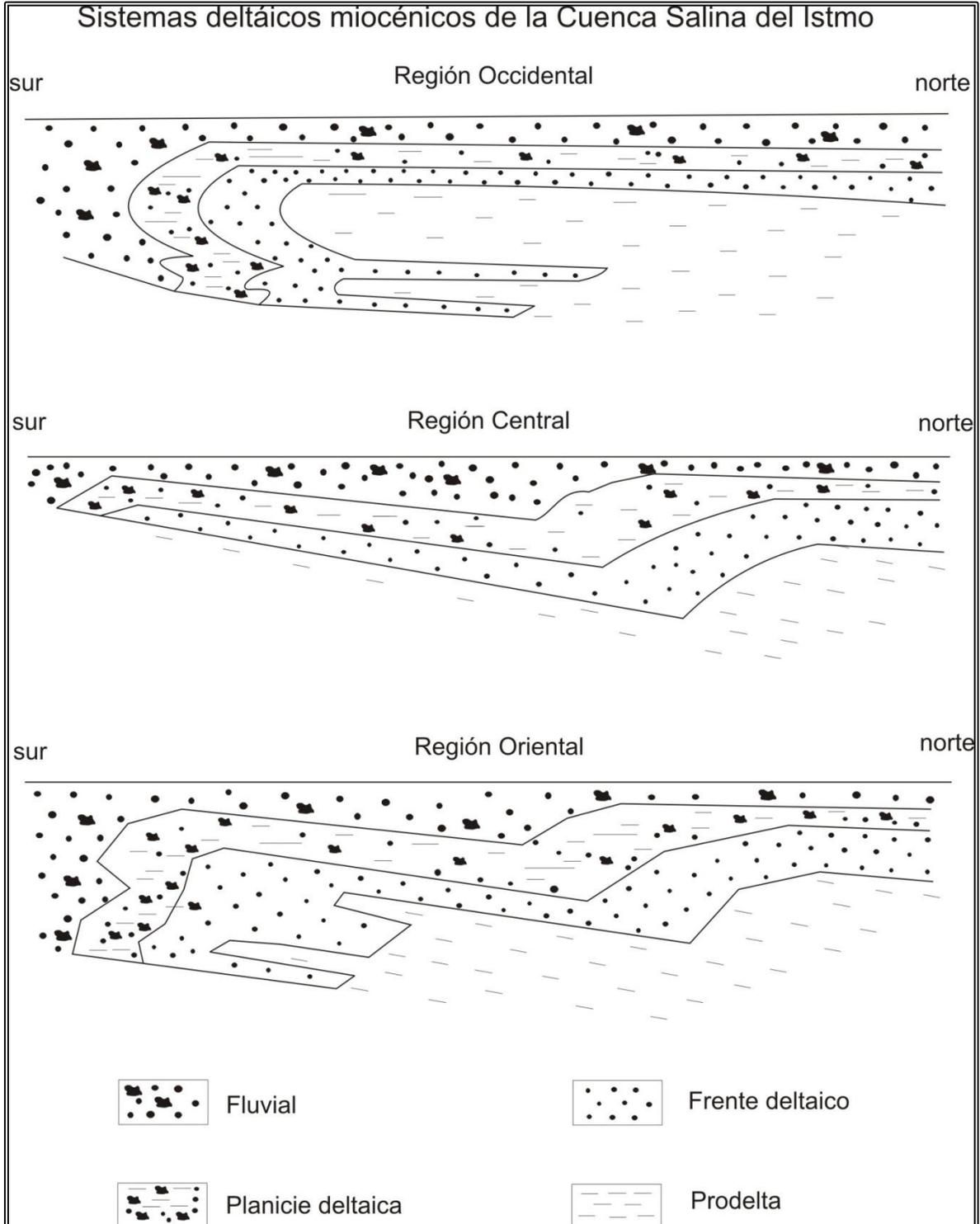


Fig. 3.8 Modelos sedimentológicos esquemáticos durante el Mioceno para tres regiones representativas de la Cuenca Salina del Istmo (Canseco, 1982).

En la Figura 3.9 se muestra en secciones esquemáticas la evolución, a través del tiempo, de los sistemas deltáicos; la relación entre el depósito y la subsidencia que imperó durante el desarrollo de estos sistemas; en ellas se muestra la relación entre el grado de depositación y el grado de subsidencia a través de la serie miocénica.

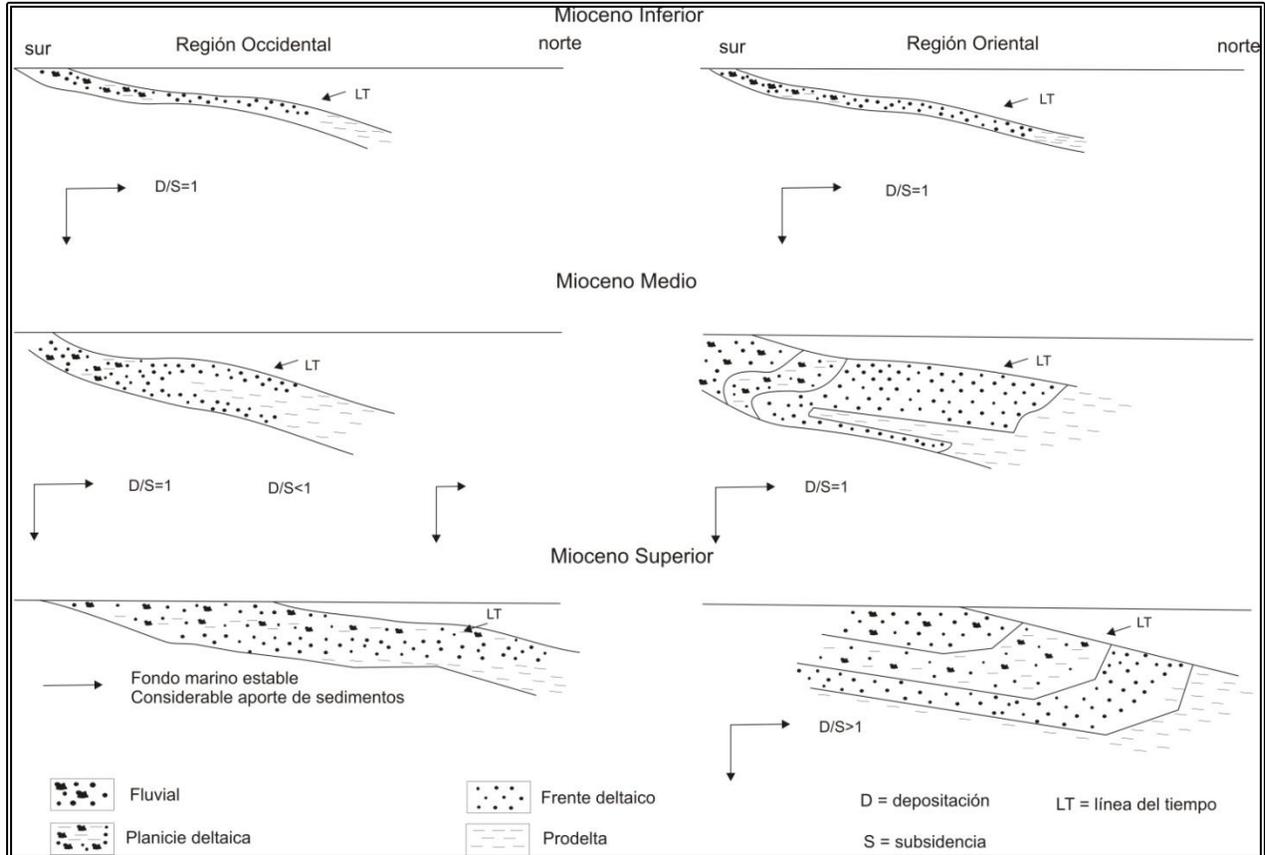


Fig. 3.9 Secciones esquemáticas de la evolución, a través del tiempo de los sistemas deltaicos; relación entre grado de depositación y grado de subsidencia (Canseco, 1982).

El sistema deltaico de la región occidental que se desarrollo en el Mioceno Temprano y Medio, difiere del sistema contemporáneo de la región oriental, ya que en esta zona el depósito estuvo controlado en parte, por los movimientos continuos de la sal debido a su inestabilidad ante las presiones crecientes ejercidas por la columna sedimentaria sobreyacente, provocando continuas migraciones del delta conforme se desarrollaban las estructuras salinas.

El sistema deltaico que se presenta en la región central de la cuenca, ocurrió hasta el Mioceno Tardío y presenta las mismas características del sistema deltáico del Mioceno Tardío de la región oriental (Canseco, 1982).

La relación de depósito y de subsidencia para el Mioceno Temprano y Medio se mantuvo igual y presentó periodos alternados en que la subsidencia se incremento y ocasionó fluctuaciones del nivel del mar. Los cambios sedimentarios más notables en la cuenca se

manifestaron en el Mioceno Tardío; pues en las regiones occidental y parte de la central se experimentó una regresión con considerable aporte de sedimentos y con fondo marino estable; en la región central y oriental las facies deltaicas presentan un notable crecimiento vertical debido al hundimiento contemporáneo del graben regional formado por las fallas de Ogarrio y de La Central.

Por las anteriores consideraciones genéticas y por las facies, se considera que las formaciones Filisola, Paraje Solo y Cedral, pertenecen a facies de frente deltaico, planicie deltaica y planicie fluvial, respectivamente; que evolucionaron transgrediendo las líneas de tiempo; por lo que, se les infiere una edad que va de la parte tardía del Mioceno Temprano al Plioceno para la región oriental. Para la región occidental, los desarrollos arenosos del Mioceno Temprano y Medio pertenecientes al frente deltaico, presentan características que difieren con las observadas para esta facies en la región oriental, por la influencia de otros controles externos sedimentarios; por lo que, estos desarrollos lenticulares podrían ser considerados como miembros litoestratigráficos.

Los deltas que se formaron de manera contemporánea, se consideran altamente constructivos de tipo lobular, según la clasificación establecida por Fisher et. al., (1969); dichos deltas pudieron ser originados por paleocausas que en la actualidad aún existen y que son los ríos denominados Uzpanapa, Playas, Pedregal y Coatzacoalcos.

3.4 ESTRATIGRAFÍA.

La Cuenca Salina del Istmo tiene un relleno sedimentario compuesto por una secuencia terrígena en la que alternan lutitas, areniscas, arenas y arcillas; con facies sedimentarias de ambientes profundos en el Paleógeno y ambientes cada vez más someros hacia la parte tardía del Neógeno. Esta secuencia está comprendida entre el Paleoceno y el Reciente, aunque en varios sitios se tiene la presencia de sal que intrusión a estas rocas y sedimentos; la sal es de edad Jurásico Medio. La columna estratigráfica de la cuenca se indica en la Tabla 3.1.

En la parte frontal norte de la Sierra de Chiapas, afloran rocas calizas y calizas arcillosas mesozoicas pertenecientes al Cretácico Temprano y Tardío, correlacionables con las del subsuelo de la Cuenca Salina.

Las unidades del Cretácico Temprano corresponden a antiguos sedimentos de mar abierto y se trata de calizas arcillosas y dolomías arcillosas.

El Albiano - Cenomaniano está representado por rocas de borde de Plataformas como calizas y calizas dolomíticas. Para el Cretácico Tardío se tienen rocas formadas en mar abierto que corresponden con lutitas y calizas arcillosas.

TABLA ESTRATIGRÁFICA

Era	Periodo	Etapas	Formación - Litología	Relación con estructuras salinas		
Cenozoico	Pleistoceno		Aluvi3n, arena de playa, dep3sitos fluviales	Formaciones posteriores o simult3neas a la formaci3n de estructuras salinas (domos, diapiros, toldos (canopies), diques, etc.)		
	Plioceno		Serie Acalapa - conglomerado, arenisca, arena y arcillas			
	Mioceno	Superior			Cedral - arcillas, arena y gravas	
			Agueguexquite		<ul style="list-style-type: none"> Sedimentos de ambiente marino Arenisca marina Lutita marina 	
			Paraje Solo - arenisca de agua dulce y salobre, lutitas y gravas			
		Medio			Filisola - arenisca de origen marino	
			Inferior			Concepci3n Superior - lutitas y arenisca
						Concepci3n Inferior - lutitas y areniscas
	Oligoceno		Encanto - lutitas y areniscas			
			Dep3sito - lutitas, areniscas y tobas			
			Conglomerado Nanchital (local)			
	Eoceno		La Laja - lutitas y margas con arenas y tobas			
		Lutita Nanchital Conglomerado Uzpanapa				
Mesozoico	Cret3cico	Superior	M3ndez - margas	Formaciones anteriores a la formaci3n 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			
	Jur3sico	Portlandiano Kimmeridiano	Caliza Chinameca - caliza bituminosa en capas delgadas			
		Oxfordiano Divesiano	Formaci3n Salina - conglomerado, arenisca, arena y sal			
	Tri3sico		Lechos rojos			

Tabla 3.1 Tabla estratigr3fica de la Cuenca Salina del Istmo (modificada de Benavides, 1964).

A estas rocas no se les han asignado nombres formacionales formales ya que no existen fósiles índice abundantes.

Las rocas pertenecientes al Paleógeno se encuentran aflorando en franjas paralelas en el borde de la Sierra de Chiapas, en contacto con rocas mesozoicas; están constituidas por conglomerados, areniscas y lutitas. Hacia el extremo occidental de la cuenca, casi en los límites con la provincia de San Andrés Tuxtla, los pozos para exploración petrolera han atravesado aproximadamente 5,000 m de sedimentos terciarios (pozo Ateponta-1); de éstos aproximadamente 3,500 m pertenecen al Terciario Inferior y están constituidos principalmente por rocas arcillosas.

En el área de estudio, la columna estratigráfica es conocida por afloramientos y por la perforación de pozos que han cortado secuencias del Mioceno Temprano que fueron deformados por el movimiento de la sal jurásica que originó domos, diapiros, toldos (canopies), diques, entre otros.

Al referirse a la Cuenca Salina del Istmo, se utilizan términos litoestratigráficos para la secuencia cenozoica; únicamente los correspondientes a la formaciones Filisola, Paraje Solo y Cedral, que se pueden diferenciar claramente; o sea, que son unidades estratigráficas bien definidas; las demás unidades denominadas Depósito, Encanto, Concepción Inferior y Concepción Superior, no se pueden considerar como unidades litoestratigráficas, ya que carecen de rasgos litológicos que las distingan; su división se han establecido basándose en foraminíferos bentónicos de distintas facies y se han utilizado para fines prácticos; por tal razón, se deben considerar como unidades bioestratigráficas (Tabla 3.1).

3.4.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS.

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.

A continuación se describen las principales características de cada una de las unidades estratigráficas, iniciando con la más antigua y terminando con la más joven.

3.4.1.1 Formación Lechos o Capas Rojas (almagre).

Está constituido por lutitas de color ocre-rojizas, mezcladas en ocasiones con yeso. Se reportó por primera vez en la estructura Chinameca-Higueras; en donde subyace a la Caliza Chinameca (pozo Tonalapa-1). Su localidad tipo es en la estructura Chinameca - Higueras cerca de la población Chinameca, Veracruz (Andraca, 1997).

Esta formación está constituida por lutitas de color rojo, hematíticas, mezcladas en ocasiones con yeso. Su espesor es de unos cuantos centímetros hasta varios metros, sobre todo en la parte central de la cuenca donde alcanza hasta 10 metros.

Subyace a la Caliza Chinameca y en algunos lugares se encuentra descansando sobre el casquete (cap rock); o aún, dentro de este cuerpo. El suelo laterítico o “almagre” como se le ha llamado, no representa necesariamente un suelo antiguo, producto de la intemperización de la Caliza Chinameca durante el Albiano - Cenomaniano; sino que se considera una roca cuyo origen es de ambiente continental.

Se considera del Jurásico Inferior, con base en que presenta características similares a la Formación Todos Santos. Por el método palinoestratigráfico (Dueñas, 1991), determinó la cronoestratigrafía, infiriendo una edad relativa del intervalo Botoviense-Calloviense, por la presencia de Dinoflagelado *Pareodinia* spp. Las características del tipo y tamaño del sedimento y la materia orgánica que contiene se considera un medio de depósito probablemente lacustre.

3.4.1.2 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. 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, 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 SW-NE. En la región centro oriental de la cuenca, los domos y diapiros son más profundos; probablemente se unen a profundidades mucho mayores y presentan una orientación N-S. La única estructura salina que adopta una estructura en forma de pilar es el de Zanapa, con un diámetro de 3 km y un espesor local mayor de 2,900 m.

Su edad se ha determinado mediante estudios palinológicos ubicándola dentro del Triásico Superior - Jurásico Medio. Por su posición estratigráfica se considera que el mayor depósito de sal ocurrió en el Calloviano.

Su composición química denota un ambiente de depósito transicional (mixto), en un área con circulación restringida, aguas someras y altas temperaturas.

3.4.1.3 Formación Caliza Chinameca.

Fue definida por Burckhardt en el año de 1930, su localidad tipo se encuentra al este del poblado de Chinameca en las localidades de Cerro de la Grava y Cerro la Cal (Andraca, 1997). En su parte inferior está formada por estratos gruesos, potentes y compactos de caliza gris oscura a gris crema; presenta también bandas delgadas de pedernal negro, material bituminoso y areniscas; en la parte superior se presenta estratos delgados, compactos, bien estratificados, de calizas de color gris a gris negruzco. Su espesor difícilmente alcanza los 60 m, aunque algunos geólogos consideran que alcanza los 400 m en las áreas de Jáltipan, Petapa y Coachapa, Veracruz.

La Caliza Chinameca (Fig. 3.10) sobreyace a los Lechos Rojos y la Formación Salina y subyace a lutitas y arenas del Paleoceno y Eoceno.

Por la fauna que contiene se le ha asignado una edad de Jurásico Superior (Tithoniano), ya que se encontraron amonoideos del género *Kossmatia purissima*, *Idoceras*, *Waagenic*, *Halobie*, *Berriasella*, *Neocomites*, *Caprinos*. Las características del tipo y tamaño del sedimento que contiene se considera de origen sedimentario y en un medio de depósito de plataforma carbonatada.

Se correlaciona con las formaciones Pimienta y San Andrés del Jurásico Superior en el área de Poza Rica, Veracruz.

3.4.1.4 Formación Caliza Sierra Madre.

Fue definida por Böse en el año de 1905, aflora únicamente hacia la parte sur y sureste de la Cuenca Salina; según Benavides (1956), está formada por una monótona secuencia de calizas finas (mudstone y wackestone) color gris y blanco, compactas, en estratos de 80 cm a un metro de espesor, que alternan con capas delgadas. En algunas zonas dentro de la caliza se encuentran rudistas, especialmente Radiolites (Andraca, 1997). Las características del tipo y tamaño del sedimento se considera un medio de depósito en aguas someras de plataforma carbonatada. Su espesor varía entre 800 y 1,900 m.

Se distinguen dos miembros, el inferior (Caliza Maltrata) formada de estratos delgados de calizas grises a negras con nódulos y lentes de pedernal; y en su parte superior (Caliza Escamela) alternados con series de lutitas y rudistas.

Se encuentra en discordancia con la Caliza Chinameca y la sobreyace la Formación Méndez, se le considera de edad Albiano - Cenomaniano; son correlativas con las de la parte central de Chiapas y del sur de Tabasco, también del Albiano-Cenomaniano (Fig. 3.10).

3.4.1.5 Formación Méndez.

Fue definida por Jeffreys en el año de 1910, 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 azul, sin estratificación aparente, más hacia el norte se compone de calizas margosas compactas color gris oscuro, alternadas en capas de 2 a 40 cm con lutitas bien estratificadas, calcareas hacia la base, arenosas de color rojizo hacia la cima.

Esta formación presenta cambios de facies de norte a sur; en la Cuenca de Tampico es arcillo-margosa y en el área al oriente del Macizo de Teziutlán, se vuelve calcáreo-arenosa y con presencia de calizas y calizas arcillosas (Fig. 3.10).

En el área de estudio se constituye de lutitas de color gris verdoso, bentoníticas, en partes margosas y con delgadas intercalaciones de areniscas. Corresponde con depósitos de aguas profundas, compuesta de rocas arcillo-margosas, constituidas por lutitas calcáreas gris verdoso y marga gris claro, verdoso y café claro.

Esta formación es bastante uniforme en superficie, su espesor es muy variable, con 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 espesor en esta cuenca es del orden de los 100 - 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. Viniestra (1965), considera que su edad corresponde con la parte más alta del Cretácico Superior.

Por la fauna que es reportada se le asigna una edad Campaniano - Maestrichtiano, ya que contiene los fósiles Globotruncánidos y Clavulinoides trilaterata, entre otros. La microfauna presente está constituida por Globotruncánidos, Heteroelcicos y Globigerínidos; su espesor es variable. Las facies son arcillosas con carbonatos y cenizas volcánicas; por lo que, se interpreta que se acumuló en un ambiente de aguas someras, en mar abierto.

3.4.1.6 Conglomerado Uzpanapa.

Fue descrita por Gibson en el año de 1936, en la región de Ixtán, Veracruz; descansa sobre las calizas cretácicas. Benavides (1956), describe al conglomerado constituido por cantos rodados de roca ígnea y arenisca, donde son escasos los cantos de caliza. Dentro del conglomerado se presentan aisladamente algunas intercalaciones lutíticas. Su localidad tipo es a lo largo del Río Uzpanapa, Veracruz (Andraca, 1997).

Se encuentra aflorando en las áreas cercanas a los ríos Chalchijapa, Uzpanapa y Coachapa. También se encuentra en otras zonas dentro de la cuenca, en Ranchoapan, al poniente de Hidalgotitlán.

Según Benavides (1956), la secuencia esta constituida por lechos delgados de lutitas compactas, bien estratificados de color gris oscuro a gris azul, algunas veces con vetillas de calcita, que alternan con estratos delgados de areniscas y de conglomerados. Contienen una abundante microfauna bien conservada, con numerosas especies, predominando las formas pelágicas.

El espesor expuesto varía de 500 a 900 m, aunque en el subsuelo se han contado espesores de 150 a 200 m.

Estas rocas descansan discordantemente sobre la Formación Méndez del Cretácico Superior. La sobreyacen la Formación la Laja del Oligoceno Inferior.

3.4.1.7 Formación Lutitas Nanchital.

Fue Castillo Tejero en el año de 1955, quien describe a estas rocas como del Eoceno Superior. Su localidad tipo es el Cerro Nanchital. Esta formación se encuentra mejor expuesta hacia las márgenes de la Cuenca Salina (Andraca, 1997).

Esta formada por lutitas arenosas, alternadas en su parte inferior con bandas de areniscas de grano fino. Su color varía de pardo a gris verdoso y generalmente son plásticas; aunque los colores son más oscuros en la parte superior en donde la dureza es mayor.

En la parte inferior es arenosa y contiene arenisca arcósica, en estratos que varían de 10 a 30 cm de espesor. En las arenas se han encontrado concreciones calcáreas y en las lutitas restos de plantas fósiles. Muchas veces los afloramientos aparecen fracturados y afallados, entonces los planos de estratificación están rellenos de calcita.

Su espesor va de 300 a 1,100 m, en el Cerro Pelón. Se considera que su depósito ocurrió en aguas profundas y presenta un gran contenido faunístico.

Las Lutitas Nanchital sobreyacen al Conglomerado Uzpanapa y la sobreyacen la Formación Laja. La edad es del Eoceno Superior, se encuentra relacionada con la Formación Chinal de Comalcalco y del área Reforma - Macuspana.

3.4.1.8 Formación La Laja.

Esta formación fue descrita por Gibson (1935), en la Cuenca Salina del Istmo, quien la dividió en dos series: La Laja y Depósito. Posteriormente, Castillo-Tejero (1955), la describe como Formación la Laja; en general se encuentra aflorando en las márgenes de la Cuenca Salina sobre una secuencia del Eoceno, también aflora en las porciones sur y poniente de la cuenca (Hidalgo, 2006).

En la parte inferior se encuentran lutitas compactas de color gris con tonos azules y verdes; presenta intercalaciones de areniscas mal cementadas y algunos estratos de calizas (boundstone de corales). La parte superior se caracteriza por tener una litología donde predominan areniscas de grano medio con algunas intercalaciones de tobas;

algunas retrabajadas y poco transporte. Se encuentra en el subsuelo en la parte superior de los núcleos de la mayoría de los domos y diapiros de la región, como son los casos del Domo Jáltipan y Coapechapa. El espesor de esta unidad varía entre 1,000 y 1,400 m. Esta formación subyace a rocas del Eoceno, y la subyace la Formación Depósito del Mioceno Medio.

Su edad corresponde al Oligoceno Inferior, asociando su relación estratigráfica con las formaciones Lutita Nanchital y Depósito. De acuerdo con Castillo Tejero, 1955, La Laja contiene los siguientes fósiles: *Haplophragmoides Coronatus* (Brady), *Cibicides cushmani* Nulfáll: *Cibicides Tuxpamensis*-Cole, *Cibicides Bulimina semicostata* y *Sigmoidea*, elegantísima, *Cyclamina Cancellafa* Brady; se correlaciona con las lutitas y Calizas Misopá de la región sur de Tabasco; el ambiente en la que se depósito corresponde a una plataforma clástica.

3.4.1.9 Formación Depósito.

Uno de los primeros autores en utilizar el nombre de Depósito fue Gibson (1936), describiéndola como series pertenecientes al Oligoceno. Castillo Tejero (1955), la describe como formación e indica que pertenecen al Oligoceno Superior; posteriormente Benavides (1956), hace un trabajo mas detallado e indica que está formada por lutitas de color gris a gris azulado, ligeramente arenosa bien estratificadas, con intercalaciones de cenizas volcánicas (Hidalgo, 2006).

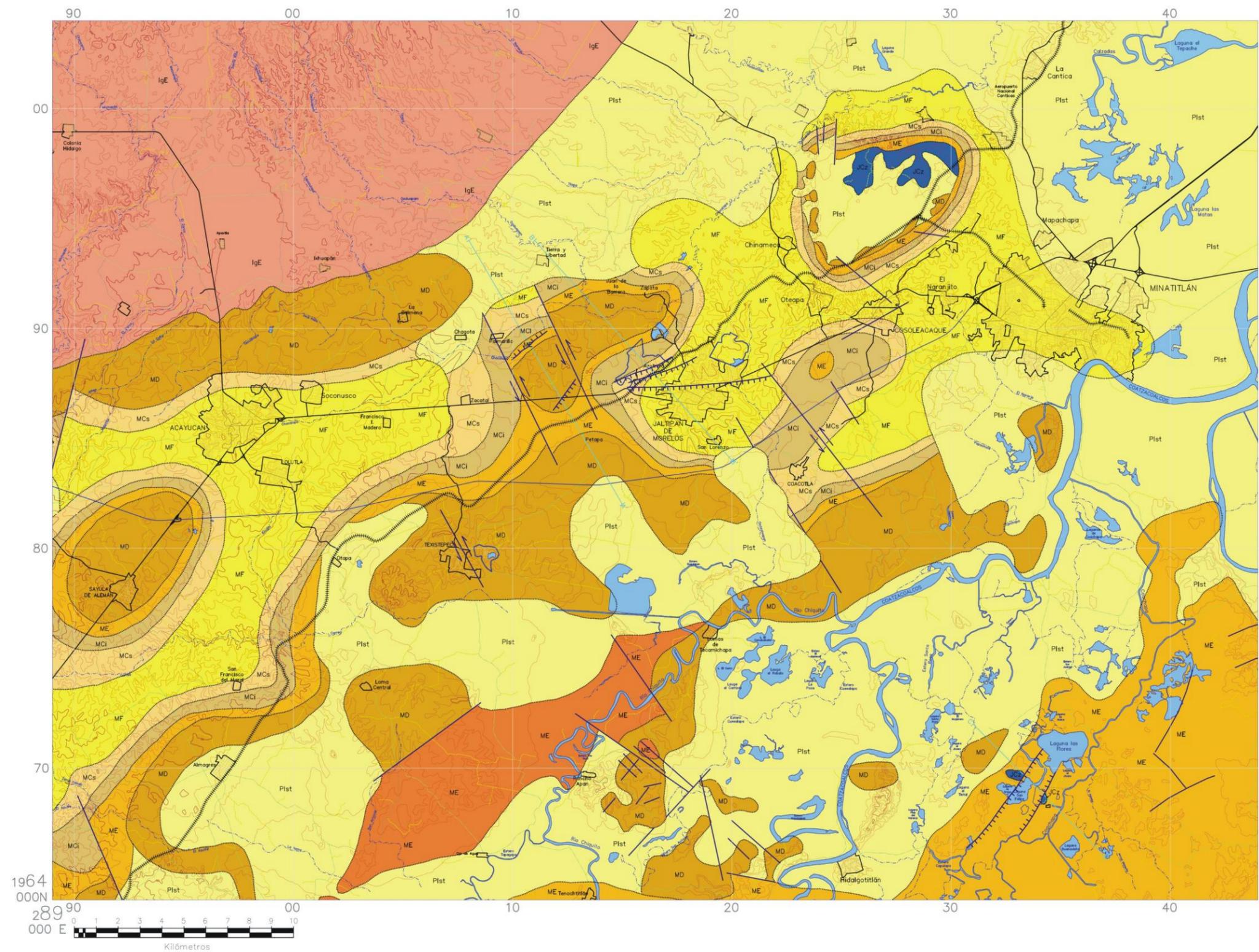
En general la Depósito consiste de una secuencia de lutitas grises compactas, micacíferas, bien estratificadas con intercalaciones de tobas y cenizas volcánicas. Su parte superior es más arenosa, existiendo estratos de areniscas que en ocasiones están impregnados de hidrocarburos. Su espesor máximo se considera del orden de 400 m.

La Figura 3.10a corresponde con la columna estratigráfica expuesta en la parte central de la cuenca y la Figura 3.10b, es el mapa geológico de la misma región, donde se tienen las principales estructuras y a las unidades estratigráficas expuestas.

Hacia el sur y oriente del área de estudio, esta formación descansa discordantemente sobre rocas oligocénicas de la Formación La Laja; la sobreyace concordantemente la Formación Encanto (Fig. 3.10). Tiene su localidad tipo en afloramientos situados sobre los márgenes del Río Uzpanapa a unos 50 km al SE de la Ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz.

La formación contiene abundante fauna planctónica, como las especies de foraminíferos: *Prasorbulina glomerosa*, (Cushman & Bermúdez, 1937), *Catapsydrax stainforthi* Bolli, (Loeblich & Tappan, 1957) y *Catapsydrax dissimilis*, que permiten asignar a esta unidad dos biozonas: la Biozona de *Catapsydrax dissimilis* y la Biozona de *Praeorbulina glomerosa*, que ubican a esta unidad en el Mioceno Inferior.

Por su litología y por su contenido faunístico bentónico, como las especies de foraminíferos: *Gyroidiniodes broeckiana* (Karrer) y *Heterplepa granosa* (Reuss), se considera que estas rocas se formaron a un medio ambiente mesobatial



Plst	Depósitos Plio-cuaternarios Aluvión, arenas de playa y depósitos fluviales
IgE	Rocas Ígneas Extrusivas Extrusiones superpuestas de basaltos y andesitas cenozoicas y depósitos piroclásticos
MF	Formación Filisola Depósitos conglomeráticos, arenas de playa y depósitos fluviales, ligeramente consolidado
MCs	Fm. Concepción Superior Lutitas arenosas, con concreciones de arenisca, cementadas por material calcáreo
MCi	Fm. Concepción Inferior Lutitas bien consolidadas, mal estratificadas, micacíferas y fosilíferas, aumentando el contenido de arena hacia la cima
ME	Formación Encanto Serie alternada de areniscas de grano grueso a fino y lutitas arenosas, con ocasionales conglomerados
MD	Formación Depósito Lutitas ligeramente arenosas, con intercalaciones de tobas y cenizas volcánicas
JCz	Calizas No Diferenciadas Calizas asociadas con la deformación salina, de estructura brechoide y edad no claramente definida

Fig. 3.3b Mapa geológico de la región central de la Cuenca Salina del Istmo en su parte central (Tomado de Arellano - Yussim, 2004).

Fig. 3.3a Unidades estratigráficas de la región central de la Cuenca Salina del Istmo en su porción continental (Tomado de Arellano - Yussim, 2004).

3.4.1.10 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 areniscas azules y cafés de grano fino a grueso, con intercalaciones de lutitas muy arenosas”; posteriormente Castillo Tejero (1955) y Benavides (1956), hicieron una descripción más completa de esta formación (Canseco, 1982).

Está compuesta por series alternadas de capas de areniscas 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 areniscas 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 cima es concordante también con la Formación Concepción Inferior. Litológicamente es difícil diferenciar los dos contactos, reconociéndose únicamente por la fauna bentónica característica, como la especie *Siphouvigerina auberiana* (d'Orbigny).

Tiene su localidad tipo en el anticlinal del Encanto situado en la ranchería “El Encanto”, a 7.5 km al SW 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, como son las especies *Globorotalia siakensis* Le Roy, y *Globorotalia foshirobusta* Bolli, que permiten establecer en esta unidad 4 biozonas: desde la inferior, Biozona de *Globorotalia foshi* peripheroronda hasta la Biozona de *Globorotalia siakensis*, limitando y ubicando a esta unidad, en el Mioceno Inferior. 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.

3.4.1.11 Formación Concepción Inferior.

Benavides en 1936, describió la Formación Concepción Inferior, como una serie de “arcillas apizarradas y areniscas que descansan concordantemente sobre la Formación Encanto”, con afloramientos en la Cuenca de Veracruz, Los Tuxtlas y Cuenca Salina del Istmo (Andraca, 1997).

La parte basal de la formación consiste de lutitas de color gris claro, ligeramente calcáreas, micacíferas, mal estratificadas, muy fosilíferas, presentando en ocasiones

fracturas rellenas de yeso; se le considera como una de las mejores formaciones generadoras de hidrocarburos. Ocasionalmente se presentan intervalos interestratificados de arenas de color gris claro de grano fino. Hacia la cima las lutitas se vuelven gradualmente más arenosas llegando a presentar cuerpos de arenas y areniscas de grano fino. Tiene un espesor aproximado de 500 m. La formación se intertemperiza en algunas partes de manera característica, pues se lamina en planos que no siempre son paralelos a los de la estratificación.

Descansa concordantemente sobre la Formación Encanto y su contacto superior es concordante con la Formación Concepción Superior. Las lutitas de la Formación Concepción Inferior son ricas en restos orgánicos, por lo cual, se considera que son probablemente generadoras de aceite en el Plioceno en la región del Istmo.

Su contenido faunístico bentónico permite hacer una separación marcada entre estas unidades, ya que el aspecto litológico presenta semejanza con el de las unidades supra e infrayacentes, dificultando en ocasiones su diferenciación; por lo tanto, al igual que la anterior unidad, esta corresponde con una unidad bioestratigráfica. Contiene especies de foraminíferos reportados por Santiago-García en 1987, como *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. (Quezada y Sarmiento, 1987).

Se encuentra expuesta en la porción media de la Cuenca Salina del Istmo, en las localidades ubicadas al oriente de Romero Rubio, Soledad, en las márgenes del río Coachapa, en Moloacán, Minatitlán, Sayula y en San Andrés Tuxtla, Veracruz (Fig. 3.10). Se ubica también en las Cuencas del Sureste, en el subsuelo, donde se conforma de cuerpos arenosos, en los distritos de Agua Dulce y las Choapas, Veracruz; también se ha reportado en el subsuelo, en el distrito de Ciudad Pemex, Tabasco.

Por las características litológicas y faunísticas el ambiente de depósito en que se acumuló esta unidad ocurrió desde la zona litoral hasta la plataforma clástica somera.

3.4.1.12 Formación Concepción Superior.

Esta unidad fue descrita por Gibson (1936), como una serie de arcillas apizarradas azuladas con algunos gasterópodos en la base, con afloramientos en la región Concepción, así como también en la región de Jáltipan, Sayula y al SW de la región de los Tuxtlas en el Estado de Veracruz (Canseco, 1982).

Se encuentra en la parte central y también en la parte sur y suroccidental de la Cuenca Salina. Algunas localidades típicas de la Formación son: Filisola, Cuitlaxoyo, Soconusco, Achotal, Romero Rubio y Acayucan; todas ellas en el estado de Veracruz (Fig. 3.10).

Presenta cierta semejanza litológica con la Formación Concepción Inferior que le subyace, y consta principalmente de lutitas de color gris verdoso, calcáreas, compactas, en partes arenosas, cuyos planos de estratificación están muy mal definidos; contiene intercalaciones delgadas de areniscas calcáreas de color gris verdoso de grano fino. Su espesor que varía de 120 - 400 m, con una gran cantidad de macrofósiles (Viniestra, 1965).

Descansa concordantemente sobre la Formación Concepción Inferior y es concordante con la Formación Filisola que le sobreyace (Fig. 3.10). Contiene especies bentónicas características como *Lenticulina thalmani* (Hessland) (Barker, 1960) y *Astacolus cristi* (Skinner, 1963).

La formación fue estudiada por primera vez en la región de Concepción, Veracruz, de donde toma su nombre, sobre la margen del Río Uzpanapa, a unos 24 km al SE de la Ciudad de Minatitlán, Veracruz.

Esta unidad pertenece a la parte alta del Mioceno Superior, ya que la fauna encontrada, corresponde a las especies *Globorotalia acostaensis* (Blow, 1959) y *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (Blow, 1959), son referibles a la Biozona de *Globorotalia acostaensis* perteneciente a esta serie.

Por sus características litoestratigráficas, su fauna bentónica, representada por las especies *Lenticulina thalmani* (Hessland) (Barker, 1960), *Astacolus cristi* (Skinner, 1963), *Brizalina subaenariensis* var. *Mexicana* (Cushman), *Astacolus vauhani* (Cushman) y su relación con las especies plantónicas encontradas, se deduce que se acumuló en un ambiente de depósito de plataforma clástica, muy próxima a la línea de costa.

3.4.1.13 Formación Filisola.

No se sabe con seguridad quien propuso el término Formación Filisola, pero Gibson (1936), fue uno de los primeros en reportarla, aunque con el vocablo de "Series Filisola"; la describió como una serie compuesta predominantemente de areniscas amarillas, pardas y verdes, sin fósiles, que afloran en la región de Filisola, Veracruz. Posteriormente Benavides (1956), hizo una descripción más detallada de los afloramientos observados en el área de Cabritos - Tecuanapa, en las márgenes del río Uzpanapa, Veracruz (Canseco, 1982).

Se caracteriza por estar constituida predominantemente por potentes espesores de arenas cuarcíferas de grano fino a grueso, de color gris claro, en ocasiones bien estratificadas, con delgadas intercalaciones de lutitas suaves de gris azulado. Hacia la base se presentan cuerpos de areniscas calcáreas con moluscos. Su espesor varía de 200 a 600 m, pudiendo ser aún mayor.

Sobreyace normalmente a la Formación Concepción Superior, distinguiéndose este límite por la entrada abrupta y continua de arenas. Su límite superior es concordante con la

Formación Paraje Solo y se coloca inmediatamente debajo de la aparición de los cuerpos arcillosos con intercalaciones variables de arenas pertenecientes a la Formación Paraje Solo (Fig. 3.10b).

Su localidad tipo se encuentra en la región de Filisola, Veracruz, sobre las márgenes del Río Uzpanapa, aproximadamente a 25 km al SE de la Ciudad de Minatitlán, Veracruz.

Debido a sus características sedimentarias, esta unidad no contiene fauna determinada; por lo tanto, basándose en el hecho de que la Formación subyacente (Concepción Superior) ha sido ubicada dentro del Mioceno Superior, se interpreta que esta unidad pertenece al Plioceno.

Por características sedimentarias de esta unidad se interpreta un ambiente de alta energía y de rápida subsidencia; perteneciente probablemente a un medio litoral con gran parte fluvial.

La Formación Filisola es productora de aceite en la porción media occidental de la Cuenca del Sureste, así como en el área oriental de esta misma cuenca.

3.4.1.14 Formación Paraje Solo.

Descrita inicialmente por Lesnial (1924), en la región de Paraje Solo del municipio de Moloacán, Veracruz, a 25 km al sureste de Coatzacoalcos, Veracruz. Posteriormente, Gibson (1936), la describe como una secuencia de areniscas con lentes de conglomerados y horizontes de lignito.

Tiene extensos afloramientos en la parte norte de la Cuenca Salina (Fig. 3.10). Esta expuesta al oriente del Río Coatzacoalcos en la zona de Paraje Solo, Acalapa, Moloacán, Ixhuatlán, Gavilan, Punta Gorda y en las proximidades de la zona costera (Canseco, 1982).

Se compone de areniscas de grano grueso de color gris oscuro y café, interestratificadas con laminillas de arcilla de color gris azulado, ceniza volcánica y material lignítico. La parte inferior está constituida por areniscas compactas de grano grueso, interestratificadas con lutitas mal compactadas; en general, presentan color gris al fresco y colores rojizos por intemperismo. Presenta algunos horizontes con abundantes microfósiles y otros con abundante materia orgánica leñosa (lignito). La parte superior se compone de areniscas con granulometría variable de color gris, con intercalaciones de lutitas de color gris oscuro carbonosa. Los líticos que componen esta secuencia son fragmentos subredondeados de rocas volcánicas, cuarzo metamórfico redondeado y cuarzo ígneo subanguloso. El espesor de esta unidad varía entre 300 a 600 m, aunque en un pozo perforado en la Cuenca Salina (pozo Arroyo Prieto-1), se cortó un espesor muy grande de 1,400 m.

Esta formación se correlaciona con la formación Zargazal (Salas y López, 1951), en el área de las otras cuencas del sureste. Su edad corresponde con el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior de acuerdo a la fauna típica de ambiente marino de aguas someras, reportados por Santiago-García (1987); los pelecípodos determinados por este autor, corresponden con *Ostrea* sp, *Anadara* arca sp, *Corbula* sp y *Pecten*; los gasterópodos son: *Melania* sp, *Turritella* sp, *Drilla*, *Nerita* sp, *Fulger* sp y *Anachis*. Los foraminíferos reportados son ejemplares de *Elphidium incertum* (Willianson) y *Rotalia Becarri* (Linne), *Eponides antillarum* (Según Salas y López, 1951).

Su contacto inferior es concordante con la Formación Concepción Superior y con la Formación Filisola en la Cuenca Salina de Veracruz y en discordancia con la Formación Agueguexquite.

Debido a su contenido fosilífero y posición estratigráfica, se interpreta que su depósito ocurrió en un ambiente deltaico. Esta unidad correlaciona con la Formación Zargazal (Salas y López 1951, en Quezada Sarmiento, 1987), del área oriental de las Cuencas del Sureste.

3.4.1.15 Formación Agueguexquite.

Fue estudiada por Gibson en el año de 1936 y después por Castillo Tejero en 1955, en la que se pueden distinguir tres miembros: en su parte superior, de arcillas ligníticas de color azul grisáceo, algunas veces tobáceas, con moldes de fósiles (Andraca, 1997). La parte media se compone de areniscas compactas bien consolidadas de grano fino a medio, de color gris azulado, ligeramente fosilíferas y en ocasiones con concreciones calcáreas; algunas veces se presentan arenas y arcillas interestratificadas. La parte inferior está formada de areniscas fosilíferas suaves, de color pardo, intercalada con lutitas arenosas bien laminadas y arenas amarillentas, con bandas de arcillas arenosas; generalmente contienen abundantes foraminíferos. A veces, en la parte inferior se encuentra un paquete de conglomerados con abundancia de macrofósiles, como *Pecten*, *Ostrea*, etc. El espesor aproximado es de 500 m.

Su edad Pleistoceno Medio, es inferida con base en el orden de depósito con respecto a las formaciones subyacentes, y por los foraminíferos: *Anadara strebla*, *Elphidium sagrai*, *Elphidium crispum*, *Cibicides dohrthyi*, *Discorbis floridensis*, *Siphogenerina raphanus*; y los pelecípodos *Pecten* sp, y *Ostrea* sp. (Según Salas y López 1951, en Quezada y Sarmiento 1957).

Normalmente se encuentra sobre la Formación Paraje Solo. El ambiente marino de esta formación esta documentado por su microfauna; los moluscos, en muy buen estado de conservación indican condiciones de mar poco profundos, abiertos y con pocas variaciones de salinidad y temperatura; es probable que sera la continuación de la Formación Paraje Solo con facies deltáicas.

3.4.1.16 Formación Cedral.

Fue Gibson (1936), quien menciona esta Formación situándola en el Mioceno Superior, posteriormente Castillo Tejero (1955) y Benavides (1956), hacen una descripción más detallada de esta unidad estratigráfica. En términos generales la definen como compuesta por arenas, arcillas, lutitas y conglomerados en ocasiones rojizos (Canseco, 1982).

Consiste de cuerpos arenosos en ocasiones lenticulares, de grano medio a grueso, cuerpos de arcillas gris y café, y conglomerados rojizos, carentes de fauna. El espesor varía de 500 a 600 m.

Descansa concordantemente sobre la Formación Paraje Solo y está cubierta discordantemente por sedimentos más recientes. Su distribución es restringida, y generalmente se encuentra en la parte central norte de la cuenca. Se le asocia con la Formación Agueguexquite como su correspondiente continental; sin embargo, esto no se ha comprobado y además existen muchas dudas sobre la posición estratigráfica de la denominada Formación Agueguexquite, que se ha asignado al Mioceno Medio por la presencia de pelecípodos índice de esta edad, no correspondiendo, por lo tanto, al nivel estratigráfico en que se encuentra la Formación Cedral.

Los afloramientos de la sección tipo se encuentran entre los campos petroleros de Acalapa y El Plan, al NW de la Ciudad de Las Choapas, Veracruz. Por sus características litológicas se trata de sedimentos depositados en un medio transicional-continental, tipo palustre o de origen deltáico, en un franco periodo regresivo.

Por posición estratigráfica, esta formación se considera que pertenece al Plioceno-Pleistoceno.

3.4.1.17 Formación Acalapa.

Esta unidad se formó en el Pleistoceno en la parte norte del Istmo de Tehuantepec; está representado por areniscas de color gris a verde azulado con restos de plantas, lignitos y por un cuerpo de conglomerado, que es el miembro estratigráfico más notable en lo que se conoce como serie Acalapa (Andraca, 1997).

El conglomerado, que también se llama Conglomerado Acapala se encuentra interestratificado en la parte inferior de la unidad; está constituido por guijarros en matriz arenosa. Dadas las circunstancias de que su distribución es local y que localmente se presenta sobre sedimentos pertenecientes a las formaciones del Mioceno Superior.

Sus afloramientos principales se presentan en la región de Acapala, a unos 25 Km al sureste de Coatzacoalcos, Ver., de donde toma su nombre y en donde forma algunas prominencias como son los cerros de Acapala, Agata y Xoteapa.

Consiste de conglomerados con fragmentos redondeados de rocas ígneas intrusivas y de cuarzo, principalmente, con intercalaciones lenticulares de gravas y arcilla arenosa de

color gris verdoso. Su espesor es muy irregular, ya que aflora aisladamente en forma de pequeños montículos, estimándose un promedio de 20 a 30 m.

Su contacto inferior es discordante sobre la Formación Cedral y sobre las formaciones Paraje Solo y Agueguexquite.

De acuerdo a su posición estratigráfica y por sus características litológicas, se considera de edad Pleistoceno Superior. El ambiente de depósito corresponde a depósitos continentales fluviales contemporáneos al vulcanismo del Volcán de los Tuxtlas, que se localiza al oeste de la Ciudad de Coatzacoalcos, Ver.

3.4.1.18 Gravillas, Arenas y Arcillas sin nombre formacional.

Estos depósitos no han sido bien definidos, puesto que se les ha presentado poca atención a las acumulaciones recientes (Andraca, 1997).

Probablemente existen diferentes terrazas de esa edad cuyo conocimiento resultaría de interés para la historia geomorfológica del Istmo. Estos sedimentos se encuentran distribuidos en gran parte de la porción norte de la Cuenca Salina del Sureste de México.

Su constitución es variada, se presentan desde clastos de grano fino, hasta gravas. En parte hay arcillas de color gris azulado dentro de las que se encuentran bloques o cuerpos de arena. Otras veces se tienen arenas de grano grueso entremezcladas con gravas y arcilla.

Ocasionalmente se han usado de manera local los nombres de gravas de sabana, gravas de loma y depósitos de arroyo, para los materiales que corresponden al Pleistoceno - Cuaternario.

El primero corresponde a las gravas y arenas rojizas y blancas que forman la parte más sobresaliente del Pleistoceno del Istmo. El nombre es apropiado ya que las dunas y los depósitos de costa comúnmente están cubiertas por vegetación de sabana. El nombre de gravas de loma se ha aplicado a los depósitos más próximos a la Sierra.

Los depósitos fluviales, formados por arcillas suaves de color gris oscuro o negro, contienen restos de plantas y de árboles turbificados; arenas blancas y amarillentas con concreciones de limonita, generalmente se encuentran en el fondo de los valles de la parte norte del Istmo.

El espesor de los depósitos Holocénicos varía de 1 hasta 40 metros.

3.5 ASPECTOS TECTÓNICOS Y ESTRUCTURALES.

Las principales estructuras existentes en la Cuenca Salina del Istmo, fueron originadas por el movimiento de la sal que en varios sitios originó intrusiones salinas de diversas formas, tamaños y geometrías; estas han formado estructuras de tipo dómico, diapiros,

diques y toldos o canopies; así como estructuras anticlinales alargadas con pequeñas prominencias que sobresalen de la estructura principal, alineadas con rumbo NE-SW; estas estructuras son afectadas en sus flancos por intensos fallamientos normales; en ocasiones radiales de acuerdo a la geometría del intrusivo salino. Al oriente de la cuenca, mediante métodos sismológicos y secciones estructurales, se han identificado dos grandes fallas denominadas “Falla Ogarrio” y “Falla La Central”; ambas forman un graben de carácter regional que tiene un rumbo NE-SW. A la “Falla de Ogarrio”, con echado al E-SE, se le calcula un salto aproximado de 1,500 m, disminuyendo el salto de este hacia su prolongación NE, donde se une a un sistema de fallas NE-SW. La falla “La Central” tiene una orientación aproximada E-W, con echado hacia el norte y sufre una deflexión hacia el NE entre los campos de Rosario y Arroyo Prieto; su salto es del orden de 1,500 m. Ambas fallas terminan bruscamente en la región central de la cuenca contra el levantamiento salino correspondiente a la zona de domos someros.

Recientemente, se ha detectado al oriente del pozo Navidad 1, una falla de tipo inverso de gran magnitud con una orientación NW-SE, llegando a ser probablemente de carácter regional y prolongándose hasta la Sierra de Chiapas; se postula que esta falla coincide con el límite occidental del graben regional así como el límite de la región de domos someros.

Hacia el borde de la Provincia de San Andrés Tuxtla, se presentan ligeros plegamientos con una orientación NE - SW.

Hacia las estribaciones de la Sierra de Chiapas, se tienen plegamientos anticlinales amplios, alargados con echados suaves en ambos extremos con ejes orientados NW-SE; además, existen en el frente de la sierra anticlinales asimétricos recumbentes, relativamente angostos, afectados por fallas inversas y normales; en ocasiones estos plegamientos se ven afectados por intrusiones salinas, adquiriendo un carácter complejo. Regionalmente, se presentan fallas transcurrentes con orientación NW-SE, entre las que destacan las fallas de Malpaso y de río Playas.

En la actualidad se tienen proyectos para hacer interpretaciones sismológicas y gravimétricas en la cuenca con el fin de detectar estructuras mesozoicas en el subsuelo con interés económico petrolero.

La Cuenca Salina del Istmo refleja la historia geológica del resto del Golfo de México, que inicia su historia de sedimentación marina en el Jurásico, tiempo que ocurrió la apertura oceánica que evolucionó a una cuenca de margen pasiva (Tabla 3.2). Durante la primera etapa de la cuenca, los paquetes gruesos de sal fueron acumulados en un área sujeta a deformación por extensión. Después, el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur ocasionó que esa gran masa de sal fuera separada, quedando una parte en el norte de Golfo en USA y el segundo, en la parte occidental de la plataforma de Yucatán. La masa de sal fue enterrada por sedimentos del Jurásico Tardío, y durante el Mesozoico y el Terciario; la sal ha sufrido los episodios de la movilidad que deformó la secuencia sedimentaria en diferentes maneras.

En la Tabla 3.2 se tiene un esquema con los principales eventos tectónicos que originaron las principales estructuras geológicas de la cuenca.

Era	Época	Evento tectónico y eustático	Tectono-secuencias
Neógeno	Plio-Pleistoceno	Evacuación de sal	Levantamiento de la margen
	Mioceno	Enterrar Toldos o canopies en desarrollo	Cinturón de pliegue
Paleógeno	Oligoceno	Estructuras compresivas Carga flexural Sal aloctona	Estructuras de mar profundo
	Eoceno		
	Paleoceno		
Cretácico	Tardío	Cambio de sedimentación Inundación de plataforma	Inundación
	Temprano	Desarrollo de plataformas	Margen pasiva
Jurásico	Tardío	Margen Continental drift Inicio del movimiento de sal	
	Medio	Extension intracontinental	

Tabla 3.2 Esquema de tectonosecuencias de la Cuenca Salina del Istmo, (AAPG International, 2004).

En Catemaco, Agua Dulce y Marbella, Veracruz; los cinturones deformados representan los efectos tectónicos ocurridos durante el Mioceno Medio al Mioceno Tardío. Estos cinturones deformados son separados por un “decollement” de gran profundidad; el desprendimiento ocurrió sobre la sal autóctona e involucran también a las secuencias de cuenca y plataforma del Mesozoico. La información sísmica indica que las estructuras han sido moldeadas por todas partes desde hace 12.5 millones de años, resaltando el emplazamiento horizontal, ocasionado por toldos (canopies) de sal somera hacia el norte.

Durante el Plioceno la plataforma clástica y la margen se desplazaron hacia el norte y oriente sobre un cuerpo extensivo de sal que desarrollaba cuencas de retirada.

La geología estructural corresponde a varios anticlinales, diapiros, domos, toldos (canopies), diques, entre otros, desde pequeñas hasta grandes dimensiones; presentan con una orientación preferencial de noroeste-sureste y noreste-suroeste; el movimiento de sal originó una serie de fallas normales de diferentes desplazamientos y afectan los diferentes niveles estratigráficos del Terciario; por ejemplo se tiene un anticlinal con cierre contra fallas normales al este, noreste y al suroeste; anticlinal con cierre contra fallas inversas al noroeste y sureste (Fig. 3.11).

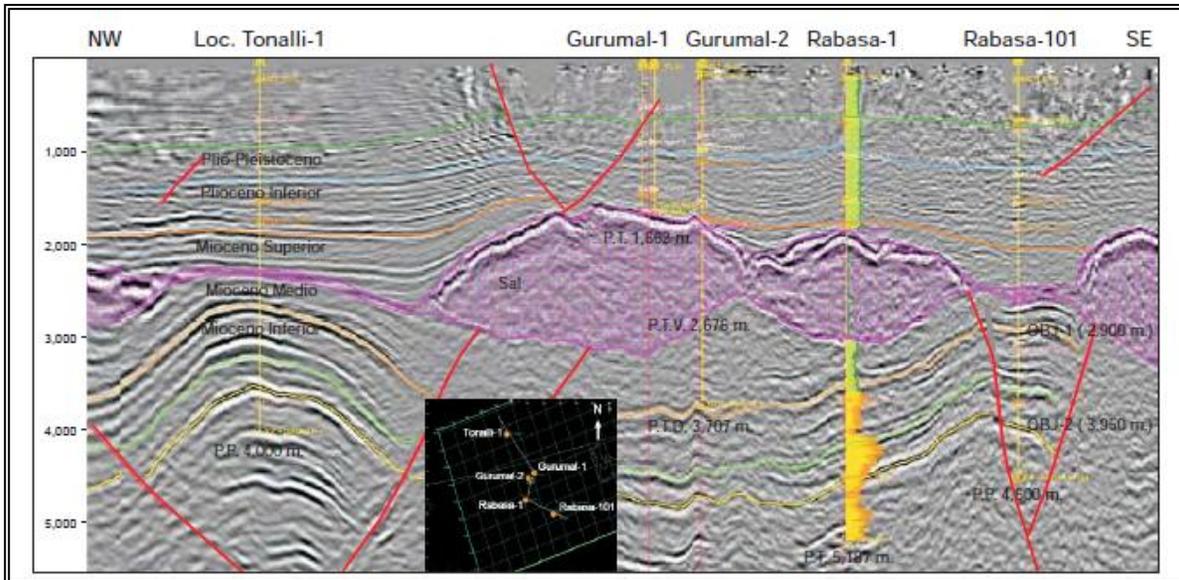


Fig. 3.11 Línea sísmica que ilustra el comportamiento estructural del pozo Rabasa-101 (PEMEX, 2009).

Se considera que la evacuación de la sal ocurrió principalmente durante el Pleistoceno-Reciente, debido a que se observan los plegamientos y cuñas sintectónicas derivadas de la contracción ocurrida en el Plioceno (PEMEX, 2009).

Las fracturas generalmente se observan con ángulos mayores de 60 grados y con buena impregnación de aceite, en ocasiones selladas con calcita y/ o sílice; se presentan también bandas de pedernal y laminaciones de lutita bituminosa.

A continuación se describen las principales características de las estructuras geológicas mas representativas de la cuenca.

Diapiro Jáltipan

Estado: Veracruz

Municipio: Jáltipan de Morelos

Coordenadas geográficas: 18°00'30" y 18°01'30" de latitud norte y
94°43' y 94°44'01" de longitud oeste

El pozo se perforó en la cima de la estructura salina, en el lote no. 14 de la Unidad Azufrera del poblado de Jáltipan de Morelos, Veracruz. El objetivo de perforar el pozo fue para conocer el subsuelo y conocer la problemática de extracción primaria del yacimiento de azufre.

El diapiro de Jáltipan, al igual que todos los domos y diapiros de la Cuenca Salina, son estructuras formadas por el movimiento de la sal, cuyo movimiento aparentemente se inició después de la sedimentación clástica más antigua que los cubre (Figuras 3.10b y 3.12).

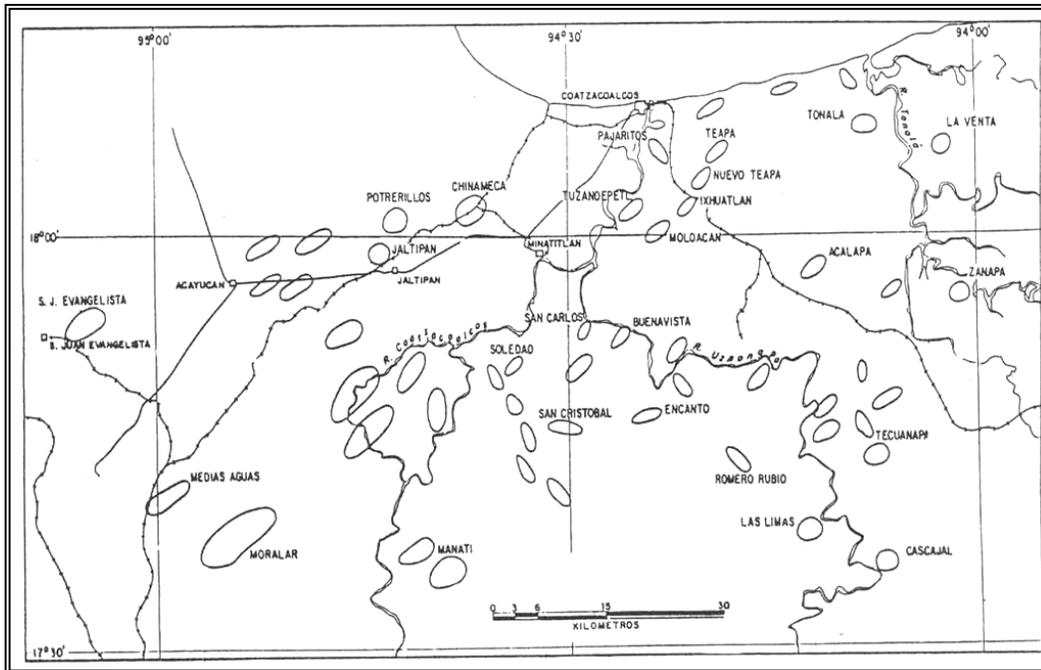


Fig. 3.13 Ubicación de los principales domos y diapiros salinos de la Cuenca Salina del Istmo (parte Continental).

La edad de formación del diapiro salino corresponde al Oligoceno; lo anterior se fundamenta por que las formaciones post-Oligoceno tienen espesores relativamente uniformes (Figuras 3.13 y 3.14). Se puede asumir que la relación domo-formación sedimentaria es estructural y, que ésta, se debe a erosión o a no depósito, ya que es posible interpretar que el casquete estuvo expuesto a erosión; lo que se comprueba por la irregularidad del domo en su parte culminante (Figuras 3.14, 3.15 y 3.15), así por la presencia de brechas de yeso y/o caliza en el casquete (cap rock).

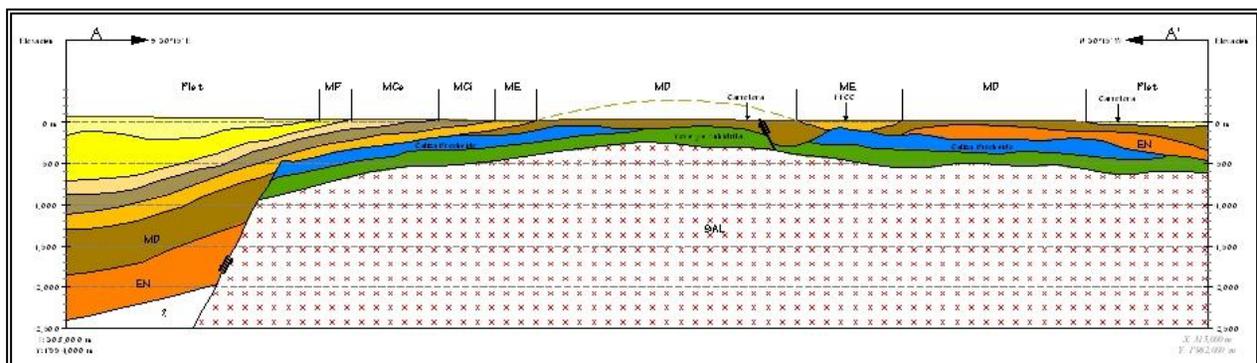


Fig. 3.13 Sección geológica A - A' del domo Jáltipán dirección SE-NW que fue construido con la información geológica de la figura 3.10b (Tomado Arellano - Yussim, 2004).

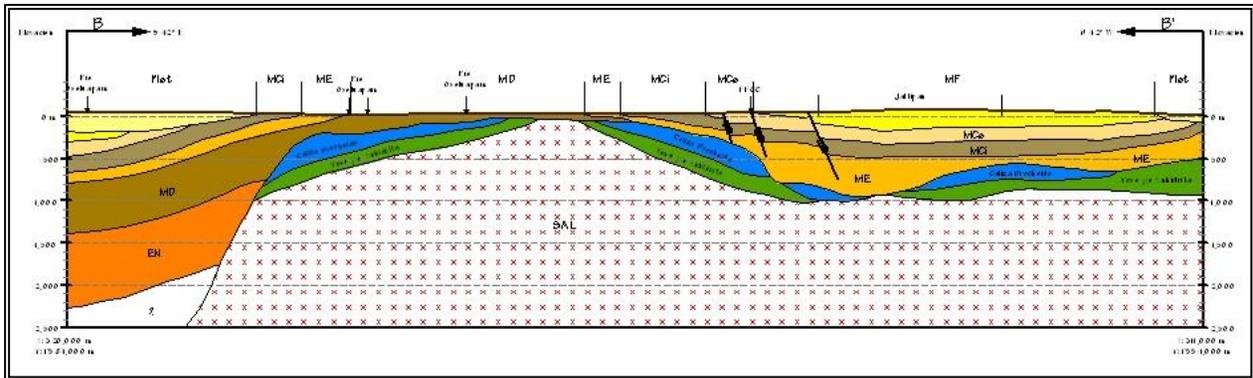


Fig. 3.14 Sección geológica B - B' del domo Jáltipan dirección SE-NW que fue construido con la información geológica de la figura 3.10b (Tomado de Arellano - Yussim, 2004).

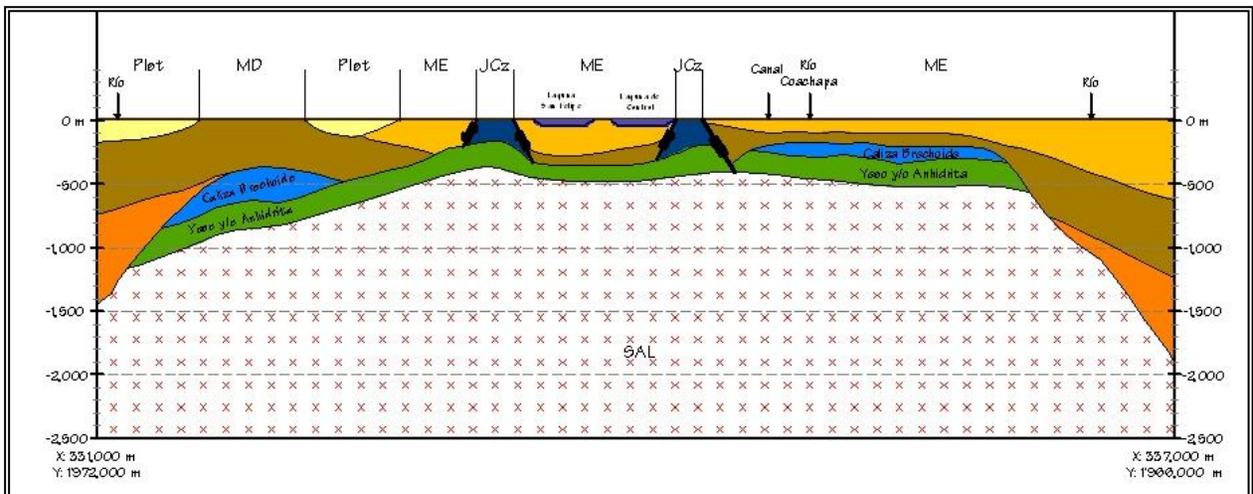


Fig. 3.15 Sección geológica del domo Jáltipan que fue construido con la información geológica de la figura 3.10b (Tomado de Arellano - Yussim, 2004).

La intrusión no debió ser rápida, sino progresiva, que se inició en el momento en que hubo la suficiente carga litostática sobre los sedimentos evaporíticos.

De acuerdo con la información del subsuelo del área de estudio (gravimetría y sismología) y por los datos de pozos para exploración petrolera, como el Sal Somera-1, se tiene documentado que el espesor del lecho madre (evaporitas) es mayor a 2,500 m, condición que se extiende a la mayor parte de la Cuenca Salina en el Estado de Veracruz; como se aprecia en las secciones geológicas de las Figuras 3.13, 3.14 y 3.15, ya que hacia el este, en Tabasco, el espesor es menor.

La distribución aleatoria de los domos de sal, sus dimensiones, forma y geometría (ver secciones geológicas), permiten interpretar que se originaron por esfuerzos predominantemente verticales; aunque hubo esfuerzos tangenciales anteriores (Orogenia Laramídica) y esfuerzos de cizalla posteriores que originaron fallas laterales, estos no influyeron de forma significativa en la formación de los domos.

En la mayor parte de los domos y diapiros de la parte continental, debajo de los sedimentos siliciclásticos, se encuentra frecuentemente una pequeña zona de sedimentos calcificados denominados “casquete falso”, inmediatamente después se encuentra el casquete propiamente dicho (*cap rock*).

El diapiro tiene un casquete (*cap rock*) (Fig. 3.16) el cual es producto secundario que fue creado cuando la sal asciende a través de la masa de sedimentos; la cima del diapiro se disolvió parcialmente constituyendo una solución concentrada la cual precipita convirtiéndose en tres capas caliza, yeso y anhidrita (www.leeric.lsu.edu/bgbb, 2006).

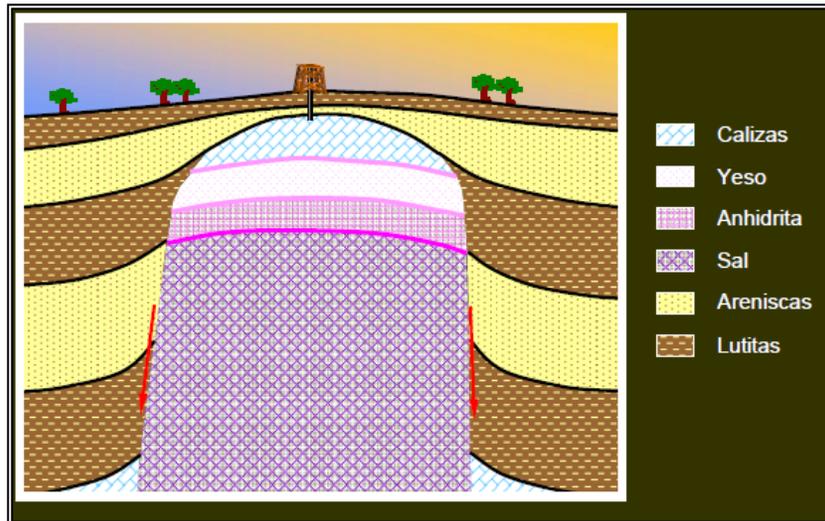


Fig. 3.16 Esquema de un casquete (*cap rock*) del diapiro de Jáltipan, Veracruz (Cárdenas, et. al., 2006).

El casquete (*cap rock*) de algunos domos y diapiros salinos en ocasiones se encuentra hacia los costados de la estructura y no propiamente en la cima (Figuras 3.16, 3.17, 3.18); la razón por la que se encuentra desplazado es debido a la naturaleza de las aguas circulantes en los sedimentos a través de los cuales el diapiro asciende; la sal es soluble y se disuelve pero el casquete (*cap rock*) no es tan soluble y permanece menos alterado.

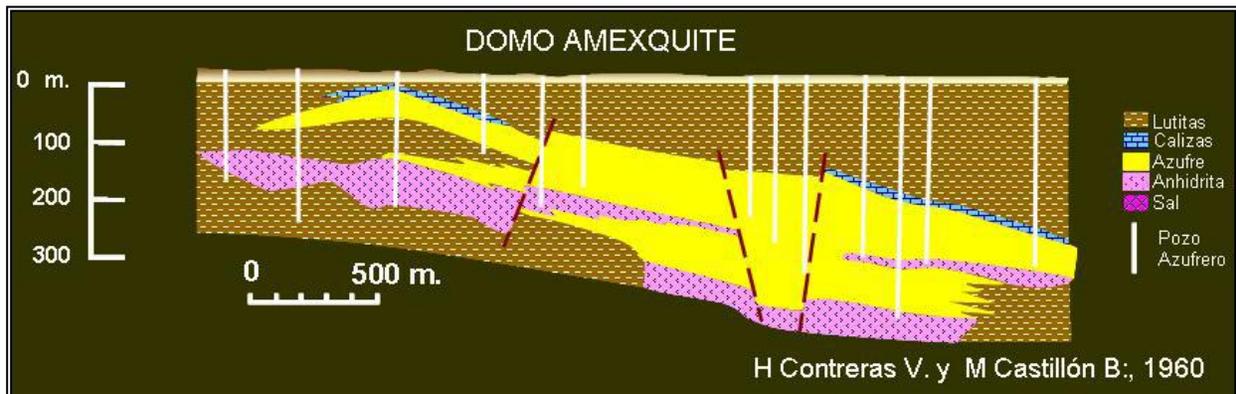


Fig. 3.17 Esquema del domo Amexquite donde el casquete (*cap rock*) se encuentra desplazado hacia los flancos, el contenido de azufre es muy alto (Cárdenas, et. al., 2006).

El casquete (cap rock) cumple con todas las características de una trampa petrolera y a menudo contiene hidrocarburos en cantidades económicamente explotables; en otros casos, contiene azufre libre probablemente producto de la destrucción de la anhidrita.

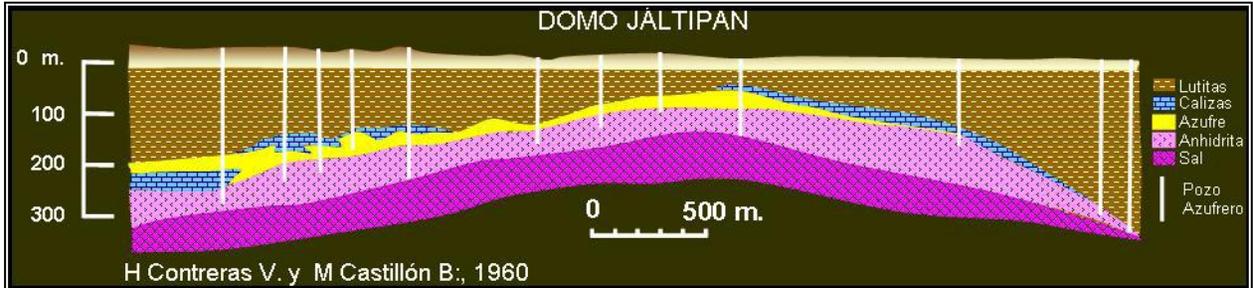


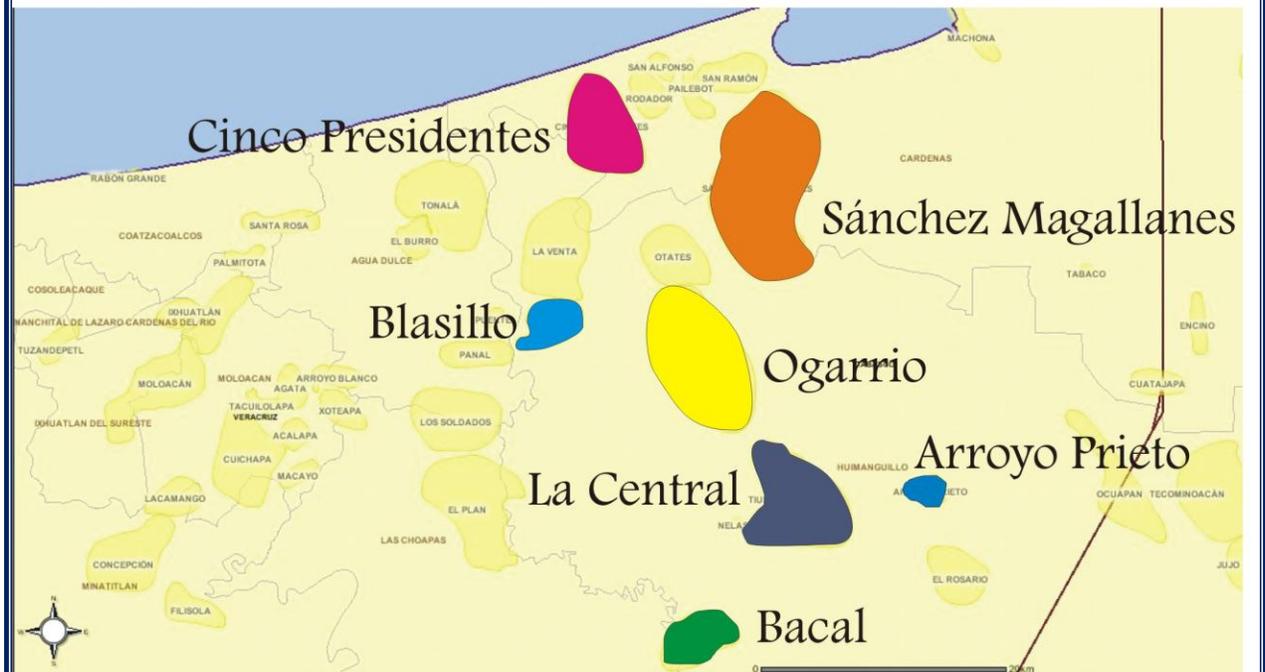
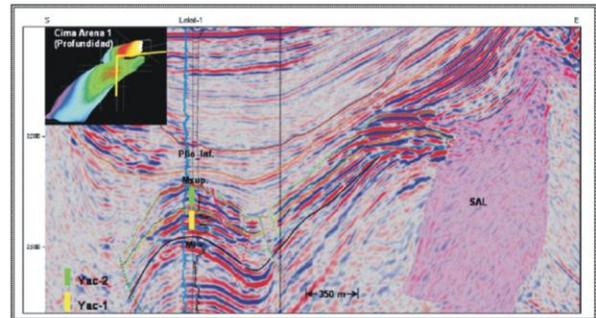
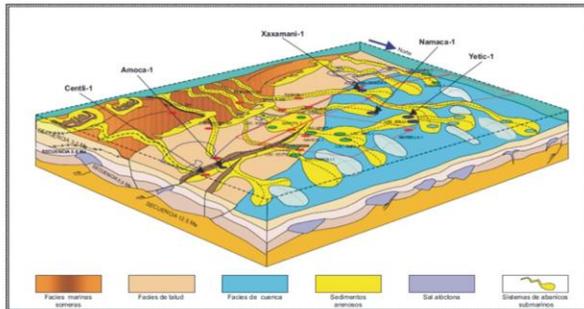
Fig. 3.18 Esquema del domo Jáltipan explorado y explotado como fuente de azufre, también el casquete (cap rock) se encuentra desplazado hacia los flancos (Cárdenas, et. al., 2006).

Durante el Oligoceno el ascenso de los materiales evaporíticos jurásicos, en la región Salina del Istmo, dió lugar a la deformación de la cubierta sedimentaria. Este proceso se reconoce como un sistema de pliegues dómicos, con sus ejes longitudinales orientados al NE.

De manera regional se presenta otro sistema de fallas más reciente, que corresponde con las fallas de desplazamiento lateral que afectan a toda la Cuenca Salina del Istmo; presentan una dirección general N 40° W, son verticales y fueron originadas por esfuerzos de cizalla. Este sistema de fallamiento parece ser la continuación al noroeste del sistema que en 1979 Sánchez-Montes de Oca definió como Provincia de Fallas de Desplazamiento Lateral, que se inicia en la Sierra Norte de Chiapas y se expresa como un conjunto de bloques ascendentes y descendentes bordeados por fallas de desplazamiento lateral izquierdo. Los bloques levantados forman anticlinales con un arreglo en echelón, en la dirección noroeste.

Capítulo IV

Sistema Petrolero



IV. SISTEMA PETROLERO

La Cuenca Salina del Istmo empezó a ser estudiada y perforada a inicios del siglo pasado en 1902; hasta la fecha se han descubierto 52 campos productores de gas y aceite, de los cuales 25 son activos, produciendo 44,000 b/d de aceite y 54 mmpc/d de gas. Esta formada por una gruesa secuencia terrígena intrusionada o deformada por sal, que produce aceite ligero a medio y gas a partir de plays, que sobreyacen y subyacen a los toldos (canopies) o asociada a otras estructuras salinas de diversas formas y geometrías.

El movimiento de la sal forma cuerpos salinos que intrusionan a las rocas madre y a las rocas almacenadoras sobreyacentes como respuesta a la carga irregular provocada por la sedimentación clástica posterior y a las propiedades particulares de la sal, la cual funciona como un sello eficiente.

La intrusión lateral, vertical o inclinada de la sal facilita la formación de trampas estructurales, expulsión del petróleo de las rocas generadoras profundas y la migración hacia las trampas más someras y también hasta la superficie en el lecho marino (Holguín, et. al., 2005).

Los principales yacimientos de la cuenca se encuentran alojados en las secuencias arenosas turbidíticas y deltaicas, dentro de las cuales existen cuatro campos grandes que son: Cinco Presidentes, Sánchez Magallanes, Ogarrío y Bacal (Sosa, et. al., 2005); además de otros campos de menores dimensiones (Fig. 4.1).

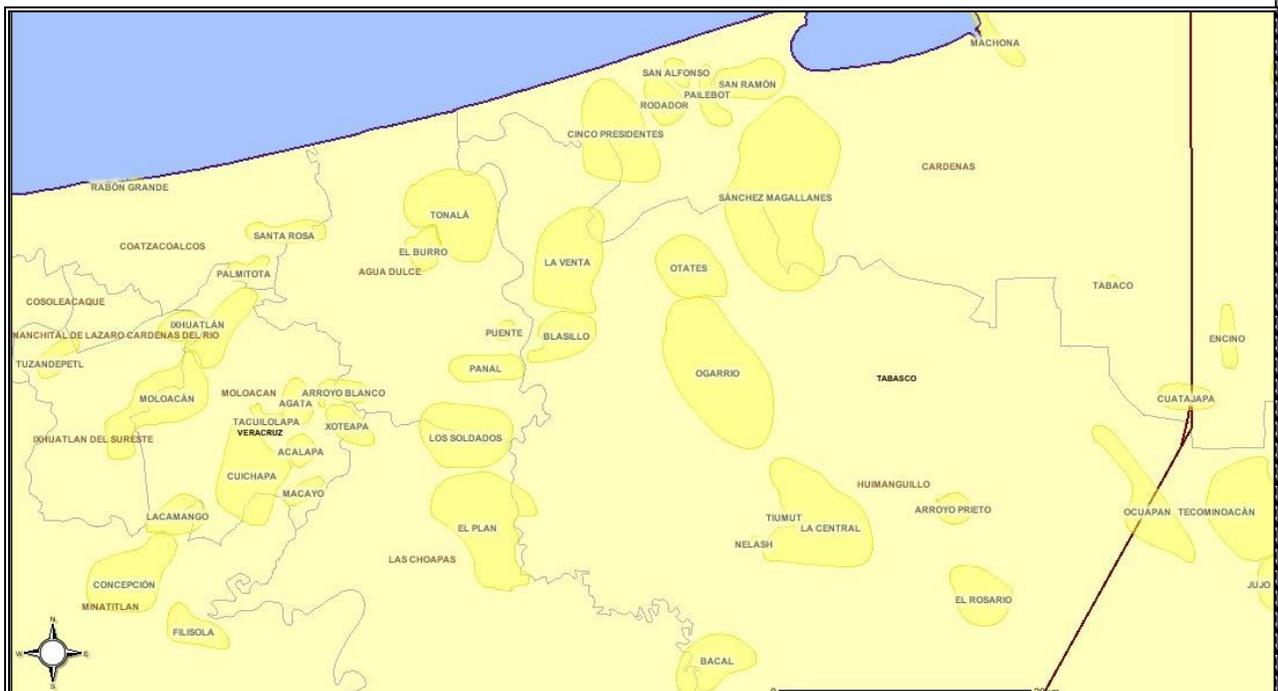


Fig. 4.1 Principales Campos productores de la Cuenca Salina del Istmo en la parte Continental (PEMEX).

Son cinco los campos que han producido más de 1000 mmb de aceite; siendo el Cinco Presidentes el campo más importante, con 287 mmb de aceite y 403 mmmpc, de gas. La producción acumulada de la Cuenca Salina del Istmo es de 1,610 mmb de aceite y 1.9 mm mmpc con reservas remanentes de 643 mmb de aceite y 720 mmmpc de gas; la producción diaria en promedio es del orden de 44,000 b de aceite y 54 mmpc de gas.

La Cuenca Salina del Istmo se encuentra afectada por la presencia de grandes toldos (canopies) de sal e intrusiones salinas con raíz profunda, que dan origen a la deformación y en algunos casos al rompimiento de las secuencias mesozoicas y terciarias, que influyeron activamente en la sedimentación; dando lugar a la formación de minicuenas por evacuación de sal donde los sedimentos de edad Plioceno quedan confinados, pudiendo llegar a formar trampas de tipo estratigráfico. Se tienen alineamientos en dirección noreste a suroeste, que se encuentran asociados a los cuerpos salinos.

4.1 ROCA GENERADORA.

La principal roca generadora de los hidrocarburos es de edad Tithoniano, la cual contiene materia orgánica tipo II, con una riqueza que varía entre 4 y 15% hacia las áreas inmaduras, mientras que la riqueza residual conocida en el subsuelo oscila entre 0.5 y 6% de COT; esta materia orgánica se encuentra en lutitas bituminosas de color negro y calizas arcillosas de color gris oscuro. Corresponden con sedimentos arcillo - calcáreos depositados en un ambiente marino - carbonatado anóxico, con distribución regional amplia y espesor neto entre 200 y 400 metros; los parámetros de madurez como Tmax y Ro (índice de reflectancia de la vitrinita) indican que estas rocas sepultadas a más de 5,000 m presentan condiciones de madurez a sobremadurez.

Otro horizonte generador corresponde con las rocas arcillosas pertenecientes al Mioceno Temprano, a las que se les considera como buenas rocas generadoras de hidrocarburos líquidos en esta región.

Otras potenciales rocas generadoras de hidrocarburos gaseosos, son las lutitas carbonosas de la Formación Paraje Solo, pertenecientes a facies de planicie deltáica; ya que en ellas, predominan la materia de tipo leñoso y carbonoso, además de que las paleotemperaturas a que fueron sometidas estas rocas, debido al sepultamiento se encuentran en la ventana de generación aunque en algunos sectores de la cuenca las facies son inmaduras (Canseco, 1982).

4.2 ROCA ALMACENADORA.

La principal roca almacenadora, está constituida por areniscas de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca de color gris claro, de grano medio a grueso, subredondeados y mal seleccionados; algunas contienen pirita diseminada así como cantidades menores de plagioclasas, fragmentos de arcilla y calcita. Los ambientes sedimentarios en que se depositaron los paquetes arenosos, corresponden a lóbulos de canal y barras transgresivas

asociadas a un frente deltaico; pueden pertenecer también a un sistema de depósito de turbiditas en el que han tenido gran influencia las intrusiones salinas (Fig. 4.2).

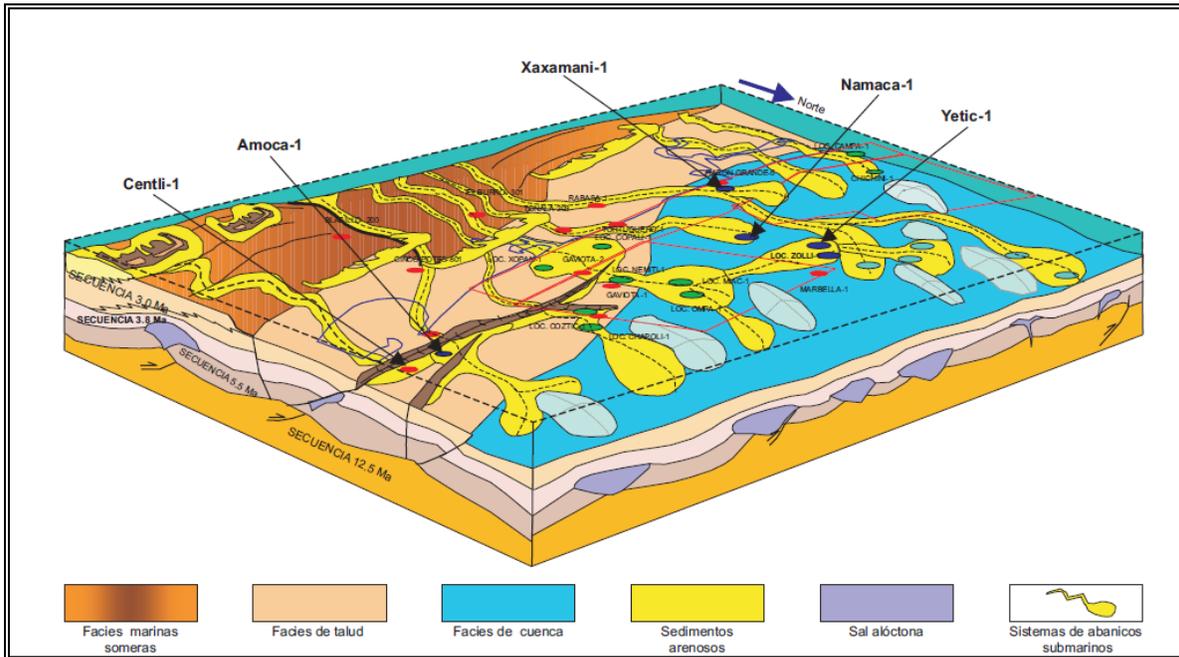


Fig. 4.2 Modelo sedimentario del Plioceno Inferior-Medio, mostrando el depósito de arenas en los lóbulos asociados a sistemas de abanicos submarinos en la Cuenca Salina (PEMEX, 2004).

Las rocas y sedimentos en que se encuentran los principales yacimientos de hidrocarburos líquidos de la cuenca pertenecen a la Formación Filisola (frente deltaico) y en menor proporción en pequeños cuerpos de areniscas (canales) de la Formación Paraje Solo, así como a los miembros arenosos lenticulares del Mioceno Medio que aparecen en la región occidental.

Las rocas que presentan las características más adecuadas para almacenar hidrocarburos líquidos, son las rocas arenosas pertenecientes a facies de prodelta de la Formación Filisola.

En la región oriental (Campo Bacal), los yacimientos se encuentran en cuerpos arenosos pequeños de la Formación Paraje Solo; son almacenadoras de hidrocarburos gaseosos, que en este caso la migración fue corta, ya que las rocas generadoras de estos hidrocarburos se encuentran dentro de la misma unidad litoestratigráfica (Canseco, 1982).

La Figura 4.3 corresponde A una fotografía de un núcleo con impregnación de hidrocarburos líquidos del Campo Tecoalli; también se muestran dos registros geofísicos de pozo y la arenisca en una micrografía obtenida del microscopio.

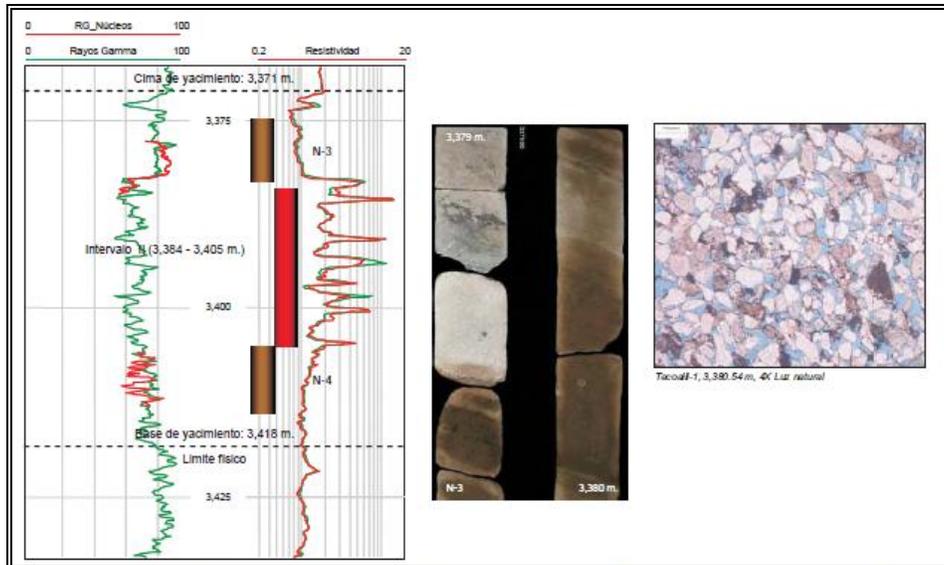


Fig. 4.3 Roca almacén del yacimiento en el campo Tecoalli, se observa impregnación de hidrocarburos en el núcleo 3 (PEMEX, 2009).

4.3 ROCA SELLO.

Las rocas sello identificadas y reportadas con base en estudios petrográficos de láminas delgadas y difracción de rayos X (XRD), registros geofísicos de pozo, bioestratigrafía y análisis de núcleo, corresponden al Paleoceno-Oligoceno Superior (Fig. 4.4), constituido por arcillas y carbonatos que forman una secuencia calcáreo-arcillosa; también son rocas sello con una unidad de bentonita que fue depositada en un ambiente marino profundo con aporte significativo de material volcánico. La abundancia de arcillas illíticas contribuye a que el sello sea de buena calidad.

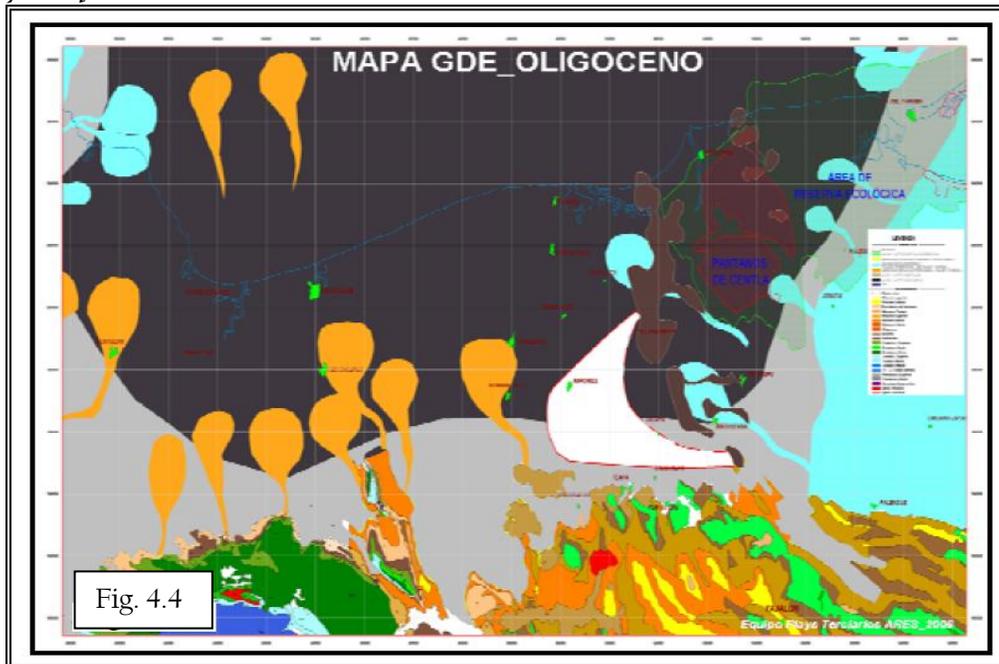


Fig.4.4 Mapa de distribución de litofacies del Paleoceno Superior y Oligoceno, donde las facies de grano fino corresponden con los sellos (Caballero et. al., 2008).

Adicionalmente, se tiene como sello a las lutitas que se encuentran interestratificadas entre los cuerpos de arenas productoras.

El tipo de roca sello para los Plays del Oligoceno y Mioceno, corresponden a capas de lutitas de cuenca. Para el Oligoceno, de acuerdo a los datos del pozo Tabscoob-1, se tienen espesores de lutitas de más de 100 metros, en tanto que para las secuencias arenosas del Mioceno Inferior-Medio, además de las intercalaciones arcillosas de 30 a 50 metros de espesor, presenta un paquete de lutitas de más de 500 metros de espesor que corresponde a la secuencia transgresiva del Plioceno Inferior; esta secuencia arcillosa presenta un adelgazamiento hacia el norte, en dirección a las aguas profundas del Golfo de México.

También forman buenos sellos, las rocas arcillosas que están presentes en toda la secuencia sedimentaria del Mioceno (Canseco, 1982).

4.4 TRAMPAS.

Los principales yacimientos conocidos de la Cuenca Salina están en trampas de tipo estructural, principalmente en domos, diapiros y toldos o canopies de sal. Debido a la intensa exploración y explotación a que ha sido sometida la región, solo queda buscar trampas de tipo estratigráficos y trampas mixtas (Canseco, 1982); también es importante evaluar el potencial petrolero en las minicuevas que se encuentran dentro del Golfo de México profundo.

Es importante conocer la evolución tectónico-estratigráfica para establecer las condiciones propicias para la formación de trampas; ya que el área ha estado sujeta a diferentes fases de deformación. Los más importantes son los que tuvieron lugar a fines del Cretácico Superior hasta el Eoceno; donde ocurre el acercamiento, colisión y sutura del arco de islas de las Grandes Antillas (Bloque Chortis) provocando carga, levantamiento flexural y erosión de carbonatos antiguos más al norte, así como, el ahogamiento de varias plataformas. Esta época marca el fin de la etapa pasiva y el inicio de la fase convergente que favorece a una primera etapa de estructuración de las rocas mesozoicas.

En el Mioceno se tiene un aporte masivo de clásticos, movilización de sal y arcilla que reestructuran las trampas previamente formadas; durante el Plioceno-Pleistoceno, la evacuación de sal ocurre en algunas áreas y la formación de grandes fallas lístricas favorece la formación de trampas estructurales. Donde se tienen fallas lístricas se formaron trampas estructurales tipo “rollover”.

La Figura 4.5 corresponde con las secciones sísmicas P,Q y R, localizadas al norte frente a la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz, orientadas noroeste-sureste, que muestran la prolongación hacia el mar de la Cuenca Salina del Istmo, caracterizada por una secuencia arcillo-arenosa del Terciario Medio-Superior-Reciente intrusiónada por diapiros salinos, que por su efecto conforman una serie de arqueamientos anticlinales de forma cómica,

separados por fallas predominantemente listricas (de crecimiento), entre las que se forman estructuras de arrastre, y otras normales que en algunos casos se asocian a “grabens” de colapso en la culminación de los domos o diapiros.

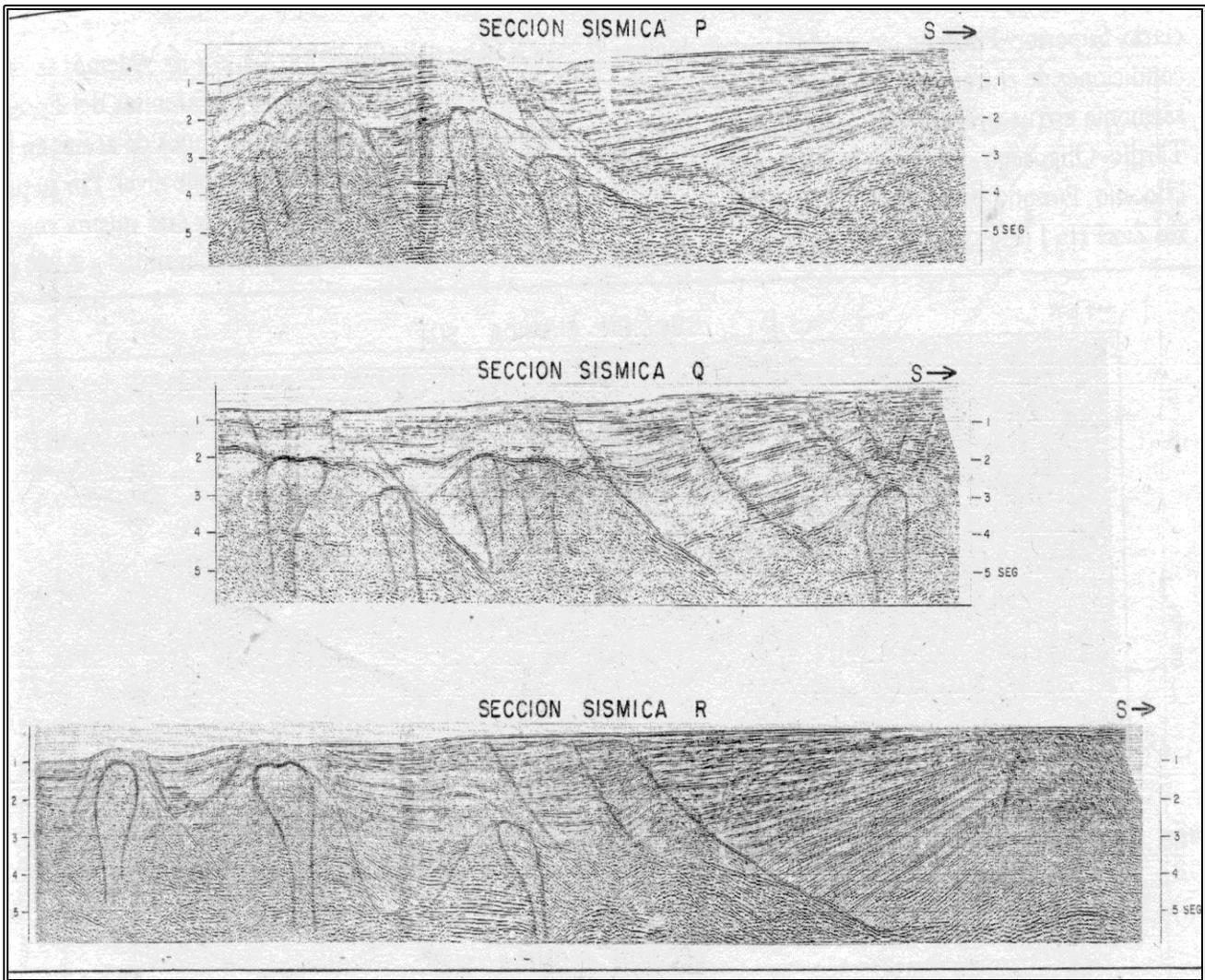


Fig. 4.5 Secciones sísmicas P, Q y R, localizadas al norte frente a la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz donde se muestran estructuras geológicas representativas de la Cuenca Salina (Tomado de Camargo, et. al., 1991).

Considerando los diferentes ambientes de depósito, la situación paleogeográfica e historia tectónica de cada sector de la cuenca, existen diversos tipos de trampas susceptibles de contener hidrocarburos como son: anticlinales asociados a bordes de plataforma, además de pliegues de arrastre relacionados a fallas de crecimiento, trampas mixtas, trampas estratigráficas en acuíferos arenosos de sistemas de deltas, barras y flujos de turbidez todas afectadas por diferentes cuerpos salinos los cuales presentan diversas geometrías (Camargo, et. al., 1991).

Las minicuenas identificadas en aguas profundas también tienen trampas mixtas con potencial económico-petrolero.

El intervalo productor más profundo corresponde a las areniscas productoras del Play Cinco Presidentes, que se acuñan contra la sal; estas se encuentran afectadas por dos fallas normales paralelas entre sí, orientadas al este-oeste; también se tienen por anticlinales con orientación suroeste-noreste y asociado a la intrusión salina (Fig. 4.6).

Las areniscas productoras más someras son genéticamente equivalentes a las areniscas productoras del Play Orca, identificadas en el campo Cinco Presidentes.

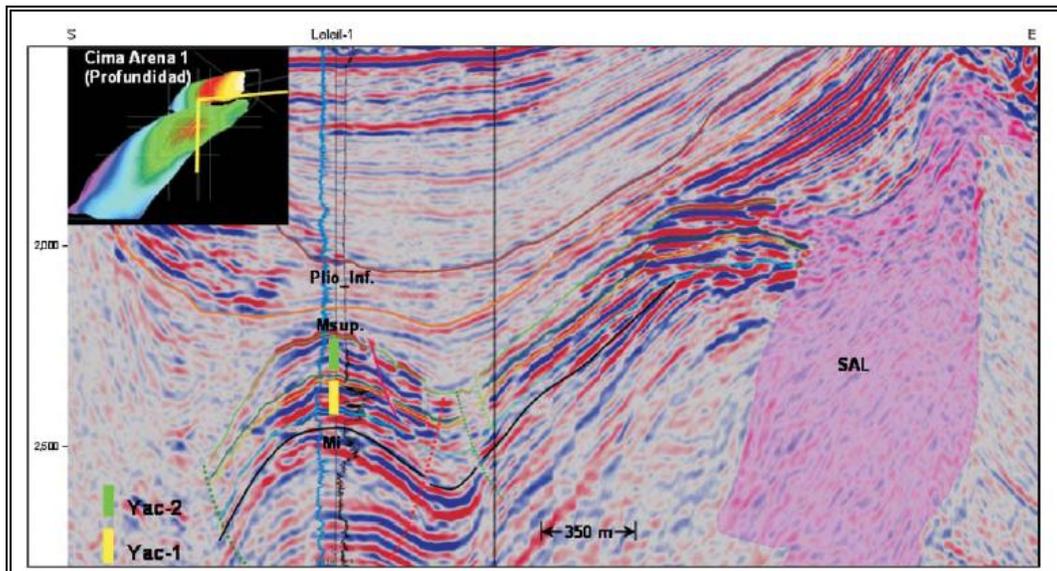


Fig. 4.6 Sección sísmica-estructural de una trampa petrolera mostrando el pozo Lalail-1 y la relación entre las características estructurales y estratigráficas de los dos bloques de los yacimientos (PEMEX, 2008).

En la región oriental de la cuenca, se tienen trampas en canales distributarios, en la interdigitación del frente deltaico con el prodelta. En la región occidental se tienen buenas posibilidades de encontrar nuevos yacimientos en los cuerpos lenticulares arenosos del Mioceno Medio, modificados por elementos estructurales posteriores, es decir, en trampas mixtas (Canseco, 1982).

Generalmente las secuencias sedimentarias que están encima de la sal, (y dentro de ellas los horizontes arenosos saturados de aceite o gas), presentan un comportamiento estructural complejo, pues están afectados por varias fallas normales y laterales de longitud y salto estructural variable (Benavides, 1983).

En las fallas normales se distinguen dos sistemas principales: fallas radiales y fallas tangenciales; que provocan dislocaciones y dan lugar a la formación de bloques estructurales independientes, bloques que controlan la forma de la trampa y la

acumulación de hidrocarburos; las fallas son también buenas rutas de migración, por lo que se tienen áreas productoras y no productoras invadidas de agua salada.

En las Figuras 4.7 y 4.8 se muestran la complejidad estructural en la proyección horizontal del campo petrolero Tonalá-El Burro, donde se tiene intrusión salina y los dos sistemas de fallas antes citadas (Benavides, 1983).

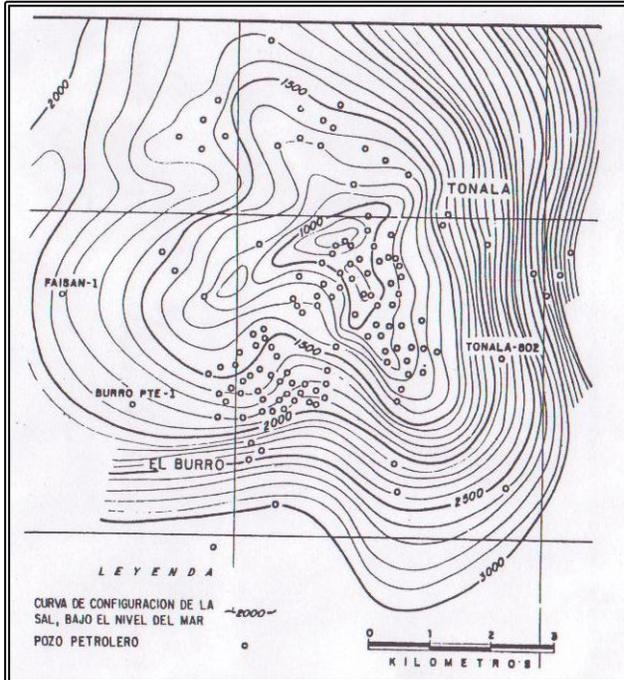
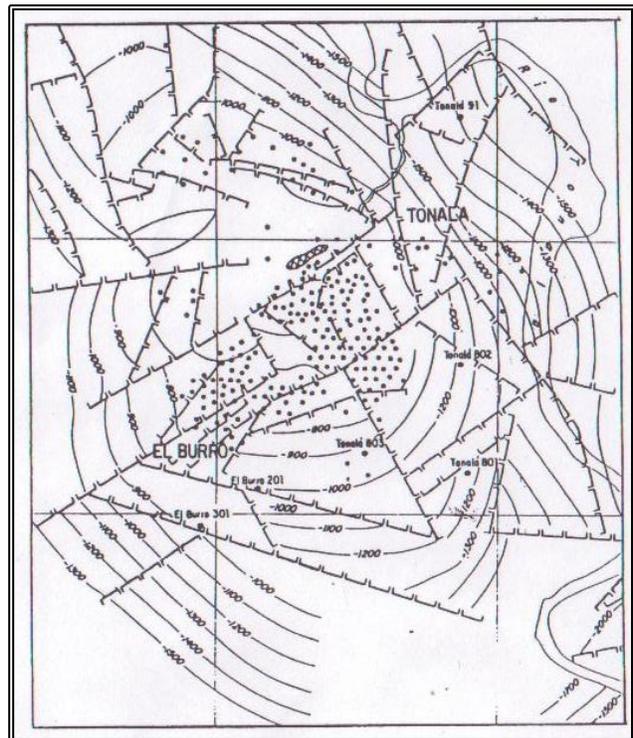


Fig. 4.7 Mapa de configuración de la cima de la sal en el Campo petrolero Tonalá-El Burro, sobre un diapirio salino el mismo nombre (Tomado de Benavides, 1983).

Fig. 4.8 Configuración estructural del campo Tonalá-El Burro resaltando la configuración de bloques independientes y las fallas normales que dislocan a la secuencia terciaria (Tomado de Benavides, 1983).



4.5 SINCRONÍA.

El análisis de los procesos de generación, migración, acumulación y preservación mediante el modelado geológico, permite integrar la información para cada elemento del Sistema Petrolero. Se ha estimado que la edad de inicio de generación de hidrocarburos en la cuenca es entre los 33 a 29 Ma, alcanzando el pico máximo de generación a 11.7 Ma, disminuyendo hasta la actualidad, por lo que muchas de las trampas conformadas en rocas del Terciario están cargadas de aceite y/o gas debido a la buena sincronía (Fig. 4.9) y a la eficiencia de cada uno de los elementos del Sistema Petrolero.

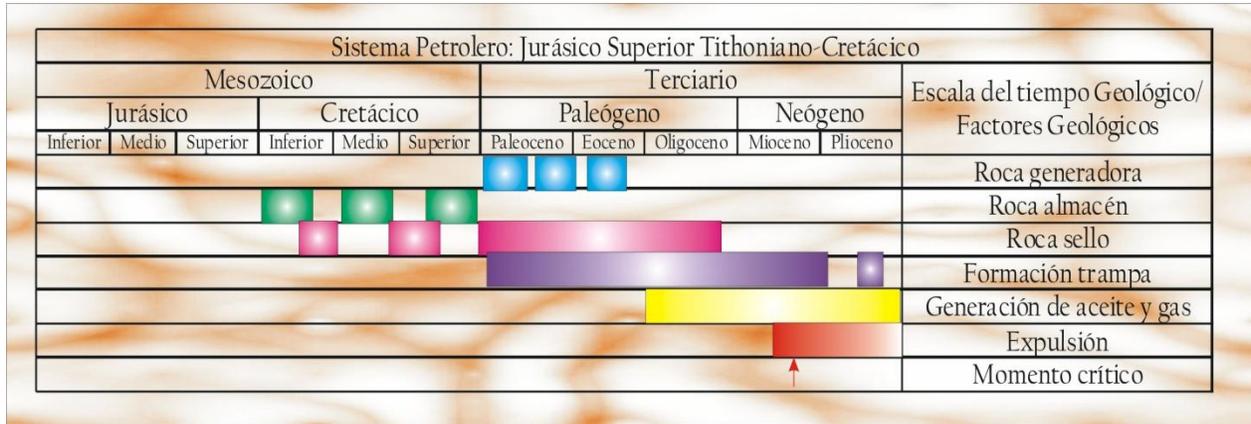


Fig. 4.9 Tabla de eventos para el Sistema Petrolero Jurásico Superior Tithoniano-Cretácico de la Región y Terciario de la Cuenca Salina del Istmo.

4.6 YACIMIENTOS.

La mayoría de los yacimientos se encuentran en areniscas de cuarzo, cuya porosidad varía de 15 a 31 por ciento, con una saturación de agua de 20 a 50 por ciento, en promedio. Las características petrofísicas muestran que las resistividades generalmente son bajas, en un rango de 2 a 4 ohms-metro con algunas variaciones de 20 ohms-metro (Fig. 4.10).

Con la perforación del pozo Xaxamani-1 se descubrió un yacimiento productor de aceite ligero de 27 a 30 grados API; el comportamiento dinámico de dicho pozo se ajusta a un modelo homogéneo con variaciones en el espesor efectivo de flujo y con efectos de bordes; los yacimientos se encuentran en areniscas que se formaron en un sistema de barras de plataforma interna. En la Figura 4.10 se presentan los registros geofísicos interpretados, indicándose los intervalos productores de aceite y gas para este pozo.

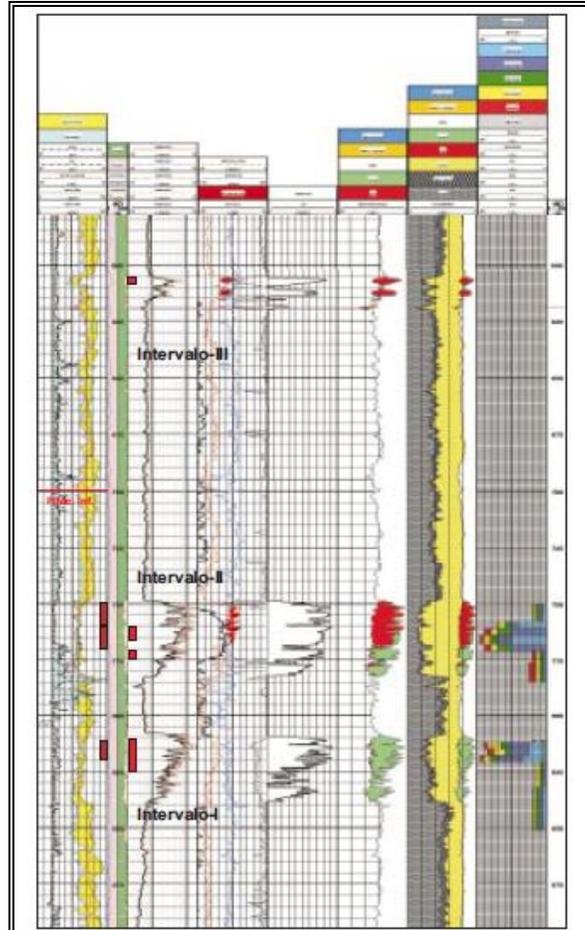


Fig. 4.10 Registro geofísico que muestra información de la evaluación petrofísica y los intervalos probados del pozo Xaxamani-1 (PEMEX, 2004).

4.6.1 Ejemplos de Campos y Yacimientos.

A continuación se describen las principales características geológicas y petroleras de yacimientos representativos de la Cuenca Salina del Istmo.

4.6.1.1 Yacimientos en áreas Continentales.

4.6.1.1.1 Pozo Tapexco-1

Activo Integral: Cinco Presidentes
 Pozo: Tapexco-1 (ahora Bacal-1001)
 Estado: Tabasco
 Municipio: Huimanguillo
 Altura del terreno sobre el nivel del mar: 8.865 (m)

Fig. 4.11 Imagen de satélite de la ubicación geográfica de la localización Tapexco-1 (PEMEX, 2006).



Coordenadas UTM: x = 399,352.241, y = 1'968,799.112
 Coordenadas geográficas: 17°48'19" 93°56'58"

Características geológicas.

Estructuralmente el pozo Tapexco-1 se ubica en la posición más alta de la estructura de un acunamiento de areniscas contra la anhidrita en la dirección sur-sureste con echado hacia el norte, como se muestra en la Figura 4.12; el primer objetivo se encuentra de 4,600 - 4,750 mbnmr y el objetivo segundo de 4,900 - 5,300 mbnmr.

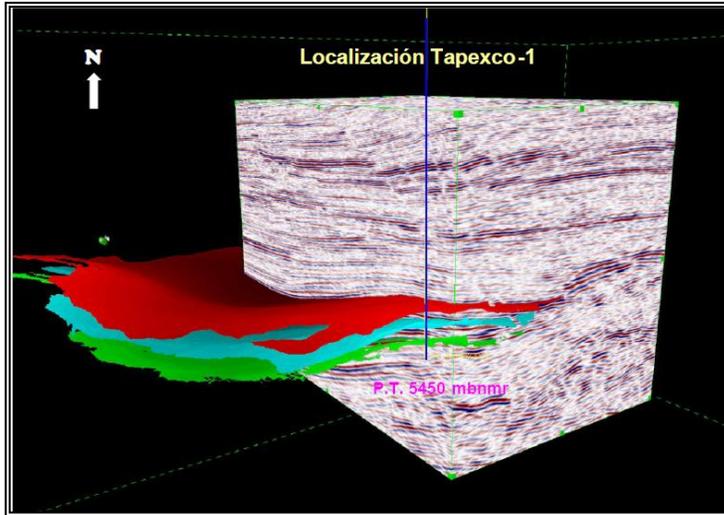
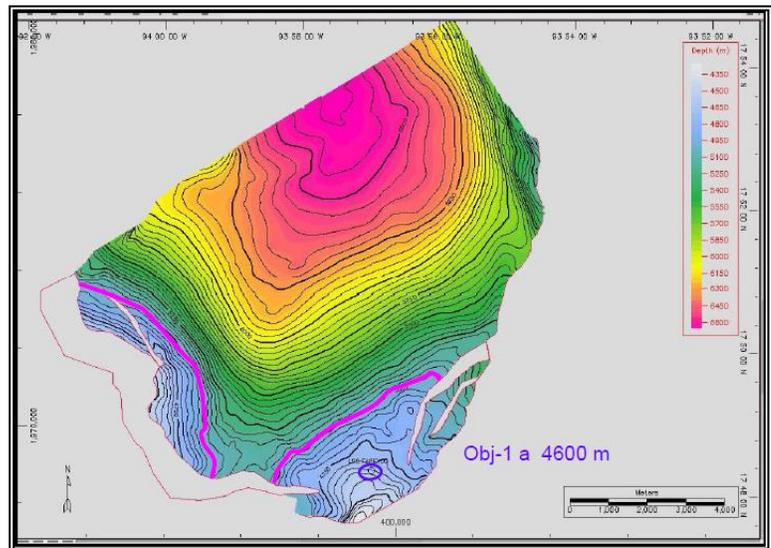


Fig. 4.12 Posición estructural de la localización en el cubo sísmico, que muestra la cima de los objetivos a perforar, el primero se indica en color rojo y el segundo en azul (PEMEX, 2006).

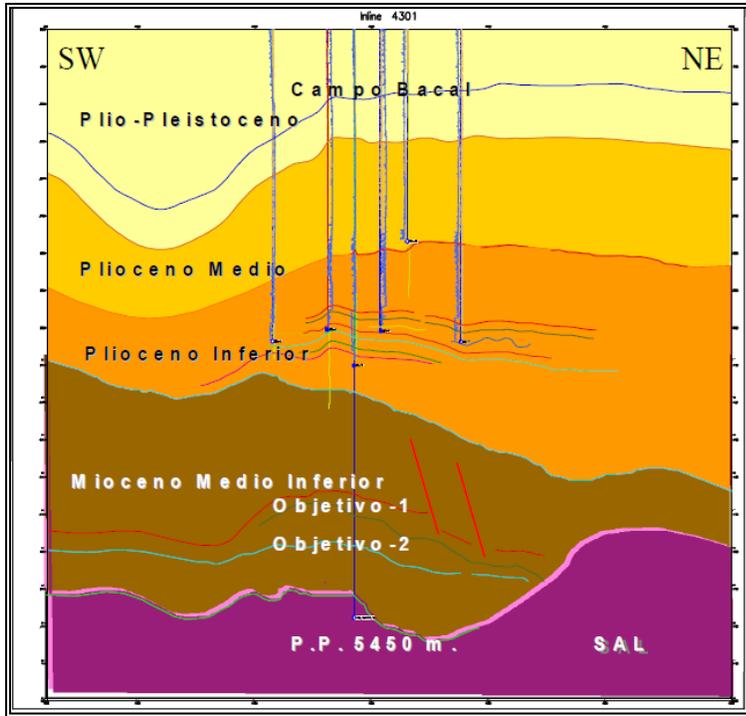
La estructura se encuentra afectada por dos fallas normales de orientación NE - SW con caída al sur asociadas al movimiento de la sal. Esto hace una trampa de tipo combinada, como se observa en la

Figura 4.13, la cual corresponde con un mapa de contornos estructurales en profundidad, con la ubicación de la localización Tapexco-1 a nivel de la cima del objetivo uno.

Fig. 4.13 Mapa de contornos estructurales en profundidad de la cima del primer objetivo de la localización Tapexco-1 (PEMEX, 2006).



Las Figuras 4.14 y 4.15 muestran dos secciones estructurales esquemáticas, perpendiculares entre sí; la primera figura corresponde a la sección longitudinal de la estructura geológica cuya orientación es sureste-noroeste, la cual muestra los dos objetivos de la localización Tapexco-1 bajo el Campo Bacal y la discordancia del Mioceno Medio en la que se observa el acunamiento de la secuencia clástica contra la sal.



← Fig. 4.14 Sección estructural esquemática en dirección suroeste-noreste, localización Tapexco-1 (PEMEX, 2006).

En la sección de la Figura 4.15 se tiene una estructura anticlinal doblemente buzante (tipo dómico), sobre la probable cima de la sal; presenta cierre natural en sus dos extremos. A nivel del objetivo uno, en la parte occidental, se ve afectada por falla de tipo normal orientada norte-sur con caída al oeste. Para el objetivo dos, la trampa tiene cierre por buzamiento natural contra la sal, en ambas

direcciones.

La falla-1 es el límite oeste del Campo Bacal y el salto es considerable afectando a toda la columna sedimentaria clástica. En las fallas del sector oeste, el desplazamiento es menor y su traza parece prolongarse hasta la parte inferior de la discordancia del Mioceno Medio, hasta truncarse con la sal.

Por debajo de la discordancia del Mioceno Medio, están los objetivos de la localización Tapexco-1. La estructura corresponde a una cuña sedimentaria que cierra contra la sal en la parte sur y hacia el norte su cierre es natural por el buzamiento del pliegue, además de estar afectada por una falla normal con caída al norte.

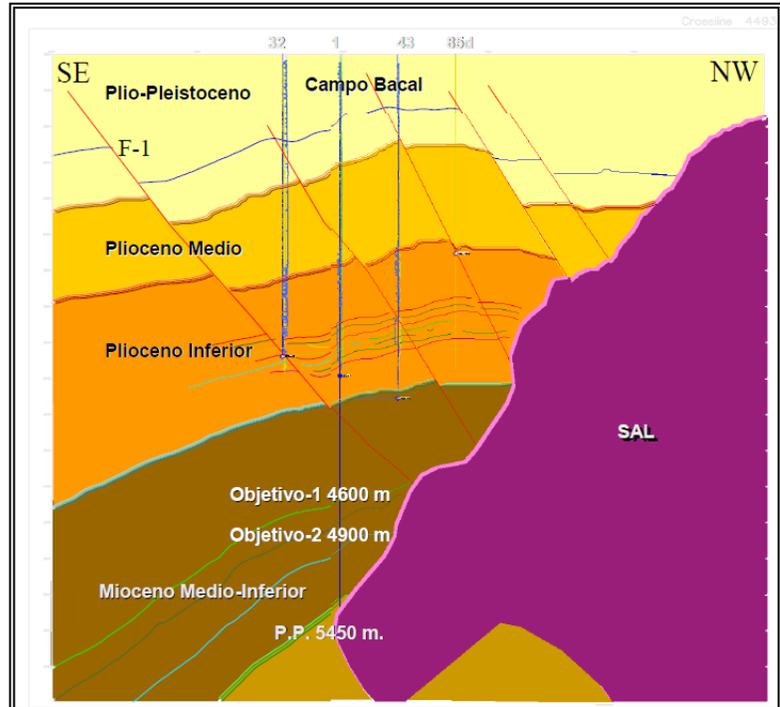


Fig. 4.15 Sección estructural esquemática en dirección sureste-noroeste de la localización Tapexco-1 (PEMEX, 2006).

Columna geológica.

En la localización Tapexco-1, la secuencia estratigráfica corresponde a las secuencias del Plioceno Medio e Inferior, con características similares del pozo Bacal-1, así como la de los pozos adyacentes de correlación como el Bacal-3, Bacal-12, Bacal-21 y Bacal-23. Está litológicamente constituida por alternancia variable de areniscas de grano grueso a fino de color gris, blanco cristalino, amarillo ocre y lutitas de color verde de consistencia suave. En la parte baja de esta secuencia se observa una disminución en la concentración de arenas y un incremento de lutitas (Fig. 4.16).

La secuencia de lutitas del Plioceno Inferior sobreyace a la discordancia regional del Mioceno Medio; en la parte profunda de esta localización, los sedimentos se correlacionan con los pozos Chiltota-1 y Tiumut-1, por considerar que éstos presentan características similares, los cuales están constituidos principalmente de lutitas de color gris - gris verdoso en partes, con intercalaciones de arenisca fina cementada.

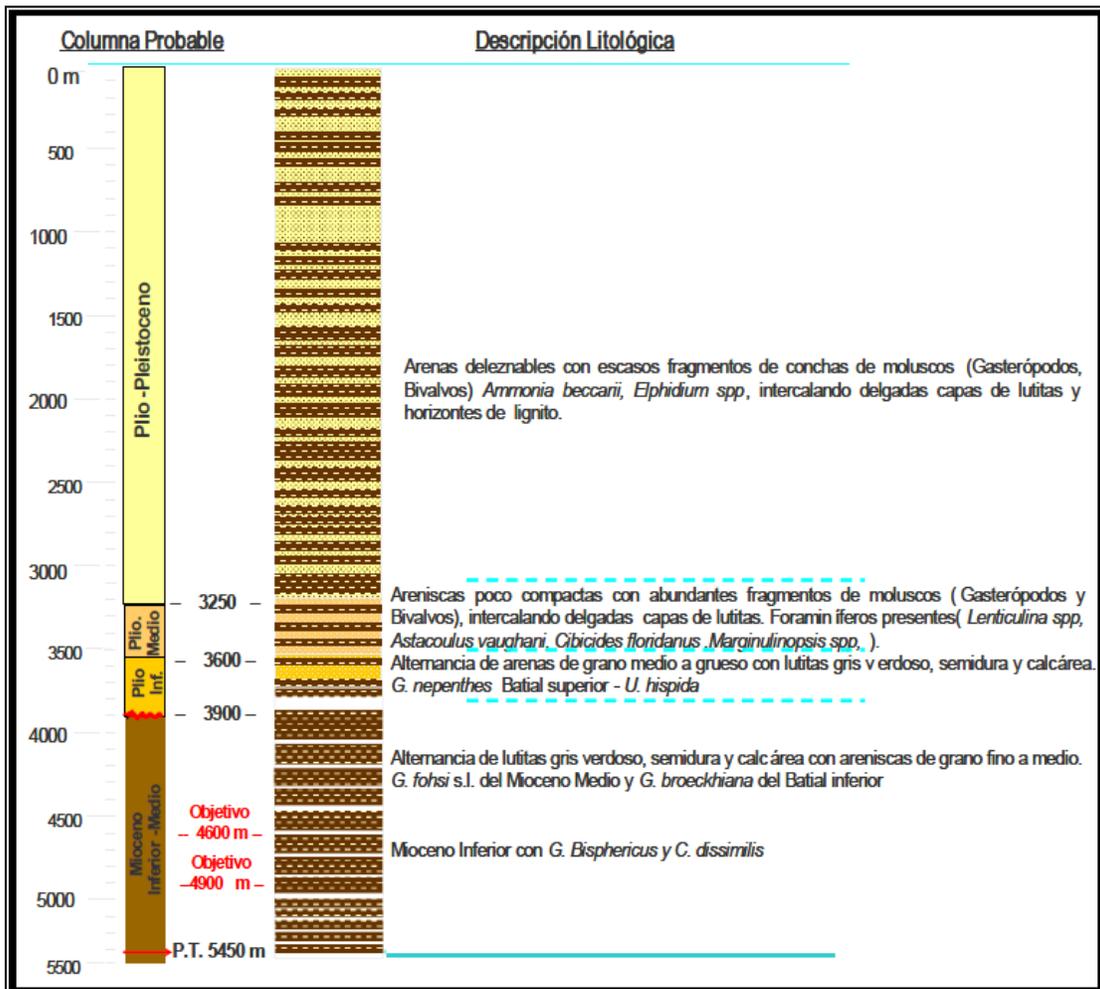


Fig. 4.16 Columna geológica del pozo Tapexco-1 (PEMEX, 2006).

Revisión y análisis de riesgos operacionales potenciales.

El pozo Tapexco-1 inició su perforación como pozo vertical con el fin de alcanzar la profundidad programada a 5,450 mbnmr, llegando estratigráficamente al Mioceno Medio-Inferior.

Las coordenadas propuestas originalmente en la etapa de visualización fueron desplazadas 20 m en línea recta, con el propósito de reducir el riesgo de colisión con el pozo Bacal-1D, el cual se encuentra abandonado y no se tiene información bien referenciada sobre su trayectoria (Fig. 4.17).

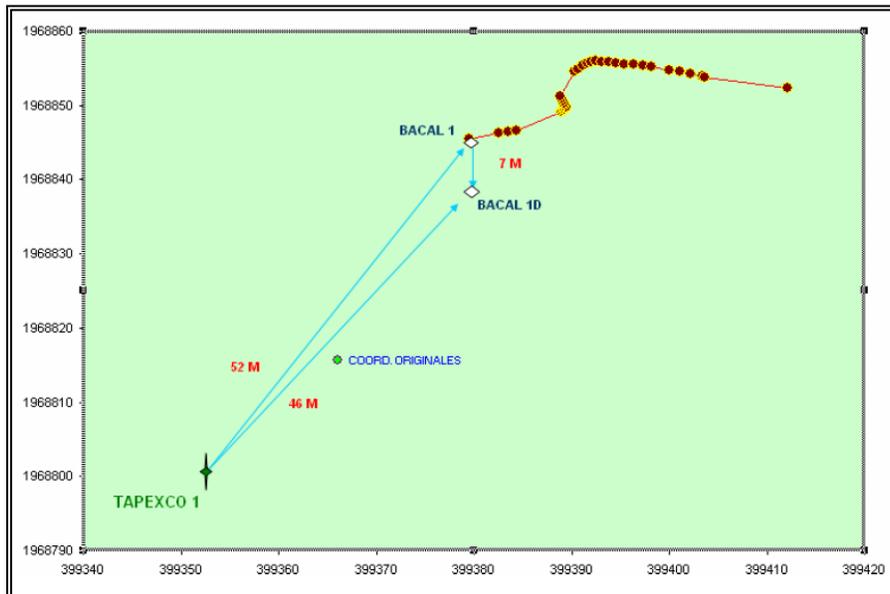


Fig. 4.17 Análisis comparativo de la ubicación de pozos de correlación (PEMEX, 2006).

Una de las variables que permite la evaluación del riesgo en la perforación de pozos exploratorios, es la denominada complejidad de pozos; que posee diferentes factores asociados a geociencias, entre los que destacan: la tectónica, la presencia de sal, los intervalos sobrepresionados/depresionados, tipo y composición de rocas, el influjo de fluidos de formación, las zonas de fallas, las fracturas, los echados y el número de fallas a atravesar en la trayectoria, entre otros.

Específicamente entre los riesgos mencionados anteriormente, para la perforación de la localización Tapexco-1, se tuvo la presencia de los siguientes factores:

+Tectónica: Derivado de la interpretación sísmica y geológica, la evolución tectónico-estructural y los procesos sedimentarios en el área, se considera que la zona ha sido afectada tanto por eventos regionales de gran escala como por eventos locales. En el Plio-Pleistoceno, el fenómeno de esfuerzos causaron extensión en la Cuenca Salina del Istmo, lo que provocó la fase principal de evacuación salina, la formación de minicuenas y el

depósito de una potente secuencia de sedimentos generando el esfuerzo vertical principal asociado a la sal.

+Zonas de Fallas: La interpretación sísmica indica, de acuerdo al diseño de la trayectoria de la localización Tapexco-1, que se tienen tres fallas de tipo normal, aproximadamente a las profundidades de 1,500, 2,800 y 4,000 m; la presencia de la última podría generar dos tipos potenciales de riesgo operacional.

+Intervalos sobrepresionados: De acuerdo a la información interpretada de la sísmica y análisis de geopresiones realizado en los pozos de correlación: Chamigua-2, Tiumut-1, Chiltota-1 y Nelash-1, se tiene una zona de sobrepresión, a partir de 4,500 m bnmr. Este factor fue considerado en el diseño de las TR's y en la planeación del seguimiento geológico operacional a ser perforado en este pozo.

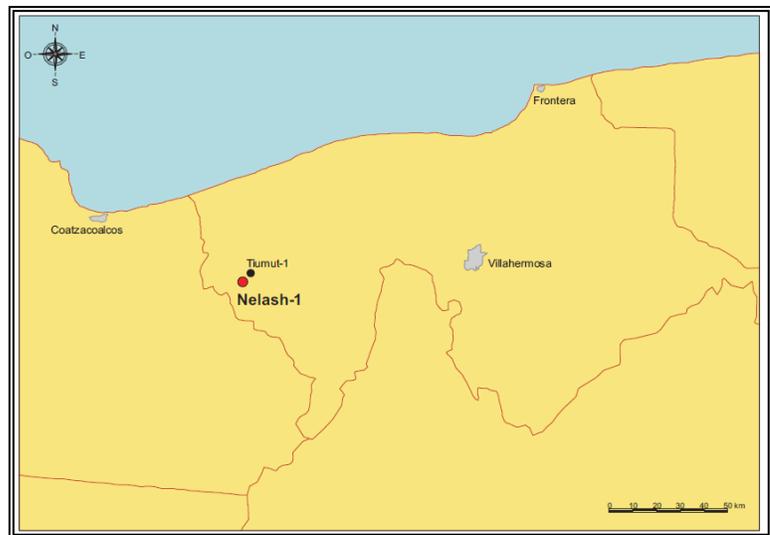
4.6.1.1.2 Pozo Nelash-1

Activo Integral: Ogarrio

Estado: Tabasco

Municipio: Huimanguillo

Fig. 4.18 Mapa de la ubicación del pozo Nelash-1 (PEMEX, 2007).



Geológicamente se encuentra en las Cuencas Terciarias del sureste, a 6 kilómetros al norte del poblado Francisco Rueda, municipio de Huimanguillo, Tabasco, (Fig. 4.18). El pozo se perforó a una profundidad de 4,803 metros con el objetivo de probar los desarrollos de areniscas del Plioceno Inferior, en condiciones y características similares a las arenas productoras del pozo Tiumut-1, descubierto en el año 2005.

Características geológicas.

La estructura es un homoclinal, segmentado por dos fallas ortogonales que constituyen el cierre hacia el norte y el oriente de la estructura, hacia el poniente presenta cierre estructural por la inclinación de los estratos (echado). La estructuración es resultado de esfuerzos de una tectónica salina, que originó el domo salino Ogarrio (Fig. 4.19).

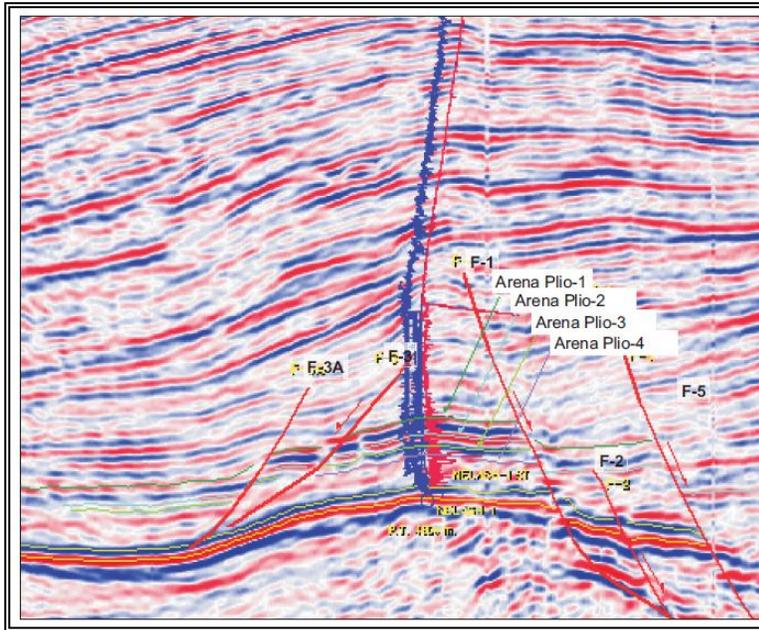


Fig. 4.19 Línea sísmica del pozo Nelash-1 que ilustra el comportamiento estructural de la secuencia terrígena afectada por intrusión salina (PEMEX, 2007).

La secuencia sedimentaria relacionada con estos yacimientos corresponde a areniscas arcillosas de edad Plioceno Medio e Inferior, denominadas Plio-1, Plio-2, Plio-3, Plio-4 y Plio-5, de facies turbidíticas de abanicos submarinos de pie de talud y

piso de cuenca, cuya batimetría es de nerítico externo a batial superior.

Sistema petrolero.

La trampa corresponde a una fuerte componente estructural debido a que la distribución de las arenas es extensa, estando restringida su distribución por las fallas existentes en el área y que determinan el límite del yacimiento. La Figura 4.20, corresponde con la configuración estructural de la cima del yacimiento, en la porción suroeste del homoclinal, corresponde con una trampa que tiene un cierre por echado estructural.

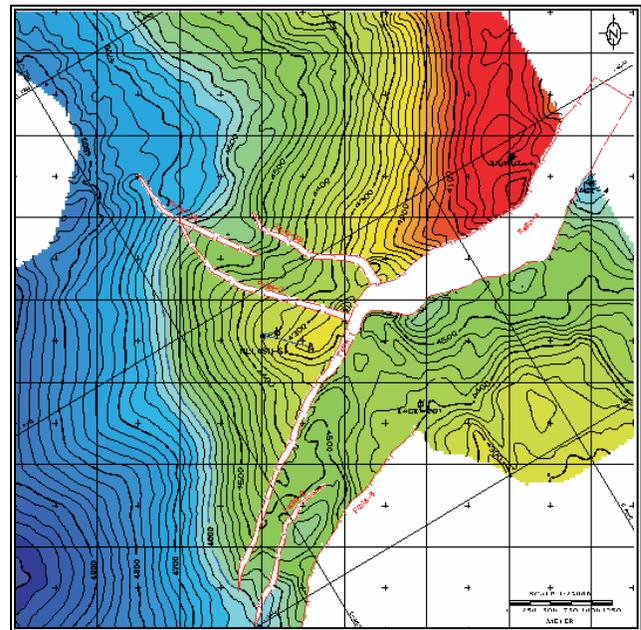


Fig. 4.20 Configuración estructural del yacimiento Plio-1 (PEMEX, 2007).

La roca sello se considera que verticalmente se compone por estratos arcillosos de la secuencia arcillo-arenosa del Plioceno Inferior y lateralmente corresponde a las fallas F-1 y F-2.

Se probaron en 3 intervalos dentro de la secuencia del Plioceno Inferior. El primer intervalo denominado Plio-1 de 4,455 - 4,470 metros, corresponde a un cuerpo de areniscas de 13 metros de espesor neto, porosidad de 14 por ciento y saturación de agua de 16 por ciento. Este intervalo resultó productor de aceite superligero de 42 grados API y

gas, con un gasto de 354 barriles por día de aceite y 1.3 millones de pies cúbicos de gas por día.

El segundo, denominado Plio-2 de 4,535 - 4,564 metros, corresponde a un cuerpo de areniscas de 25 metros de espesor neto, porosidad de 11 por ciento y saturación de agua de 23 por ciento. Este intervalo resultó productor con un gasto de 502 barriles por día de aceite superligero de 39 grados API y 1.5 millones de pies cúbicos de gas.

El tercero, denominado Plio-4 de 4,673 - 4,708 metros, corresponde a un cuerpo de areniscas de 14 metros de espesor neto, porosidad de 10 por ciento y saturación de agua de 30 por ciento. La prueba de producción registró un gasto de 255 barriles por día de aceite superligero de 42 grados API y 0.5 millones de pies cúbicos de gas.

Las reservas de los yacimientos descubiertos incorporan un volumen original 3P de 130.3 millones de barriles de aceite y 382.2 miles de millones de pies cúbicos de gas natural. Las reservas de aceite en las categorías 1P, 2P y 3P son 5.6, 15.2 y 22.1 millones de barriles, respectivamente. En términos de gas, las reservas 1P, 2P y 3P ascienden a 16.4, 44.8 y 65.1 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas 3P de petróleo crudo equivalente estimadas corresponden a 40.2 millones de barriles.

4.6.1.1.3 Pozo Rabasa-101

Activo Integral: Cinco
Presidentes
Estado: Veracruz
Municipio: Agua Dulce

Fig. 4.21 Mapa de ubicación del pozo Rabasa-101 (PEMEX, 2009).



El pozo Rabasa-101 se ubica a 3,950 metros al sureste del pozo Rabasa-1 y 25.4 kilómetros al sureste de la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz, (Fig. 4.21). El campo se ubica dentro de la Cuenca Salina del Istmo, en la provincia geológica Cuencas Terciarias del Sureste. El pozo Rabasa-101 resultó productor de aceite en sedimentos del Mioceno Inferior y Mioceno Medio.

Características geológicas.

La estructura de interés es un anticlinal fallado, truncado por cuerpos de sal hacia el noreste y suroeste, con buzamiento general hacia el occidente. Los yacimientos se encuentran en secuencias del Mioceno Medio, que están deformados como producto de la deformación salina, que originó una zona de plegamiento hacia el sureste y están

afectados por dos fallas normales que limitan la estructura en esta dirección, como se muestra en la Figura 4.22.

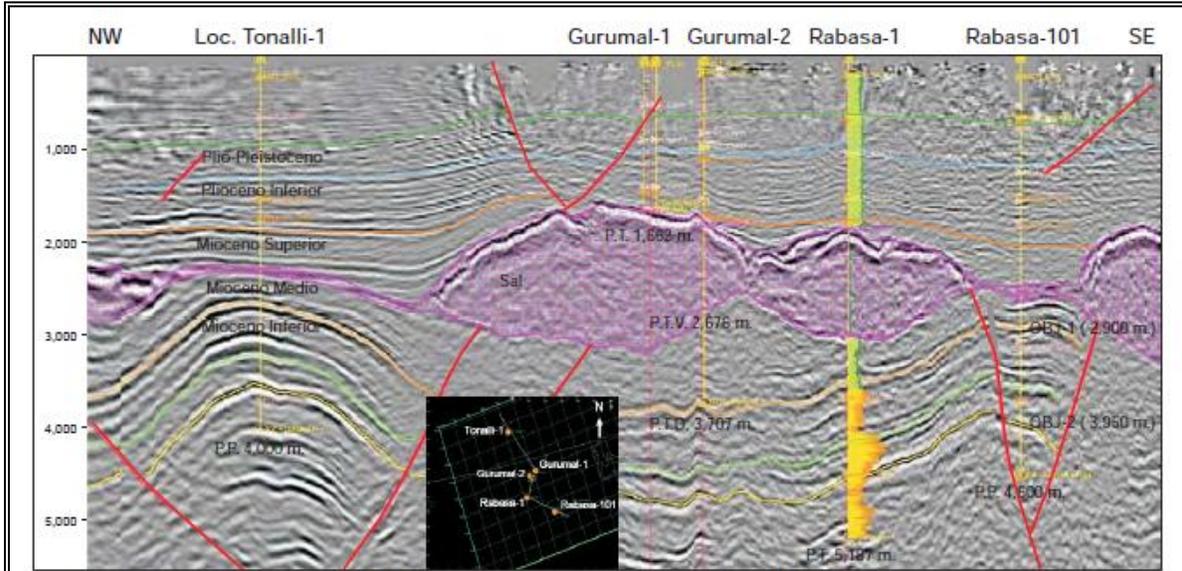


Fig. 4.22 Línea sísmica del pozo Rabasa-101 y su entorno que ilustra el comportamiento estructural de la secuencia terrígena afectada por intrusión salina (PEMEX, 2009).

El modelo sedimentario donde se ubica el yacimiento corresponde a depósitos de turbiditas, que consisten de grandes paquetes de arenas con delgadas intercalaciones de lutitas, cuya batimetría varía de nerítico a batial medio. La distribución es en el sentido del aporte sedimentario, cuya dirección es de sureste a noroeste. Los depósitos finalmente forman un sistema complejo de canales y abanicos en el talud y piso de la cuenca, donde los cuerpos arenosos alcanzan el mayor espesor (Fig. 4.23).

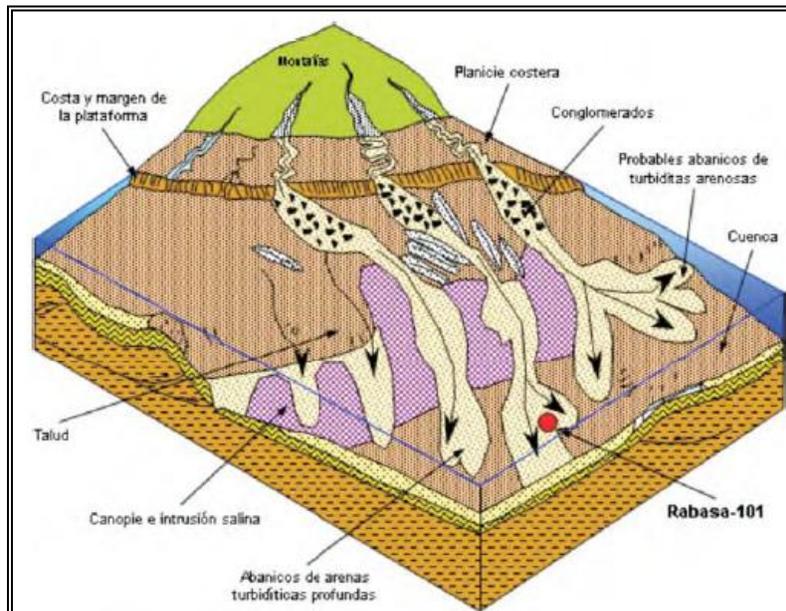


Fig. 4.23 Esquema simplificado del modelo sedimentario del área del campo Rabasa-101 y su entorno (PEMEX, 2009).

Sistema petrolero.

La trampa corresponde a una estructura anticlinal formada por el movimiento de la sal; dicho pliegue es buzante y tiene una orientación suroeste-noreste. A nivel de los dos yacimientos, la estructura tiene cierre en sus flancos norte y sur, mientras que hacia el oriente y occidente, presenta cierre contra la sal. Estos yacimientos se encuentran compartamentalizados debido al fallamiento normal existente en esta zona; en ambos casos y aunque las trampas son de tipo combinado, la componente estratigráfica también influye en los límites del yacimiento.

La roca almacenadora está constituida por areniscas de cuarzo, fragmentos de roca, feldespatos y micas; el tamaño de grano varía de medio a grueso y en ocasiones es conglomerática; el cementante es arcillo calcáreo, la clasificación es pobre a moderada y está poco consolidada. Corresponde a un sistema de depósito de turbiditas en el que han tenido gran influencia las intrusiones salinas. La calidad y características de la roca almacén dependen de la geomorfología y distribución de los canales y abanicos.

La roca generadora de hidrocarburos corresponde a sedimentos arcillo-calcáreos de edad Tithoniano. El tipo de la materia orgánica presente en el Tithoniano corresponde al tipo II, presenta un estado de madurez avanzado, determinado mediante estudios geoquímicos de biomarcadores (PEMEX, 2009).

La roca sello son las lutitas del Mioceno Inferior que se encuentran intercaladas en esta secuencia. Asimismo, se considera la presencia de un sello superior constituido por anhidrita hacia el noreste del yacimiento.

Los yacimientos se encuentran en horizontes de areniscas de cuarzo, fragmentos de roca, feldespatos y micas. Las características petrofísicas muestran que las resistividades generalmente son bajas, en un rango de 2 a 4 ohms-metro con algunas variaciones de 20 ohmsmetro. La porosidad varía desde 19 a 28 por ciento y la saturación de agua de 19 a 50 por ciento. El pozo fue terminado a nivel Mioceno Inferior, tuvo una producción inicial promedio diaria de 1,867 barriles de aceite de 27 grados API y 1.2 millones de pies cúbicos por día de gas (PEMEX, 2009).

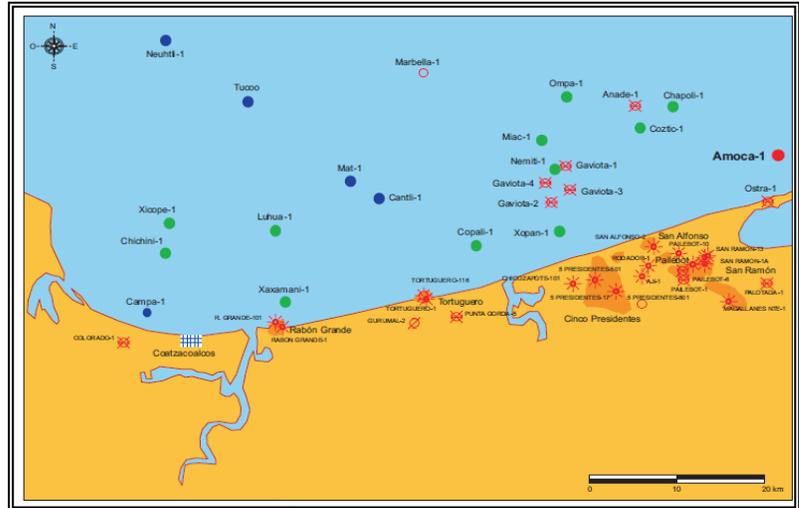
El volumen original 3P de aceite es de 123.0 millones de barriles, en tanto las reservas originales 1P, 2P y 3P estimadas son de 3.7, 15.9 y 28.3 millones de barriles de petróleo crudo, respectivamente, las cuales agregando el gas asociado ascienden a 4.2, 18.3, y 32.6 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente.

4.6.1.2 Yacimientos Costa Afuera.

4.6.1.2.1 Pozo Amoca-1

Activo Integral: Cinco Presidentes
 Estado: Tabasco

Fig. 4.24 Ubicación del pozo Amoca-1, frente a las costas del Estado de Tabasco (PEMEX, 2004).



El pozo se perforó en aguas territoriales del Golfo de México, alcanzando una profundidad de 4,000 metros verticales y resultando productor de aceite ligero. El objetivo fue evaluar el potencial de las rocas clásticas del Terciario que producen en la cuenca (Fig. 4.24).

Características geológicas.

La estructura corresponde a un anticlinal que se encuentra afectada por la intrusión de un diapiro de grandes dimensiones; el pliegue tiene una orientación preferencial noroeste-sureste, y esta cortado por una serie de fallas normales que afectan los diferentes niveles estratigráficos del Terciario, segmentando el campo en varios bloques.

En la sección sísmica de la Figura 4.25, se han identificado atributos de amplitud asociados a la profundidad donde se efectuaron las pruebas de producción correspondientes.

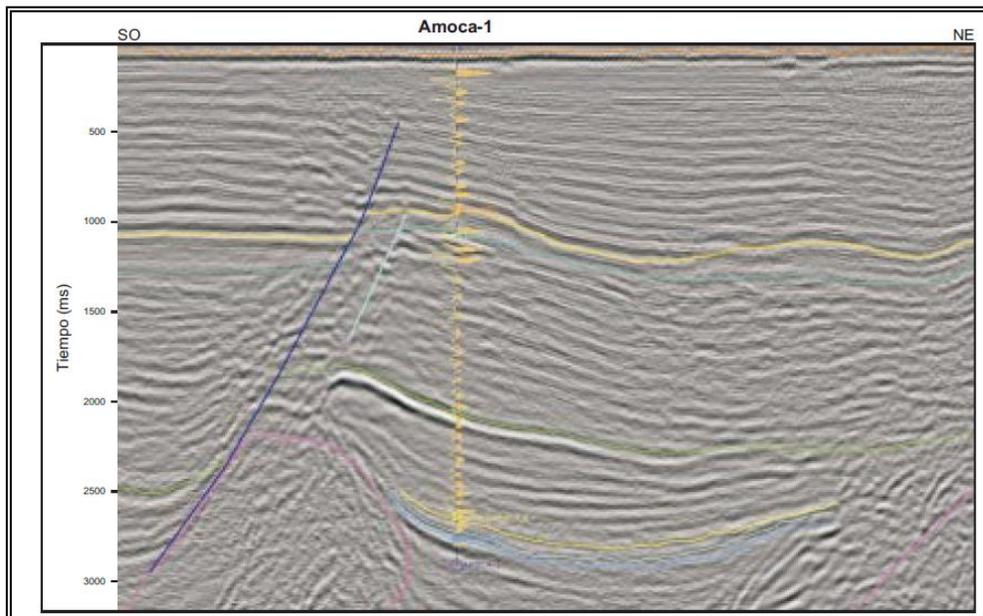


Fig. 4.25 Sección sísmica mostrando la deformación causada por el diapiro, también se tiene el sismograma del pozo Amoca-1 y los horizontes interpretados de interés petrolero (PEMEX, 2004).

El intervalo estratigráfico de la columna geológica atravesada por el pozo es del Plioceno al Reciente. La zona productora comprende cuerpos alternantes de arenas, areniscas y lutitas compactas, ligeramente calcáreas de edad Plioceno Superior e Inferior. La roca almacén está constituida por areniscas de cuarzo, feldspatos y fragmentos de roca de color gris claro, de grano medio a grueso, subredondeados y mal seleccionados. Los ambientes sedimentarios en que se depositaron los paquetes arenosos corresponden a lóbulos de canal y barras transgresivas asociadas a un frente deltaico (Fig. 4.26).

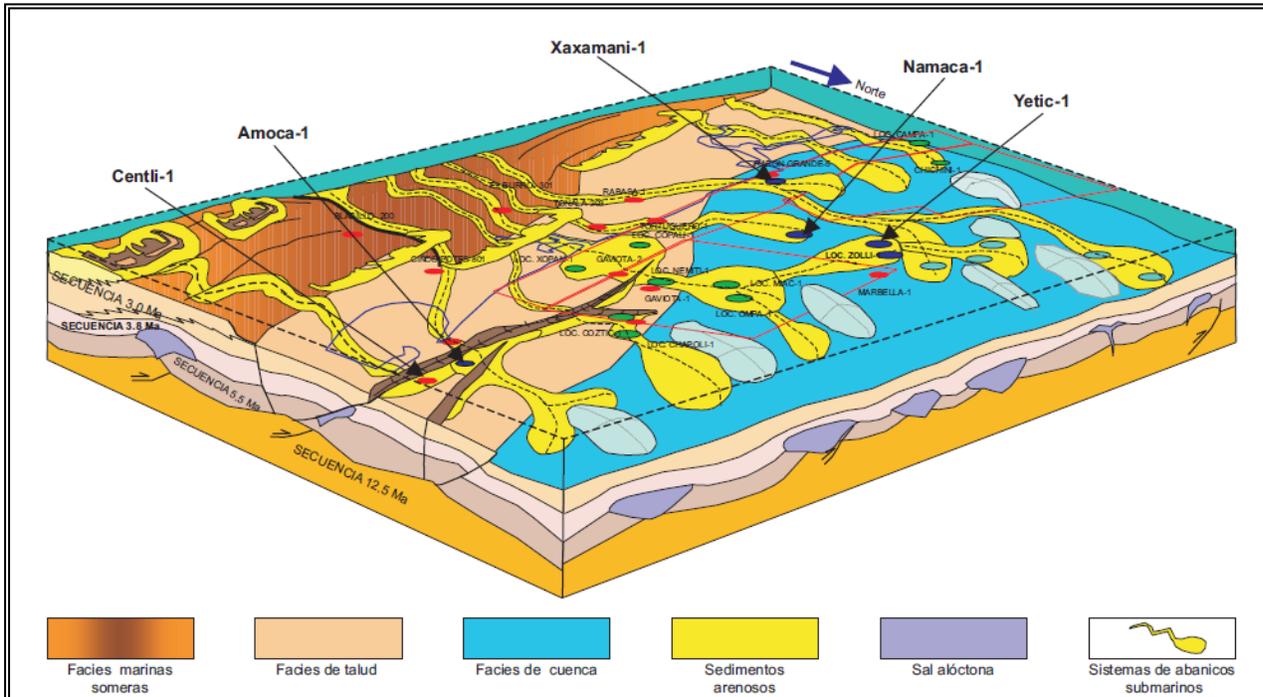


Fig. 4.26 Modelo sedimentario del Plioceno Inferior-Medio (Secuencia 5.2. 3.0 Ma) mostrando el depósito de arenas en los lóbulos asociados a sistemas de abanicos submarinos (PEMEX, 2004).

Sistema petrolero.

El intervalo productor más profundo corresponde a las areniscas productoras del Play Cinco Presidentes, que se acúan contra la sal, y se encuentran afectadas por dos fallas normales paralelas entre sí, orientadas sensiblemente este-oeste (Fig. 4.27). Estas fallas segmentan al campo en tres bloques, siendo el bloque central el más alto, que origina que el pozo se ubique en el bloque bajo del norte a profundidades del orden de 3,000 metros. La estructura se profundiza hacia el noreste hasta alcanzar profundidades de 3,850 metros, mientras que en la porción norte y sur la estructura se profundiza hasta los 4,000 metros (Fig. 4.27). Las arenas productoras más someras son genéticamente equivalentes a las arenas productoras del Play Orca identificadas en el campo Cinco Presidentes.

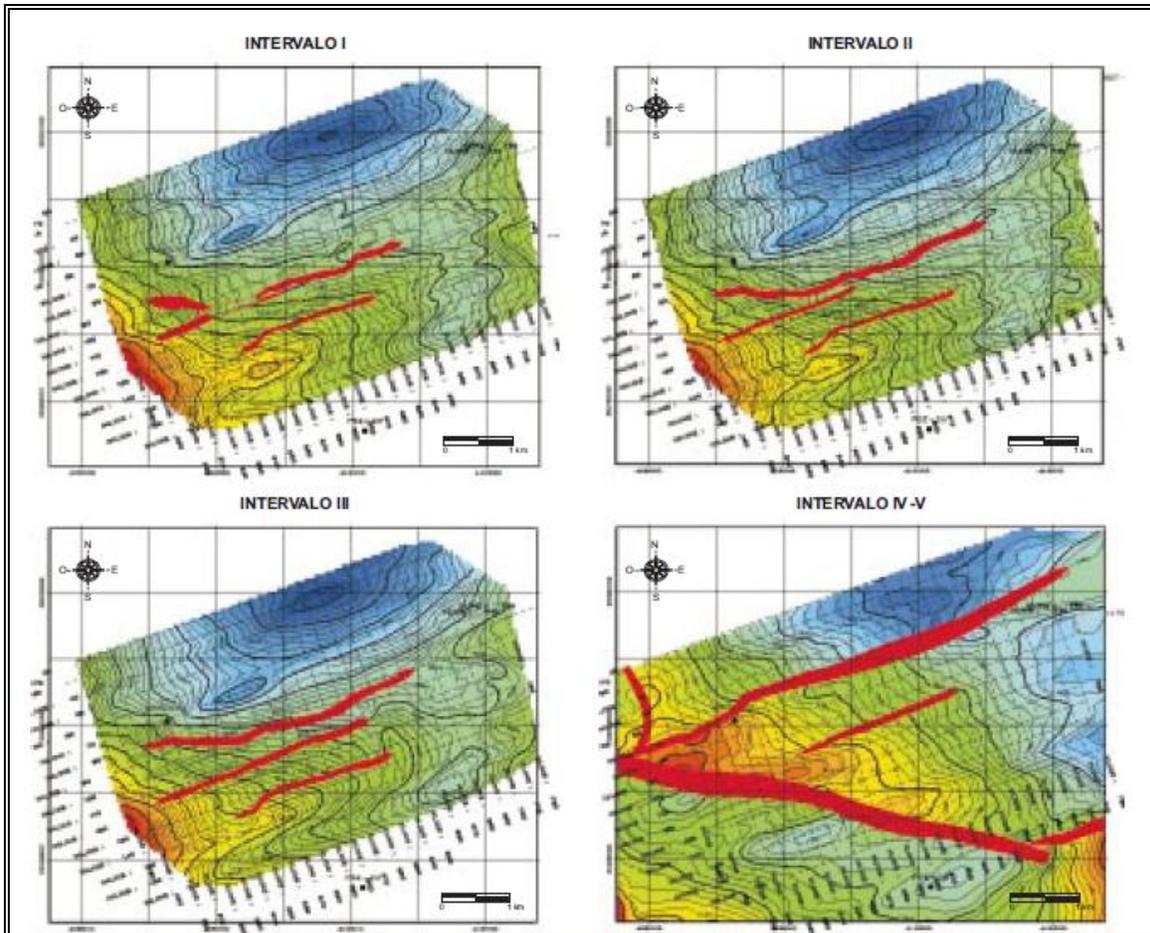


Fig. 4.27 Configuraciones estructurales en profundidad de los intervalos de interés petrolero del campo Amoca-1 (PEMEX, 2004).

La principal roca generadora de hidrocarburos es del Tithoniano y se conforma de materia orgánica en las lutitas bituminosas de color negro y calizas arcillosas, de color gris oscuro con abundante materia orgánica, con distribución regional amplia y espesor mayor de 250 metros.

A nivel regional, el sello está constituido por lutitas equivalentes a la formación Concepción Superior. Adicionalmente, se tiene como sello las lutitas que se encuentran interstratificadas entre los cuerpos de arenas productoras.

Los yacimientos están constituidos por arenas de cuarzo, cuya porosidad varía de 18 a 27 por ciento y saturación de agua de 20 a 31 por ciento, en promedio. Donde se efectuaron pruebas de producción observándose producciones de aceite de 645 a 2,393 barriles por día, y de 0.25 a 1.2 millones de pies cúbicos de gas por día.

El volumen original 3P de aceite es 347.7 millones de barriles, en tanto las reservas originales de petróleo crudo equivalente 1P, 2P y 3P estimadas son de 29.2, 34.8 y 75.6 millones de barriles, respectivamente.

4.6.1.2 Pozo Xaxamani-1

Estado: Veracruz

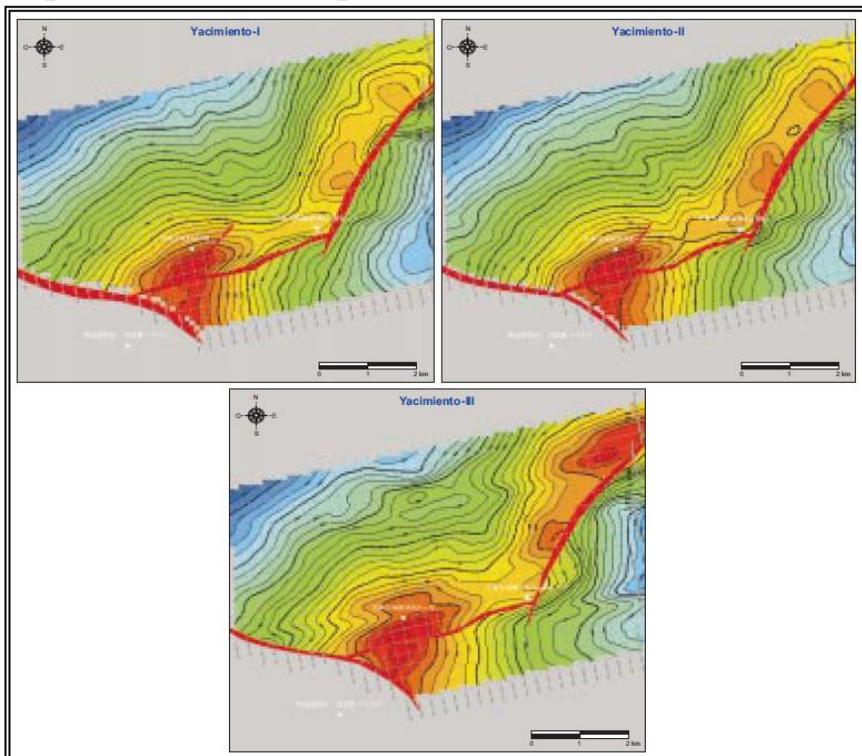
El pozo se encuentra ubicado en las aguas territoriales del Golfo de México dentro de la plataforma continental, aproximadamente a 3 kilómetros al norte del campo Rabón Grande, y a 35 kilómetros al oeste del campo Cinco Presidentes (Fig. 4.28). El pozo alcanzó una profundidad total de 1,990 metros verticales, en un tirante de agua de 19.5 metros. Resultó productor en tres intervalos de edad Terciario, los cuales resultaron productores de gas seco y aceite pesado.



Fig. 4.28 Localización del pozo Xaxamani-1 que se encuentra en Aguas Territoriales del Golfo de México, en las cercanías a la línea de costa de Veracruz (PEMEX, 2004).

Características geológicas.

La estructura de los yacimientos corresponde con un anticlinal suave y de poco relieve debido a la poca deformación existente en el área. Los yacimientos están ubicados en la parte alta del anticlinal cuyo eje principal tiene un rumbo noreste-suroeste, limitada en su flanco noroeste por una falla de crecimiento normal, con un salto de aproximadamente 100 metros, y en el flanco suroeste por otra falla de crecimiento normal. El límite sur de la estructura es una falla normal con dirección casi este-oeste, y de 25 metros de desplazamiento vertical promedio.



En la Figura 4.29, se muestran las configuraciones de la cima de los intervalos productores en el pozo Xaxamani-1. Los límites de los yacimientos están asociados a cambios laterales de facies.

Fig.4.29 Mapas en profundidad de cada uno de los yacimientos productores en el pozo Xaxamani-1 (PEMEX, 2004).

La columna geológica cortada por el pozo comprende rocas del Pleistoceno-Reciente al Mioceno Inferior, siendo las más importantes desde el punto de vista económico petrolero las rocas siliciclásticas de edad Plioceno Inferior y Medio, que están constituidas por una secuencia de arenas de grano muy fino a medio, lutitas calcáreas y lutitas arenosas. El ambiente sedimentario en el que se depositaron las arenas productoras está asociado a depósitos de antiguas barras y lóbulos de canal.

El primer intervalo productor de aceite, está representado litológicamente por arenas de cuarzo blanco traslúcido y gris verdosas de grano muy fino a fino, subangulosas, mal seleccionadas, deleznable con porosidad primaria intergranular.

El segundo intervalo productor de gas seco, litológicamente está constituido por arena de cuarzo blanco traslúcido y gris verdoso, de grano fino, subangulosa, mal seleccionada, deleznable, con porosidad primaria intergranular.

El tercer intervalo productor de gas seco, está constituido por una arena de cuarzo de grano medio, subredondeada a subangulosa, con fragmentos de lutita café oscuro y microorganismos.

Sistema petrolero.

La trampa es de carácter combinado y puede observarse en la línea sísmica de la Figura 4.30, cómo se encuentra limitada en sus flancos por fallas de tipo normal.

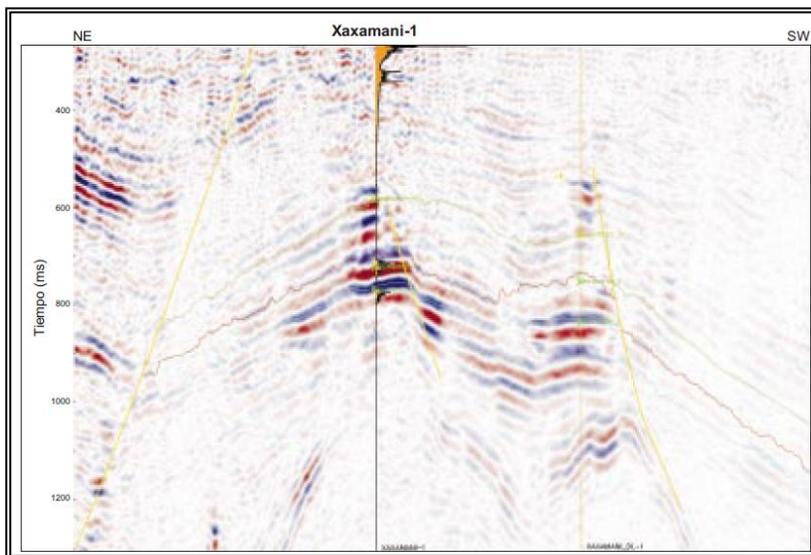


Fig. 4.30 Línea sísmica donde se localiza el pozo Xaxamani-1, mostrando una estructura de tipo anticlinal, limitada en sus flancos por fallas de tipo normal (PEMEX, 2004).

La roca sello está constituida por una secuencia potente de lutitas bentónicas intercaladas con horizontes delgados de areniscas extendidas ampliamente en toda la cuenca.

Los yacimientos son arenas de cuarzo con porosidades que varían de 25 a 31 por ciento, con saturaciones de agua de 23 a 27 por ciento. Se efectuaron tres pruebas de producción, observándose en la prueba más profunda la presencia de aceite de 24.5 grados API. La prueba intermedia resultó con gas seco y un gasto que ascendió a 12.2 millones de pies

cúbicos por día, y finalmente en el último intervalo, el resultado fue de gas seco con 2.8 millones de pies cúbicos por día.

Las reservas del volumen original 3P de aceite es 73.6 millones de barriles, en tanto las reservas originales de petróleo crudo equivalente IP, 2P y 3P estimadas son de 1.6, 9.9 y 18.9 millones de barriles, respectivamente.

4.6.1.2.3 Pozo Xulum-101A

Activo Integral: Litoral de Tabasco

Estado: Tabasco

Municipio: Paraíso

Se ubica en aguas territoriales del Golfo de México frente a las costas del estado de Tabasco, aproximadamente 57 kilómetros al noreste de la terminal marítima Dos Bocas. La profundidad alcanzada por el pozo Xulum-101A, fue 6,002 metros, en rocas del Jurásico Superior (Tithoniano), con un tirante de agua de 103 metros y resultó productor de aceite de 15 grados API. Sísmicamente se ubica en la línea 22,330 y en la traza 6,756 del cubo sísmico Bolol 3D (Fig. 4.31).

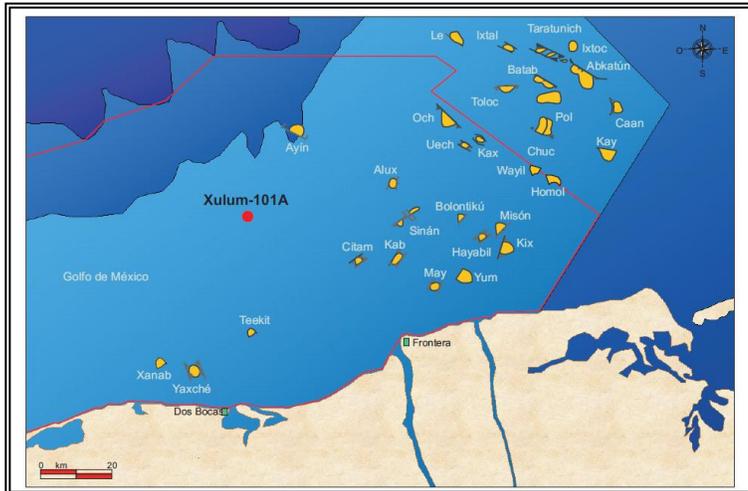


Fig.4.31 Mapa de localización del pozo Xulum-101A, ubicado a 57 kilómetros de la terminal Marítima de Dos Bocas en Aguas Territoriales del Golfo de México (PEMEX, 2008).

Características geológicas.

A nivel de la cima del Cenomaniano, el campo Xulum presenta una estructura originada por el movimiento de la sal; también presenta fallas inversas principales sensiblemente radiales al cuerpo salino central principal. Los pozos Xulum-101 y 101A se ubican en la porción sureste de un anticlinal alargado, cuyo eje principal tiene aproximadamente 5 kilómetros de longitud, con una orientación de noroeste a sureste y un ancho de aproximadamente 3.8 kilómetros; quedando su expresión estructural más alta en la porción occidental del campo. Asimismo, en la parte alta de la estructura se tiene cierre contra sal y fallas inversas. La porción norte de la estructura Xulum está limitada por una falla inversa, originando hacia el norte un bloque bajo. Hacia el sur existe una falla inversa radial a la intrusión salina principal. La porción oriental de la estructura básicamente obedece a la influencia de la intrusión salina que lo levantó, generando un acuñamiento contra sal con curvas sensiblemente envolventes y paralelas a la intrusión salina, (Figs. 4.32 y 4.33).

Fig. 4.32 Configuración estructural corresponde al de un área plegada por tectónica salina. Se indican las áreas con diferentes clasificaciones de reservas dependiendo de la incertidumbre geológica (PEMEX, 2008).

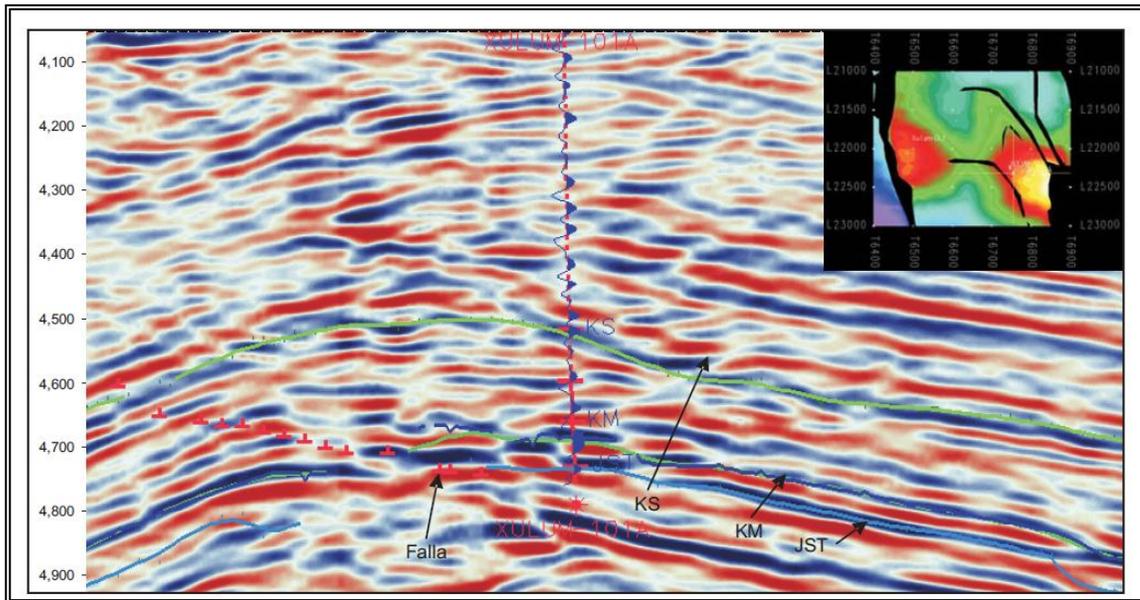
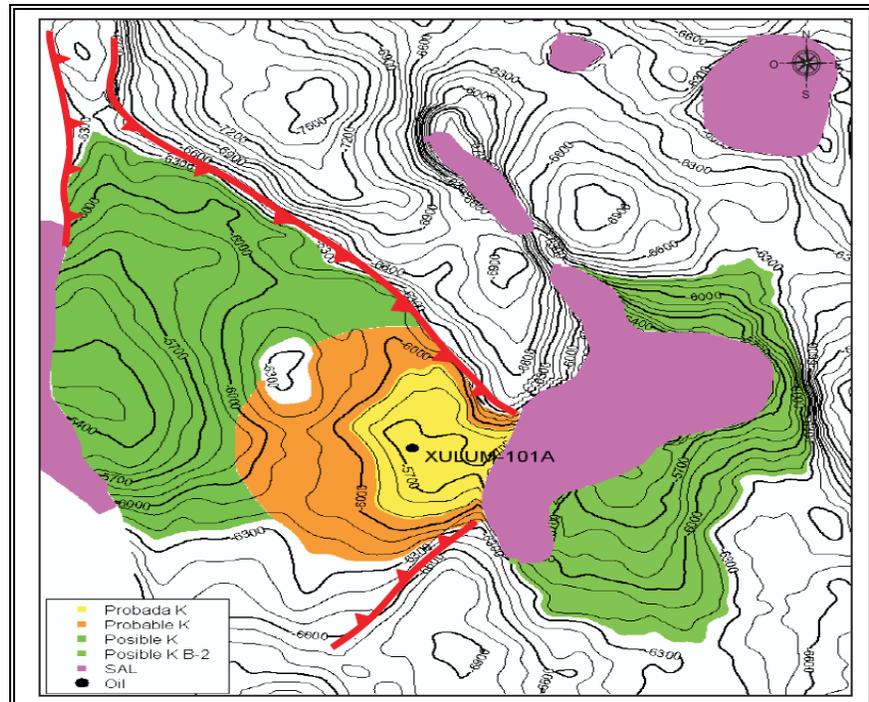


Fig. 4.33 Sección sísmica mostrando la cima interpretada de los horizontes cretácicos y la cima del Jurásico Superior (Tithoniano), además de una traza sísmica sintética que correlaciona la información de la columna geológica del pozo con la interpretación sísmica (PEMEX, 2008).

De acuerdo a la información disponible del pozo Xulum-101A, la estratigrafía comprende rocas del Tithoniano constituidas por dolomías y calizas arcillosas en partes dolomitizado. El Cretácico Inferior está constituido por mudstone-wackestone de intraclastos y bioclastos gris a café oscuro, con porosidad primaria intergranular y

la saturación de agua de 21 por ciento y el yacimiento tuvo una presión original de 1,066 kilogramos por centímetro cuadrado.

El yacimiento descubierto por el pozo Xulum-101A, incorporó un volumen original 3P de aceite de 633.4 millones de barriles y 76 mil millones de pies cúbicos de gas. La reserva 3P asciende a 97.6 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, en tanto las reservas 1P y 2P ascienden a 7.3 y 17.8 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente.

4.6.1.2.4 Pozo Lalail-1

Estado: Veracruz

Se localiza en Aguas Territoriales del Golfo de México frente a las costas del Estado de Veracruz, a 22 kilómetros del pozo Tabscoob-1 y a 93 kilómetros al noroeste del puerto de Coatzacoalcos, Veracruz en un tirante de agua de 806 metros (Fig. 4.35). Geológicamente se ubica en el límite oeste de la subcuenca Salina del Istmo en la Cuenca del Golfo de México Profundo. El pozo Lalail-1 continúa con el descubrimiento de una serie de yacimientos de gas no asociado en aguas profundas del Golfo de México, en rocas de edad Mioceno Inferior.

Fig. 4.35 El pozo Lalail-1 se encuentra en la Cuenca del Golfo de México Profundo, en un tirante de agua de 806 metros, y a 93 kilómetros del puerto de Coatzacoalcos, Veracruz (PEMEX, 2008).



Características geológicas.

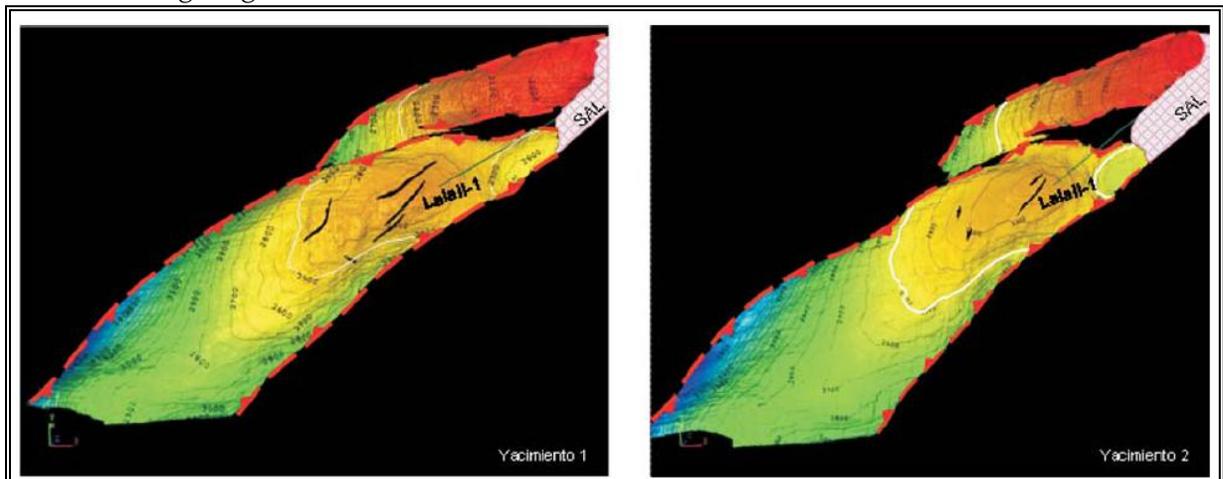


Fig. 4.36 Mapas estructurales mostrando los dos yacimientos descubiertos en el campo Lalail. Se observa que los yacimientos se encuentran divididos en dos bloques (PEMEX, 2008).

El campo se ubica en el límite oeste de la Provincia Salina del Golfo, la cual cuenta, al igual que el Cinturón Plegado de Catemaco, con alineamientos en dirección noreste a suroeste, que se encuentran afectados por cuerpos salinos (Fig. 4.36). Se interpreta que la expulsión de sal en esta área ocurrió principalmente durante el Pleistoceno - Reciente, debido a que se observan plegamientos y cuñas sintectónicas derivados de la contracción pliocénica. La estructura es un anticlinal con cierre contra fallas inversas al noroeste y sureste, y presenta una falla al noreste del pozo que separa la estructura en dos bloques principales (Fig. 4.36).

La columna geológica del campo comprende rocas sedimentarias clásticas que van desde el Mioceno Inferior al Reciente Pleistoceno. Las cimas cronoestratigráficas se fijaron mediante el análisis de foraminíferos planctónicos índices en las muestras de canal y núcleos. Mediante resultados de estudios de bioestratigrafía de alta resolución se interpreta que el paleoambiente de depósito de las rocas del yacimiento corresponde a un complejo de abanicos submarinos distribuidos en una batimetría que fluctúa de nerítica externa a batial superior.

Sistema petrolero.

El tipo de roca sello para los Plays del Oligoceno y Mioceno, corresponden a capas de lutitas de cuenca. Para el Oligoceno, según datos del pozo Tabscoob-1, se tienen espesores de más de 100 metros, en tanto que para las secuencias arenosas del Mioceno Inferior-Medio, además de las intercalaciones arcillosas de 30 a 50 metros de espesor, presenta un paquete de lutitas de más de 500 metros de espesor que corresponde a la secuencia transgresiva del Plioceno Inferior. Esta secuencia arcillosa del Plioceno presenta un adelgazamiento hacia el norte, en dirección a las aguas profundas del Golfo de México.

La trampa de tipo combinada; estructuralmente se encuentra confinada por un anticlinal asimétrico con cierre propio a nivel de los yacimientos, cuyas dimensiones son 6 kilómetros de largo por 2 kilómetros de ancho (Fig. 4.6).

La roca generadora con los resultados de los biomarcadores que permiten definir a estos hidrocarburos como generados por el Tithoniano, en ambiente marino carbonatado con cierta influencia clástica.

Con la perforación de este pozo se descubrieron dos yacimientos. El yacimiento 1 se encuentra en el intervalo 2,347.0-2,431.5 m, en tanto el yacimiento 2, se encuentra entre 2,257.0 y 2,333.5 metros.

La roca almacén del yacimiento 1, se compone de arenitas y areniscas líticas de grano fino a grueso, pobremente consolidadas, con matriz casi ausente, sus constituyentes son granos de cuarzo anguloso, plagioclasas, muscovita, fragmentos líticos calcáreos y abundantes fragmentos líticos volcánicos. La porosidad primaria intergranular y

secundaria móldica se encuentra en el rango de 15 a 28 por ciento. En las pruebas de producción se registró un gasto de 18.1 millones de pies cúbicos por día de gas.

El yacimiento 2 está formado por arenitas líticas de grano fino a grueso, matriz limo-arcillosa y escaso cementante calcáreo, con intercalaciones de areniscas conglomeráticas y conglomerados poligmíticos. La porosidad primaria es intergranular y la secundaria de tipo móldica de 15 a 25 por ciento. En las pruebas de producción, el yacimiento 2 registró un gasto de 3.2 millones de pies cúbicos por día de gas.

Los yacimientos descubiertos por el pozo Lalail-1, incorporó el volumen original 3P de gas natural de 1,181.3 miles de millones de pies cúbicos. Las reservas 3P estimadas son 708.8 miles de millones de pies cúbicos de gas, que equivalen a 138.9 millones de barriles de petróleo crudo. Las reservas 2P se ubican en 242.6 miles de millones de pies cúbicos de gas.

4.6.1.2.5 Pozo Tamil-1

Estado: Tabasco

El pozo Tamil-1 se perforó en aguas territoriales del Golfo de México, frente a los estados de Campeche y Tabasco, a 146 kilómetros al noroeste de Ciudad del Carmen, Campeche, y a 131.8 kilómetros al noreste de Dos Bocas, Tabasco, así como a 14.6 kilómetros al noroeste del pozo Kach-1, que resultó productor en rocas del Cretácico (Fig. 4.37); se encuentra al noreste de la fosa de Comalcalco.

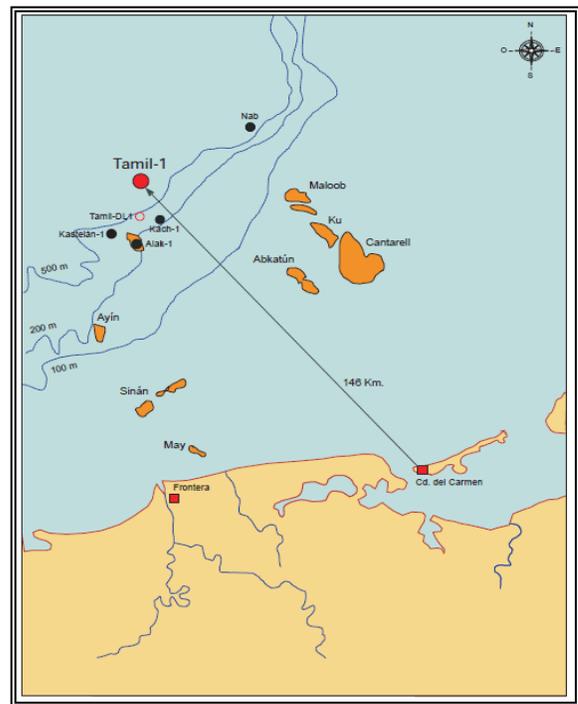


Fig. 4.37 Ubicación del pozo Tamil-1 frente a las costas del Estado de Tabasco y Campeche (PEMEX, 2009).

Características geológicas.

La estructura es un anticlinal alargado con orientación noroeste a sureste, limitado en todas direcciones por cierre contra fallamiento inverso. En el área existe una combinación de tectónica compresiva y deformación por el movimiento de la sal.

El carácter sísmico de la información indica que los altos estructurales contienen sal en su núcleo pero sin afectar a los horizontes interpretados correspondientes a objetivos mesozoicos.

El yacimiento está constituido por rocas carbonatadas naturalmente fracturadas de edad Cretácico, encontrándose la cima del yacimiento a 2,747 metros y la base a 3,040 metros, la cual coincide con la cima del Tithoniano, mientras que el cierre estructural se ubicó a

4,050 metros. La continuidad del yacimiento, inferida en base a la correlación sísmica, permite considerar una oportunidad atractiva para delimitar el yacimiento hacia el sureste de la estructura. En la Figura 4.38 se muestra la continuidad de los horizontes interpretados.

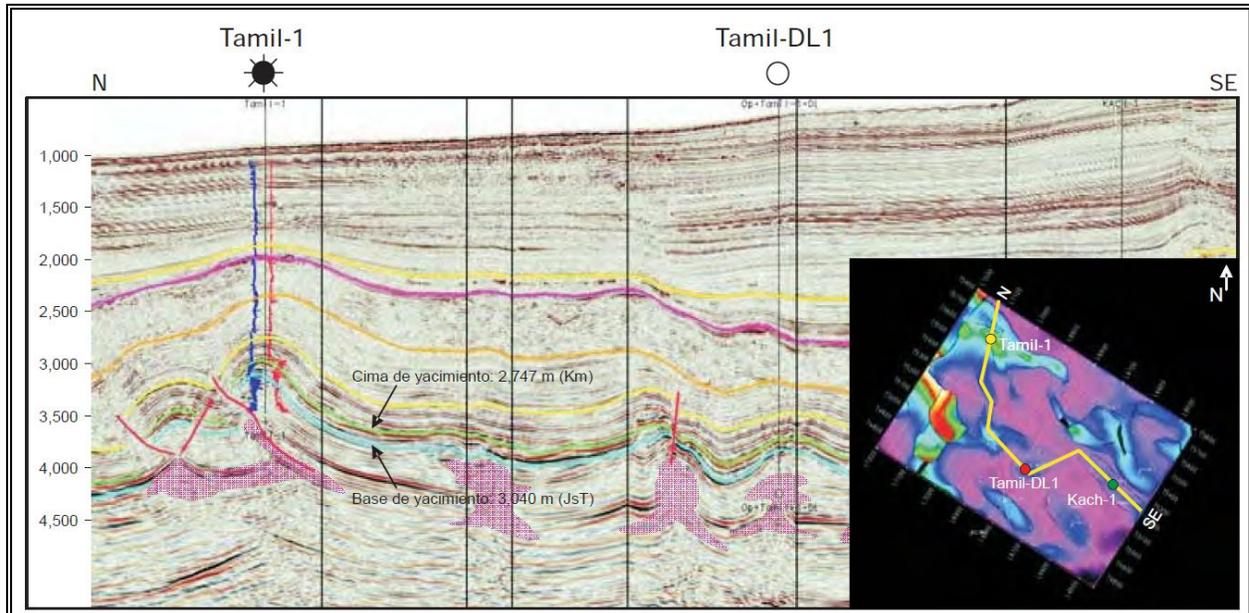


Fig. 4.38 Sección sísmica-estructural mostrando las características del yacimiento (PEMEX, 2009).

La columna geológica atravesada por el pozo Tamil-1 comprende rocas de edad Reciente-Pleistoceno (terrígenas) hasta Jurásico Superior Oxfordiano (carbonatadas). El pozo alcanzó una profundidad total de 3,598 metros bajo el nivel del mar y sus cimas cronoestratigráficas se determinaron mediante el análisis de foraminíferos planctónicos índices en las muestras de canal y núcleos.

Sistema Petrolero.

La roca almacenadora del yacimiento está constituida principalmente por mudstone-wackestone de foraminíferos naturalmente fracturado y con buena impregnación de aceite pesado, en partes arcilloso-bituminoso y parcialmente dolomitizado, con porosidad microcristalina y secundaria en fracturas, por disolución e intercristalina. Las fracturas generalmente se observan con ángulos mayores de 60 grados y con buena impregnación de aceite, en ocasiones selladas con calcita y/ o sílice; se presentan también bandas de pedernal y laminaciones de lutita bituminosa.

Los recursos estimados a partir de los modelos e información existente, son superiores a 200 millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

4.6.1.2.6 Pozo Tecoailli-1

Activo Integral: Aguas Territoriales del Golfo de México

Estado: Tabasco

El campo descubierto se localiza a 22 kilómetros al noreste del pozo Amoca-1 y 31 kilómetros al noroeste de Dos Bocas, Tabasco (Fig. 4.39). Geológicamente se ubica en la Cuenca Salina del Istmo.

Fig. 4.39 Plano de localización del pozo Tecoailli-1 (PEMEX, 2009).



Características geológicas.

El campo está formado por un anticlinal con cierre contra fallas normales al este, noreste y al suroeste, generadas por expulsión de bloque, y hacia la parte occidente echado abajo por cierre estructural propio. Al noreste se delimita por cambio de facies. Se considera que la evacuación de la sal ocurrió principalmente durante el Pleistoceno-Reciente, debido a que se observan los plegamientos y cuñas sintectónicas derivadas de la contracción ocurrida en el Plioceno.

La columna geológica del campo, comprende rocas sedimentarias clásticas que van del Plioceno Inferior al Reciente-Pleistoceno. Sus cimas cronoestratigráficas se fijaron mediante el análisis e identificación de foraminíferos planctónicos, índices de las muestras de canal y núcleos.

Sistema Petrolero.

La trampa está constituida por rocas clásticas de edad Plioceno Inferior y el pozo descubridor fue perforado muy cerca de la parte alta de la estructura. Se trata de un yacimiento con componente estructural y estratigráfica que cubre un área total de 20.6 kilómetros cuadrados, (Fig. 4.40).

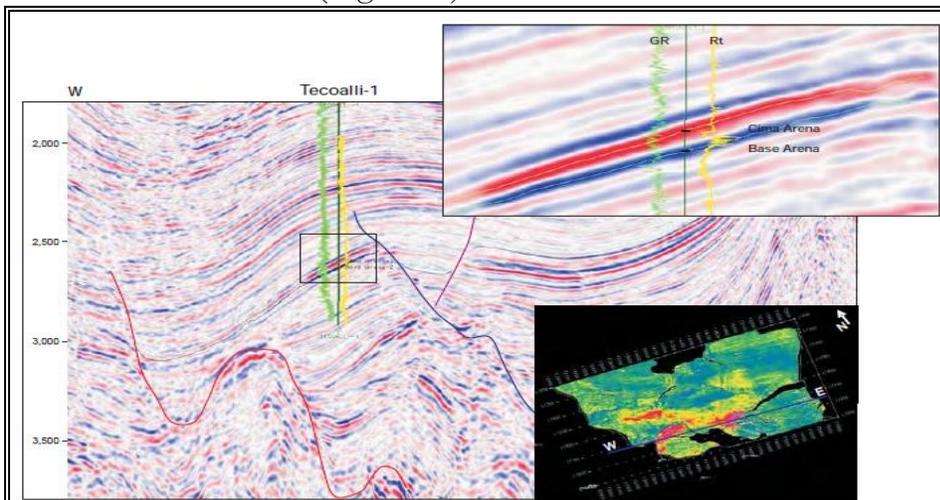


Fig. 4.40 Sección sísmica-estructural donde se muestran las características estructurales y estratigráficas del campo (PEMEX, 2009).

La roca almacenadora del yacimiento está constituida principalmente por areniscas de cuarzo de grano fino anguloso a subredondeado, moderadamente clasificados y con impregnación de aceite,. Asimismo, se observa presencia de cuarzo monocristalino, plagioclasas, fragmentos de arcilla, materia orgánica dispersa, calcita y piritita diseminada. La porosidad es muy buena, principalmente de tipo intergranular.

En lo que respecta a la roca generadora, los resultados de los biomarcadores analizados indican que los hidrocarburos se generaron en rocas del Jurásico Superior Tithoniano, en un ambiente marino carbonatado con cierta influencia clástica.

El sello en la parte superior del yacimiento está constituido por 321 metros de lutitas cortadas por el pozo y en la parte inferior por lutitas que gradúan a limolitas con un espesor de 14 metros.

Con la perforación de este pozo se descubrió el yacimiento productor de aceite ligero de 29 grados API; el comportamiento dinámico de dicho pozo se ajusta a un modelo homogéneo con variaciones en el espesor efectivo de flujo y con efectos de bordes, asociado a un sistema de barras de plataforma interna. Durante la prueba de producción, en el intervalo 3,384- 3,405 metros bajo mesa rotaria, se midieron gastos de aceite y gas por 3,560 barriles por día y de 2.3 millones de pies cúbicos por día.

Las reservas para este pozo con los volúmenes originales 3P estimados fueron 220.2 millones de barriles de aceite y 154.1 miles de millones de pies cúbicos de gas, su distribución se muestra en la Figura 4.41. Las reservas estimadas para las categorías de 1P, 2P y 3P son de 7.1, 18.0 y 54.0 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente.

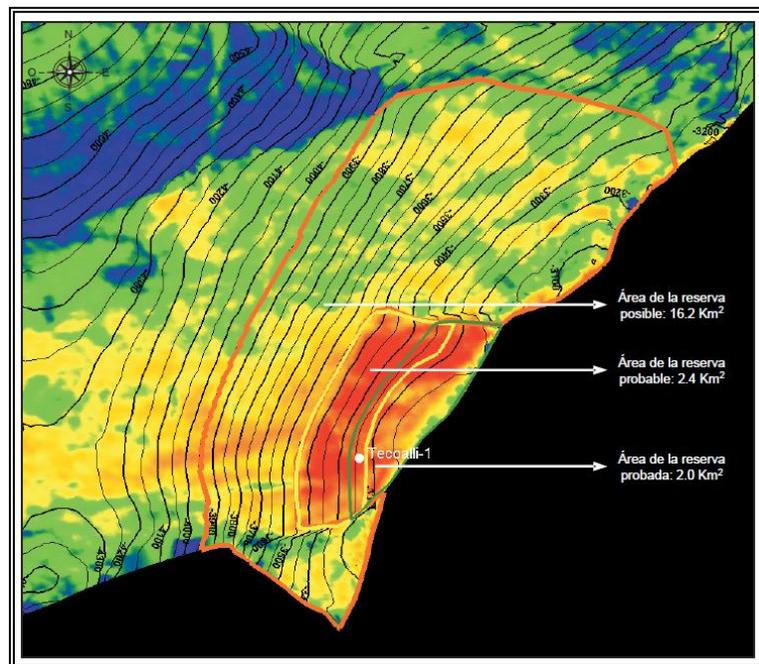


Fig. 4.41 Distribución y clasificación de reservas del campo Tecoailli (PEMEX, 2009).

Capítulo V



Reservas e Importancia Económica



V. RESERVAS E IMPORTANCIA ECONÓMICA

La Cuenca Salina del Istmo empezó a ser explorada y perforada desde 1902, descubriéndose hasta la fecha 50 campos productores de gas y aceite. Los estudios realizados indican que la principal roca generadora es del Jurásico Superior Tithoniano, las principales rocas almacenadoras son del Terciario y las trampas son principalmente estructurales.

La Cuenca Salina del Istmo ha sido objeto de varios estudios geológicos regionales a detalle, sin embargo poco se ha publicado ya que la mayor parte de los trabajos son de índole confidencial y culminaron con informes técnicos internos de las empresas interesadas.

En la cuenca se han encontrado importantes campos productores de aceite y gas en estructuras formadas por el movimiento de la sal; entre los domos y/o diapiros probados que produjeron o están produciendo hidrocarburos se encuentran los siguientes: Pajaritos-Ixhuatlán, Tonalá, El Plan, San Carlos-Filisola, San José-Tecunapa, La Venta, Zanapa, entre otros (Fig. 5.1).

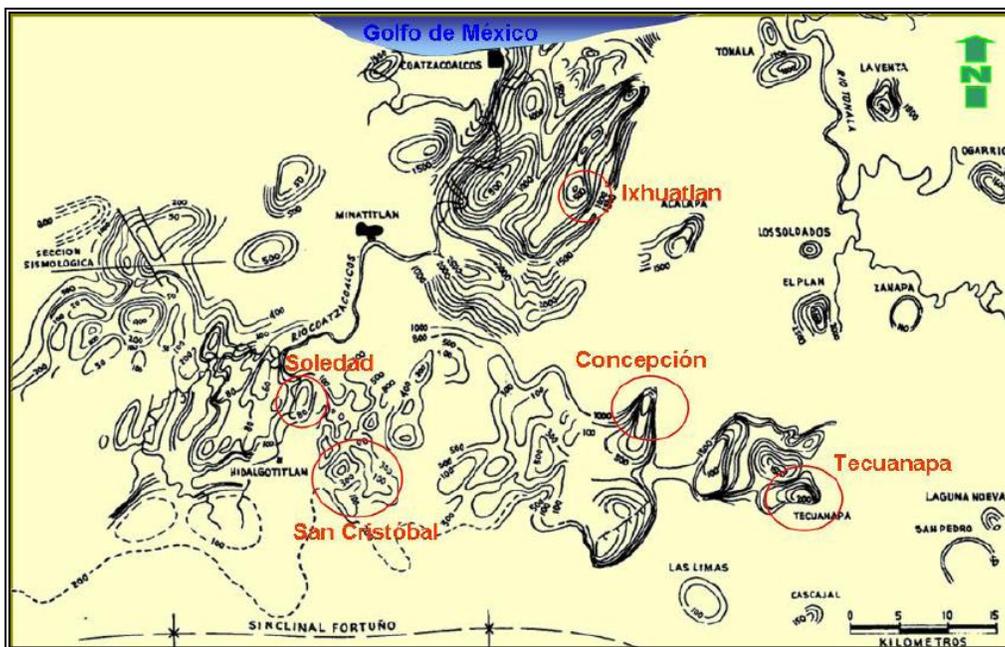


Fig. 5.1 Configuración estructural de la sal en la Cuenca Salina del Istmo en las que se ubican alguno de los campos productores en la parte Continental (H. Contreras, M. Castillon, 1960).

La Cuenca Salina del Istmo tiene una historia larga en cuanto a la producción de petróleo y gas, y continúa los trabajos de exploración y desarrollo de campos. En los años 60's del siglo pasado, el Campo Cinco Presidentes se alcanzó una producción máxima de 150,000 bbl/d.

Actualmente, los campos petroleros más importantes son: Cinco Presidentes, Ogarrio, Cuichapa, Blasillo, Magallanes, El Plan y Bacal. La producción actual en la cuenca es 39,000 bbl/d de aceite y 56 millones mmmpc del gas. La exploración histórica tuvo un éxito del 35% descubriéndose 48 campos terciarios, con una producción acumulada 2,044 billones bbl barriles y con un factor de recuperación promedio de 22%. Las reservas de estos campos ascienden a 788 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. De 1976 a 2002, la incorporación de reservas en la cuenca no fue importante. En la Figura 5.2 se muestra una gráfica donde se indica la perforación de pozos en la Cuenca Salina del Istmo.

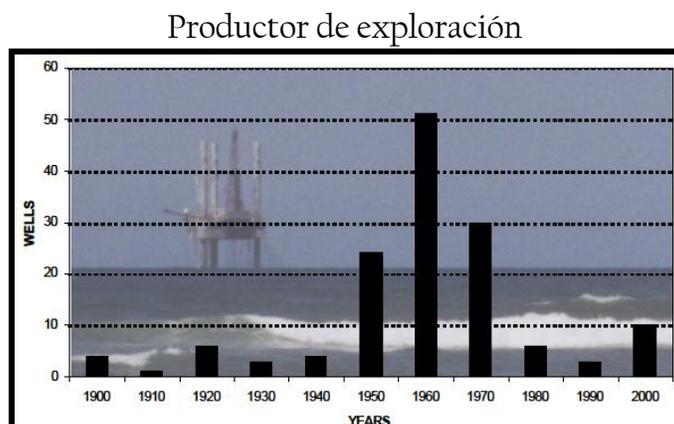


Fig. 5.2 Pozos exploradores y de desarrollo en la Cuenca Salina del Istmo.

El último escenario de la exploración en la Cuenca Salina del Istmo, inició en 2003 con el descubrimiento de 8 campos; 6 en el mar cerca de la costa y 2 en tierra, incorporando reservas de 116 millones de barriles de petróleo crudo equivalente; con los nuevos descubrimientos se incremento en un 16% total de las reservas que constituyeron el volumen actual, mismas que se incorporaron a las reservas de México. En la Tabla 5.1 se muestra un resumen de las reservas incorporadas durante el 2003 en la Cuenca Salina del Istmo.

POZO	1P		2P		3P		PCE (mmb)
	Aceite (mmb)	Gas Natural (mmmpc)	Aceite (mmb)	Gas Natural (mmmpc)	Aceite (mmb)	Gas Natural (mmmpc)	
Amoca-1 ^(1,2)	26.8	10.2	31.8	12.1	69.3	26.3	75.6
Centli-1 ^(1,2)						3.1	0.6
Namaca-1 ^(1,2)					1.5	13.6	4.3
Xaxamani-1 ⁽²⁾		8.3	5.6	21.9	13.2	28.1	18.9
Xicope-1 ⁽¹⁾		10.1		10.1		17.6	3.4
Yetic-1 ⁽²⁾					1.7	6.7	3
Guaricho-1 ⁽³⁾	2.9	2.1	7.6	5.4	7.6	5.4	8.8
Gubicha-1 ⁽⁴⁾	0.7	1.2	0.7	1.2	0.7	1.2	1
TOTAL	30.4	31.9	45.7	50.7	94	102	115.6
708.8	Total Nacional						
380.6	Marinas y Sur	54%		(1) Play Orca		(3) Play Bacal	
115.6	Cuenca Salina	16%		(2) Play 5 Presi dentes		(4) Play Magallanes	

Tabla 5.1 Resumen de reservas incorporadas durante el 2003 en la Cuenca Salina del Istmo (Venegas, 2010).

5.1 PLAYS DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO.

Se han identificado los siguientes tres tipos de plays en las secuencias del Jurásico-Terciario en la Cuenca Salina del Istmo:

1. Trampas estructurales y trampas mixtas en secuencias de areniscas que se ubican sobre cuerpos de sal del Neógeno.
2. Trampas estructurales y trampas mixtas en secuencias de areniscas que se encuentran bajo la sal en secuencias del Paleógeno.
3. Trampas mixtas en carbonatos que se ubican bajo la sal alóctona del Jurásico.

En el primer play (parte Continental), se tienen 50 campos (Fig. 5.3), que fueron descubiertos en los últimos 50 años y se tiene acumulada una producción de cerca de 2 billones de barriles de aceite en la parte marina. Cerca de la costa fueron descubiertos 6 campos de aceite y gas, con 106 millones de barriles de reservas originales. El segundo y tercer play están en exploración inicial en los que se espera que tenga condiciones geológicas adecuadas para que contengan el sistema petrolero completo con las correspondientes reservas volumétricamente importantes.

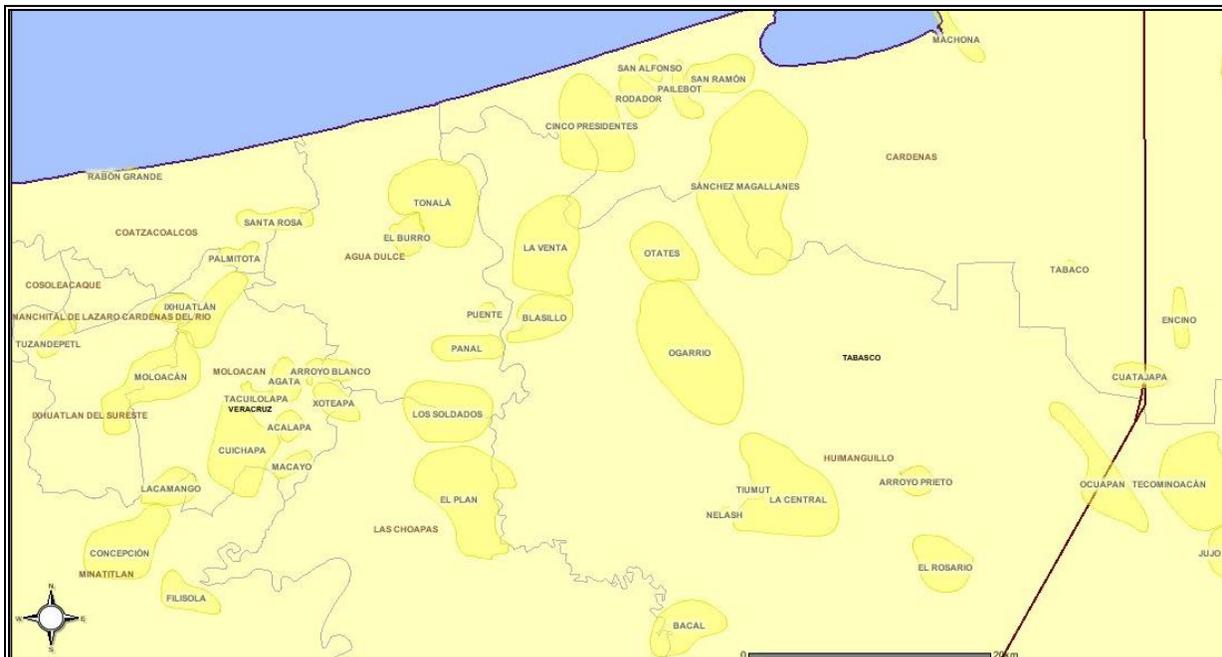


Fig. 5.3 Campos petroleros de la Cuenca Salina del Istmo en la parte Continental (PEMEX).

Los volúmenes más altos y de mejor calidad de hidrocarburos se esperan en aguas profundas, sin embargo, se tiene un riesgo de exploración más alto debido a la profundidad que se encuentran.

A continuación se describen las características más relevantes de los play antes citados.

5.1.1 Play Brujas (Pleistoceno - Reciente 1.7 - 0 Ma).

Esta formado por una serie de areniscas turbidíticas depositadas en la pendiente continental y en la base del talud, las cuales fueron cubiertas rápidamente por depósitos

terrígenos de plataforma que indican un cambio importante en el nivel del mar. El sello es principalmente un paquete de lutitas que cubren a las areniscas en forma vertical y horizontalmente. Este play tiene estructuras anticlinales de tipo doblemente buzante, ondulaciones producidas por la evacuación de la sal en estructuras dómicas o diapiros de poca penetración.

5.1.2 Play Orca (Plioceno Tardío 3.0 - 1.7 Ma).

Se encuentra en areniscas (turbiditas) truncadas por fallas normales. El sello está formado por una secuencia potente de lutitas. La trampa es estructural como producto de la deformación de arenas, en fallas de crecimiento y otras producidas por la evacuación de sal, por lo que en algunos casos el depósito sedimentario es contemporáneo de la edad de las estructuras formando minicuenas.

Este play es dividido en play de Orca superior (1.7-2.4 Ma) y el play Orca inferior (2.4-3.0 Ma). Cerca de la costa, en el play Orca superior (1.7-2.4 Ma) se perforó el pozo de Tecolli-1, con el que se descubrió aceite pesado con menos de 8° API. El play Orca inferior (2.4-3.0 Ma), produce en los pozos Tabscoob-1 (44° API), Amoca-1 (18° API); y Nemiti-1 (8° API); también es productor del gas seco en los pozos Xicope-1, Centli-1 y Namaca-1.

5.1.3 Play Cinco Presidentes (Plioceno Temprano 5.5 - 3.0 Ma).

Este play esta asociado a arenas turbidíticas que se encuentran en contacto estructural contra la sal o traslapándolo. El play Cinco Presidentes esta dividido en superior (3.0 - 3.8 Ma) e inferior (3.8 - 5.5 Ma). La progradación de esta cuña clástica originó una gran movilización de los toldos o canopies del Mioceno y la evacuación de sal con el correspondiente desarrollo de minicuenas de sal y estructuras de extensión durante el Plio - Pleistoceno los cuales tienen un relleno grueso de lutitas y areniscas. Cerca de la costa hay una transición de deltaica a fluvial que después cambia a facies de plataforma después de talud y finalmente a turbiditas de cuenca.

El play Cinco Presidentes ha sido productor desde hace varias décadas. En el campo de Santa Ana, se produce aceite de 32° API, mientras que en Marbella - 1 este aceite es de 26° API. En la parte del continente el pozo Guáricho - 1 produjo aceite de 39° API.

En las Tablas 5.2, 5.3 y Figuras 5.4, 5.5 se tiene la producción de petróleo crudo en miles de barriles diarios conocido hasta el 2008; así como la producción de gas natural en millones de pies cúbicos diarios respectivamente.

Región sur, Cinco Presidentes.

1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
61.5	65.0	60.2	52.6	49.7	41.9	40.6	41.5	43.9	39.4
2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	
37.3	30.7	34.3	37.3	37.7	38.8	39.3	44.6	47.3	

Tabla 5.2 Producción de petróleo crudo por región y activo (miles de barriles diarios).

Región sur, Cinco Presidentes.

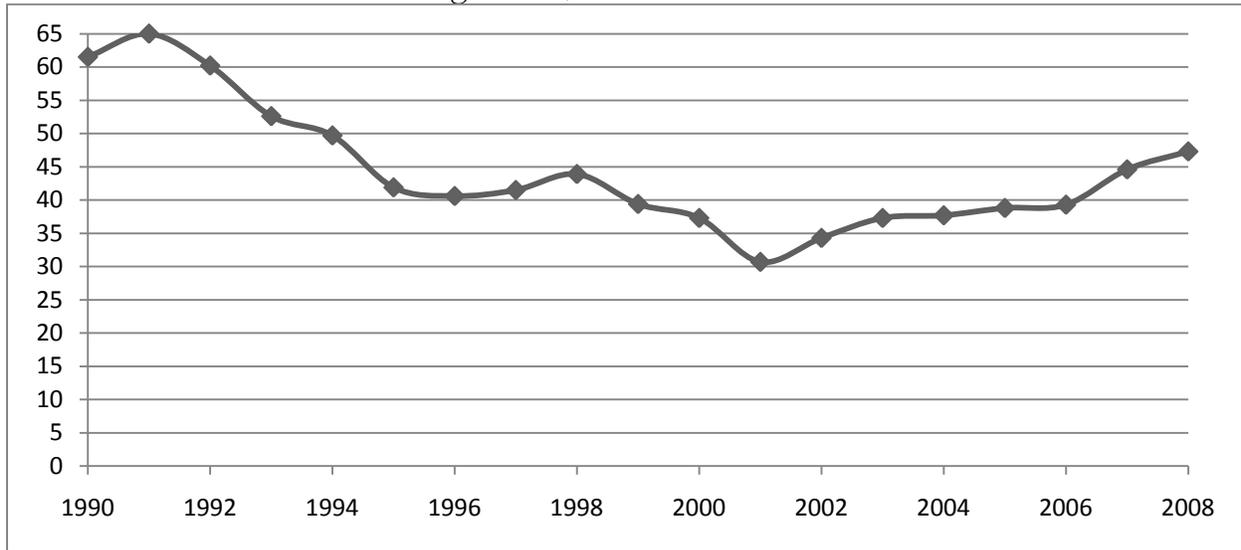


Fig. 5.4 Gráfica de la producción de petróleo crudo en la región de Cinco Presidentes en miles de barriles diarios (PEMEX, 2009).

1990	120.8	1991	126.6	1992	111.6	1993	94.1	1994	77.9	1995	66.7	1996	58.3	1997	60.3	1998	53.8	1999	49.7
2000	47.6	2001	43.9	2002	56.5	2003	58.7	2004	67.8	2005	62.8	2006	56.7	2007	61.4	2008	67.5		

Tabla 5.3 Producción de gas natural por región y activo (millones de pies cúbicos diarios).

Región sur, Cinco Presidentes.

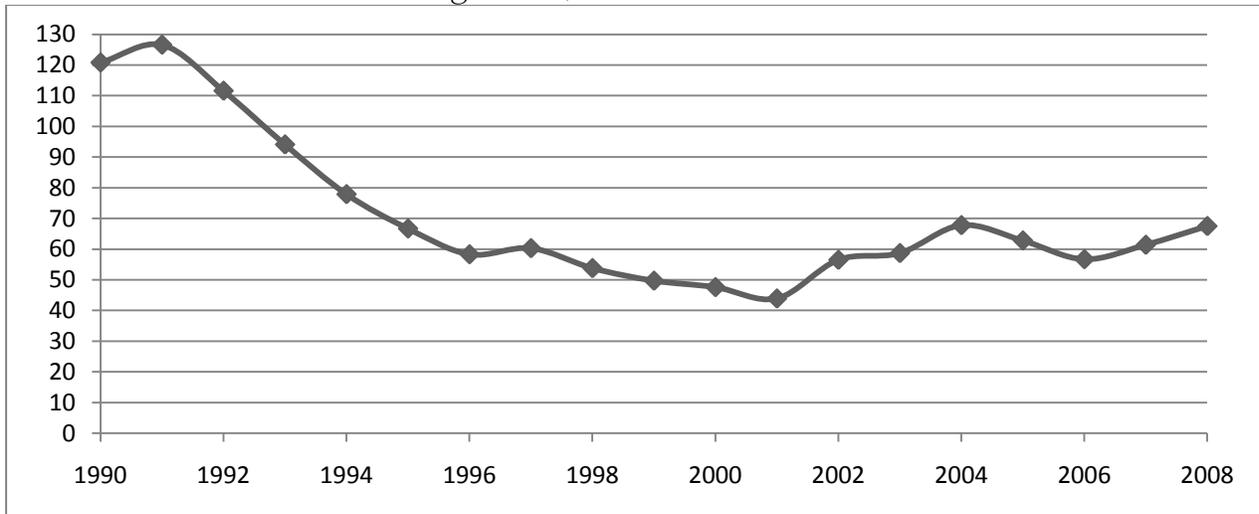


Fig. 5.5 Producción de gas natural en la región de Cinco Presidentes en millones de pies cúbicos diarios (PEMEX, 2009).

Campo Cinco Presidentes

Pozos perforados

Primer perforado Cinco Presidentes-1
 Fecha inicio-fin 06-02-1960, 11-04-1960
 Último perforado Cinco Presidentes-911
 Fecha inicio-fin 20-01-2009, 02-03-2009

Pozos terminados

Primer terminado Cinco Presidentes-1
 Fecha terminación 18-05-1960
 Último terminado Cinco Presidentes-911
 Fecha terminación 15-03-2009

Producción acumulada

Aceite (mdbl) 20,974.54
 Agua (mdbl) 11,054.63
 Gas (mmpc) 19,756.91
 Primer producción 01-01-1999
 Última producción 01-08-2009

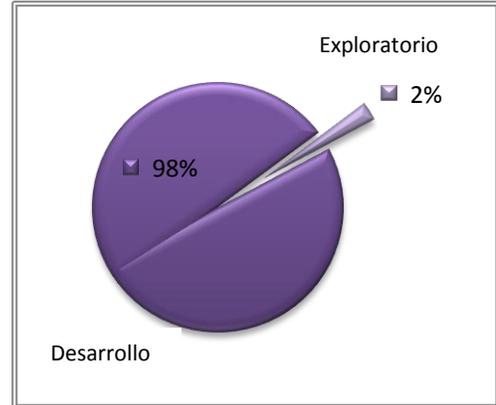


Fig. 5.6 Pozos explorados y en desarrollo del Campo Cinco Presidentes hasta el 2009 (PEMEX).

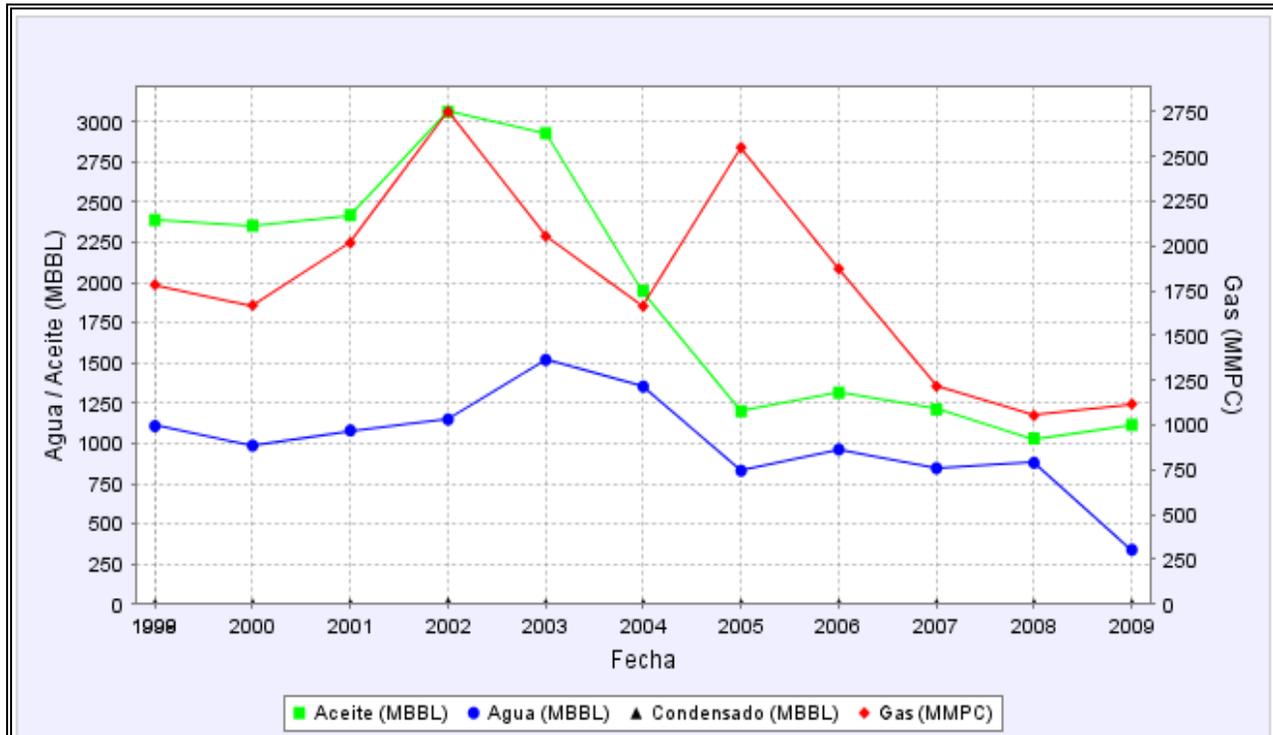


Fig. 5.7 Producción anual del play Cinco Presidentes de aceite (MBBL), agua (MBBL), condensado (MBBL) y gas (MMPC) (PEMEX, 2009).

El play Cinco Presidentes superior (3.0 - 3.8 Ma) ha producido aceite de 26° API y gas en los pozos Yetic - 1 y Namaca - 1; 25° API; Xaxamani - 1; 32° API en campo de Santa Ana, y gas seco en el pozo Campa - 1.

5.1.4 Play Magallanes (Mioceno Medio - Tardío (12.5 - 5.5 Ma).

Este play esta constituido por areniscas formadas por turbiditas, los que se encuentran en estructuras de compresión; está relacionado a los cinturones plegados. Las arenas de turbiditas fueron transportadas por los cañones submarinos hasta aguas profundas, que después se sometieron a esfuerzos que originaron estructuras compresionales. Otras secuencias de interés son las que se encuentran en las minicuecas formadas por evacuación de la sal, produciendo acuñaamientos en las zonas próximas a la cima de las estructuras. Las rocas de sello son secuencias arcillosas que están presentes en muchos intervalos de la secuencia.

Campo Sánchez Magallanes

Pozos perforados

Primer perforado	Sánchez Magallanes-2
Fecha inicio-fin	19-08-1957, 01-10-1957
Último perforado	Sánchez Magallanes-1401
Fecha inicio-fin	16-11-2007, 06-12-2007

Pozos terminados

Primer terminado	Sánchez Magallanes-2
Fecha terminación	01-10-1957
Último terminado	Sánchez Magallanes.1401
Fecha terminación	30-01-2008

Producción acumulada

Aceite (mbbl)	14,065.34
Agua (mbbl)	4,597.89
Gas (mmpc)	12,997.39
Primer producción	01-01-1999
Última producción	01-08-2009

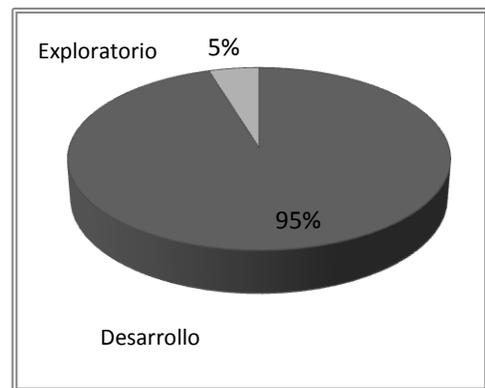


Fig. 5.8 Pozos explorados y en desarrollo del Campo Sánchez Magallanes hasta el 2009 (PEMEX).

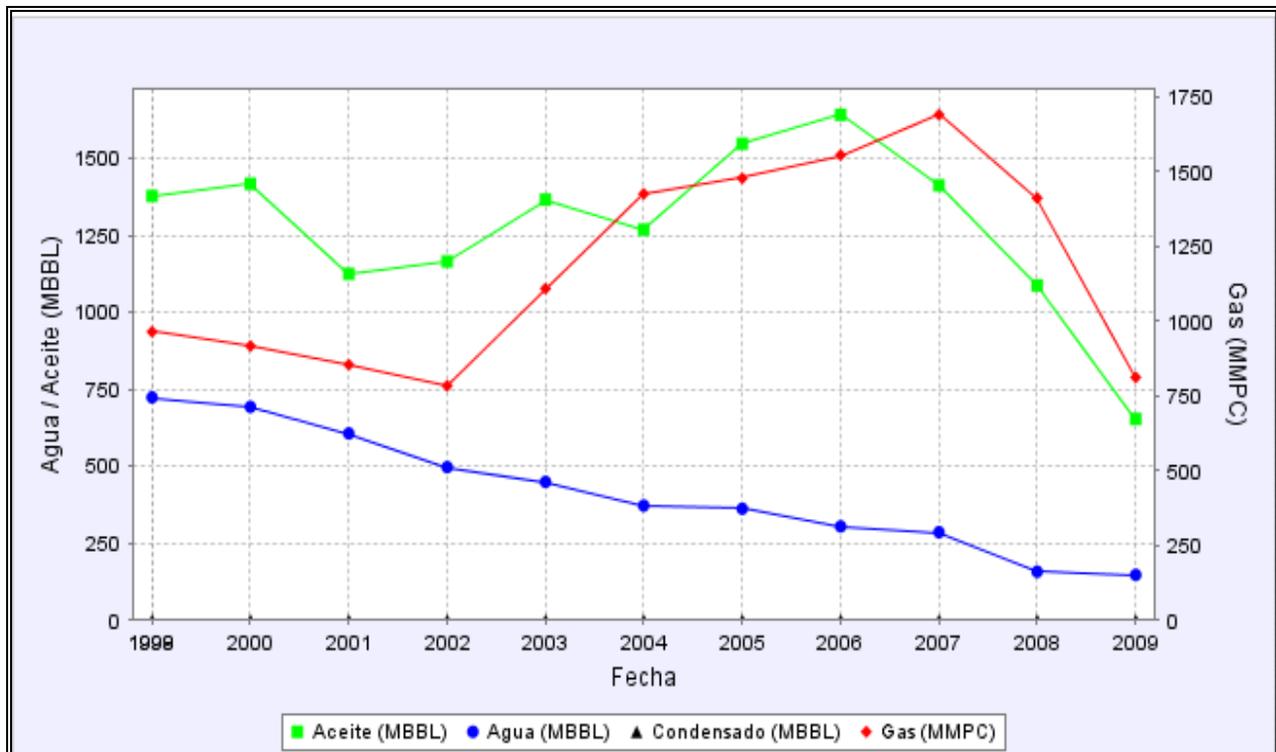


Fig. 5.9 Producción anual del play Sánchez Magallanes de aceite (MBBL), agua (MBBL), condensado (MBBL) y gas (MMPC) (PEMEX, 2009).

Como se describió previamente, la deformación de la Cuenca Salina del Istmo, comenzó durante el Mioceno (12.5 Ma) y disminuyó sustancialmente hace 5.5 Ma, que es también la edad de este play, mismo que demostró su potencial en continente con la perforación del pozo de Gubicha - 1, donde se encontró aceite de 36° API.

5.1.5 Play Blasillo del Mioceno Temprano - Mioceno Medio (21 - 12.5 Ma).

El play Blasillo está compuesto de secuencias clásticas tanto de aguas someras como de arenas turbidíticas; que posteriormente fueron deformados por lo que se originaron grandes anticlinales; el sello son lutitas de aguas someras. En el límite de 5.5 Ma, cuando la deformación compresiva culminó favoreció que se formaran los toldos o canopies de sal somera.

El play Blasillo es subsalino, varía en edad de 21 - 12.5 Ma, esta compuesto por arenas de turbiditas estructurado por plegamientos bajo toldos o canopies de sal. Este play no ha tenido éxito, en el área marina, por los pozos Tascoob - 1, Chichini - 1, Xicope - 1 y Xaxamani -1; sin embargo, este play tiene buen potencial en el área terrestre.

El play del Paleógeno está formado de areniscas en las trampas estructurales y combinadas producidas por el movimiento de la sal.

El play Blasillo subsalino había sido perforado en el pozo de Salsomera - 1 y en la región en la que los pozos se acercan a la costa como Tonalá - 902, Gurumal - 2, Rabasa - 1 y

Palotada - 1, y Yaxche - 1. Este play tiene buenos objetivos a desarrollarse en el corto y mediano plazo.

El play esta en carbonatos del Mesozoico y se encuentra en pliegues originados por la compresión de la sal.

Considerando la base de la producción de los campos, puede ser una meta potencial en nuevos descubrimientos. Los pozos Yagual - 1 y Yaxche - 1 son de aceite y gas, son el ejemplo de acumulación de aceite en este tipo de play. Por lo tanto, estos carbonatos son las metas estratégicas dentro de corto y mediano plazo.

Los play que se describen a continuación, representan proyectos importantes para ser explorados, en el corto y mediano plazo.

5.1.6 Play Nispero (Cretácico Medio Temprano, 134 - 94 Ma).

Este play está formado en secuencias del Cretácico en brechas calcareas de talud producto de la erosión de las plataformas carbonatadas. Los métodos potenciales e información sísmica demuestran que el basamento de esta área es alto en la Cuenca Salina del Istmo, sobre los que se desarrollan las plataformas carbonatadas que fueron desarrolladas en mares someros. En el Cretácico las facies arcillosas de mar abierto y constituyen el sello de este play.

5.1.7 Play Jujito (Jurásico Tardío 144 - 134 Ma).

Este play representa a depósitos oolíticos durante el Jurásico Tardío en depósitos de barras. La definición de este play es basada en identificar el alto basamento donde las plataformas aisladas fueron desarrolladas. Las lutitas del Kimmeridliniano y Tithoniano en el mar abierto las facies de lutitas corresponderian el sello para este play.

5.1.8 Otros campos con sus producciones anuales.

Campo Ogarrío

Pozos perforados

Primer perforado	Ogarrío-1
Fecha inicio-fin	10-04-1957, 10-05-1957
Último perforado	Ogarrío-1319
Fecha inicio-fin	15-01-2009, 31-01-2009

Pozos terminados

Primer terminado	Ogarrío-1
Fecha terminación	23-05-1957
Último terminado	Ogarrío-1482
Fecha terminación	23-02-2009



Fig. 5.10 Pozos explorados y en desarrollo del Campo Ogarrío hasta el 2009 (PEMEX).

Producción acumulada

Aceite (mdbl)	172,224.83
Agua (mdbl)	34,050.66
Gas (mmpc)	78,419.25
Primer producción	01-05-1957
Última producción	01-08-2009

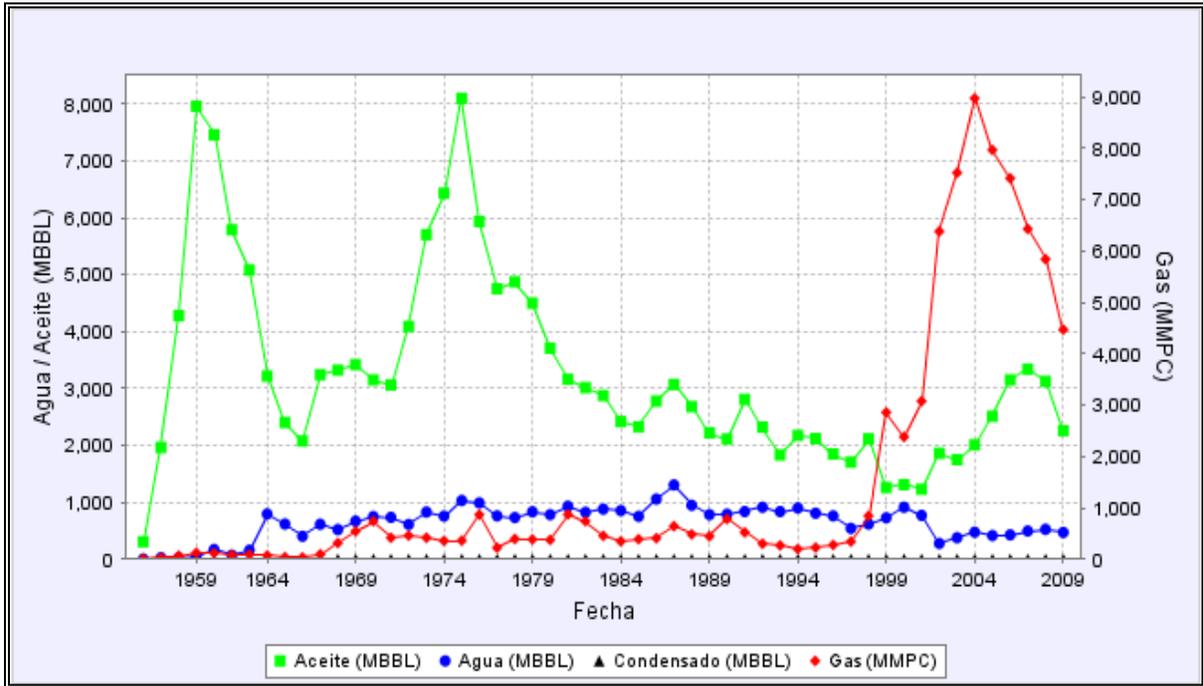


Fig. 5.11 Producción anual del campo Ogarrio de aceite (MBBL), agua (MBBL), condensado (MBBL) y gas (MMPC) (PEMEX, 2009).

Campo Bacal

Pozos perforados

Primer perforado	Bacal-1
Fecha inicio-fin	03-09-1975, 18-02-1976
Último perforado	Chiltota-1
Fecha inicio-fin	01-05-2006, 13-08-2006

Pozos terminados

Primer terminado	Bacal-1
Fecha terminación	03-03-1976
Último terminado	Chiltota-1
Fecha terminación	21-08-2006

Producción acumulada

Aceite (mdbl)	2,980.69
Agua (mdbl)	5,132.59

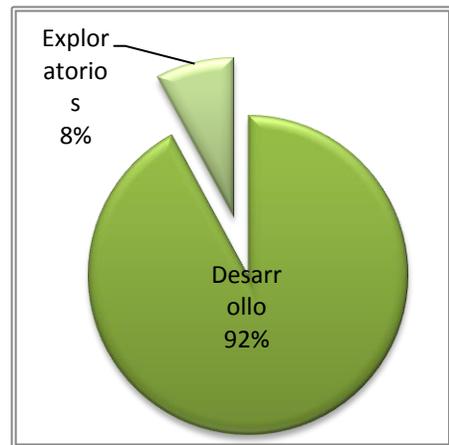


Fig. 5.12 Pozos explorados y en desarrollo del Campo Bacal hasta el 2009 (PEMEX).

Gas (mmpc) 7,931.59
 Primer producción 01-01-1999
 Última producción 01-08-2009

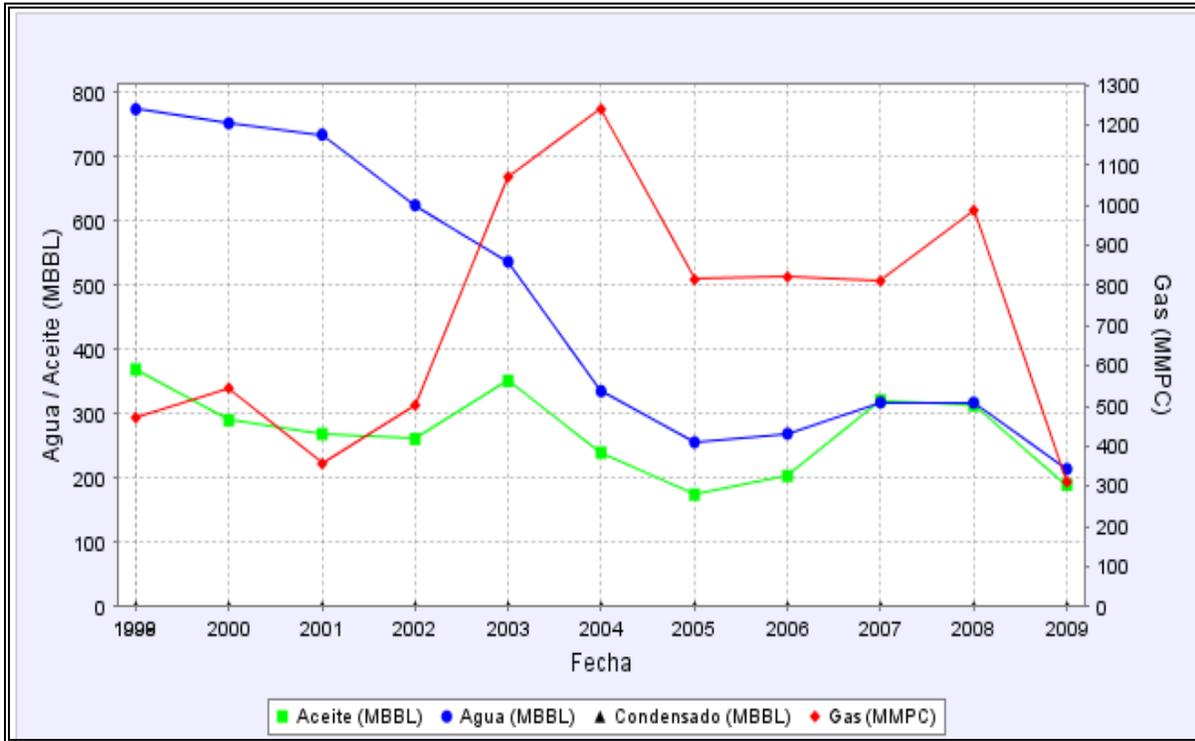


Fig. 5.13 Producción anual de Bacal de aceite (MBBL), agua (MBBL), condensado (MBBL) y gas (MMPC) (PEMEX, 2009).

Campo La Central.

Pozos perforados

Primer perforado La Central-1
 Fecha inicio-fin 17-10-1959, 14-05-1960
 Último perforado La Central-332A
 Fecha inicio-fin 31-10-2004, 21-11-2004

Pozos terminados

Primer terminado La Central-1
 Fecha terminación 29-05-1960
 Último terminado La Central-332A
 Fecha terminación 28-11-2004

Producción acumulada

Aceite (mbbl) 824.09
 Agua (mbbl) 819.56
 Gas (mmpc) 7,891.04

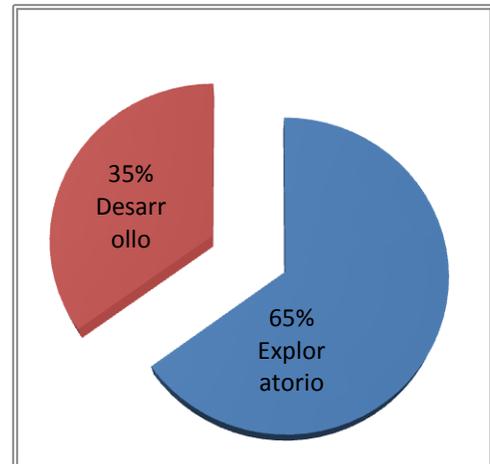


Fig. 5.14 Pozos explorados y en desarrollo del Campo La Central hasta el 2009 (PEMEX).

Primer producción 01-01-1999
 Última producción 01-08-2009

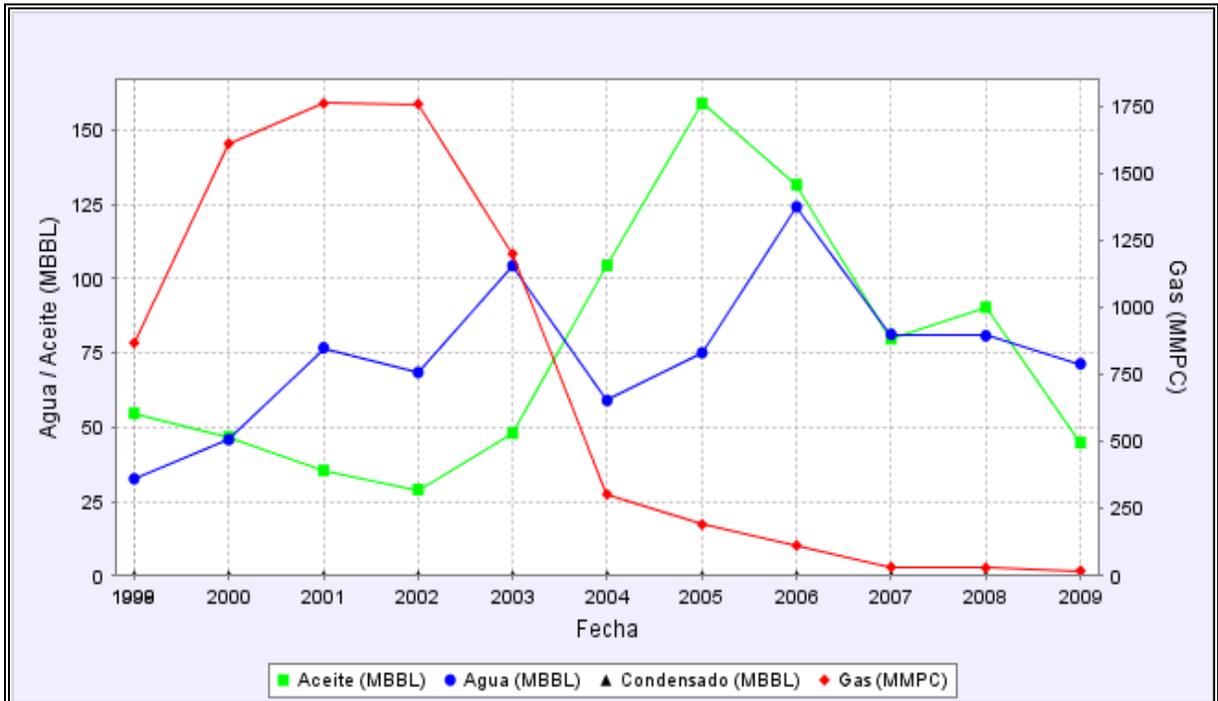


Fig. 5.15 Producción anual de La Central de aceite (MBBL), agua (MBBL), condensado (MBBL) y gas (MMPC) (PEMEX, 2009).

Campo Arrollo Prieto

Pozos perforados

Primer perforado Arrollo Prieto-1
 Fecha inicio-fin 08-11-1953, 16-12-1953
 Último perforado Coyolcali-1
 Fecha inicio-fin 04-01-2006, 23-01-2006

Pozos terminados

Primer terminado Arrollo Prieto-1
 Fecha terminación 16-12-1953
 Último terminado Coyolcali-1
 Fecha terminación 25-02-2006

Producción acumulada

Aceite (mdbl) 246.18
 Agua (mdbl) 14.82
 Gas (mmpc) 3,760.49
 Primer producción 01-01-1999
 Última producción 01-09-2008



Fig. 5.16 Pozos explorados y en desarrollo del Campo Arrollo Prieto hasta el 2009 (PEMEX).

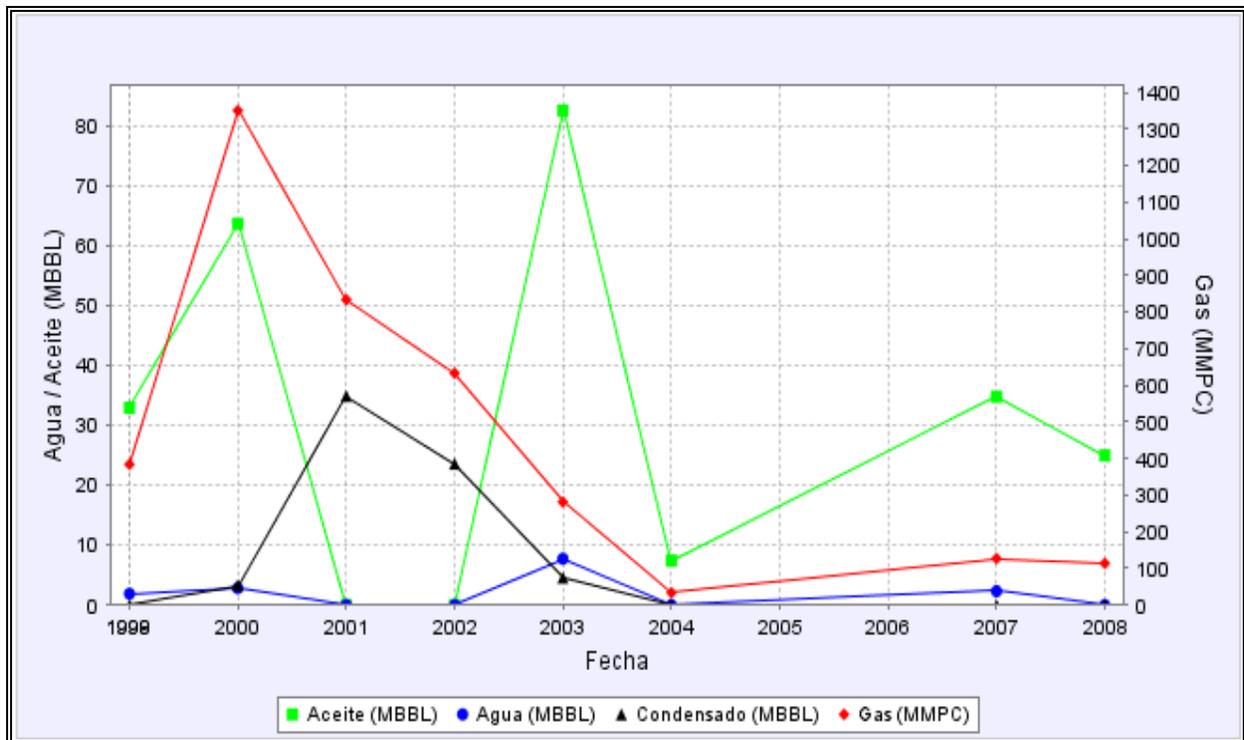


Fig. 5.17 Producción anual de Arroyo Prieto de aceite (MBBL), agua (MBBL), condensado (MBBL) y gas (MMPC) (PEMEX, 2009).

5.2 RESERVAS 1P, 2P, 3P DE LA CUENCA SALINA DEL ISTMO DE ALGUNOS CAMPOS REPRESENTATIVOS.

Actualmente en la Cuenca Salina del Istmo, u extensión hacia el Golfo de México Profundo, donde existen los mayores riesgos y se esperan los mayores volúmenes de hidrocarburos a incorporar, se estima que esta área contribuirá con una producción significativa de aceite y gas natural en el mediano y largo plazos (PEMEX, 2008).

Aunque algunos campos que se encuentran en la Cuenca Salina del Istmo ya tienen más de cien años produciendo, aún en la actualidad se tienen importantes reservas, como se muestra en la siguiente Tabla 5.4, donde se proporcionan los datos de las reservas 1P, 2P, 3P.

CAMPO	PDP		PD		1P		2P		3P	
	ACEITE	GAS	ACEITE	GAS	ACEITE	GAS	ACEITE	GAS	ACEITE	GAS
	MMB	MMMPC	MMB	MMMPC	MMB	MMMPC	MMB	MMMPC	MMB	MMMPC
OGARRIO	7.4	11.7	38.2	69.5	50.0	83.8	70.8	108.8	73.9	147.1
S. MAGALLANES	3.2	3.3	13.7	15.8	22.2	24.4	42.1	44.2	113.1	112.6
SAN RAMON	5.6	3.2	19.0	12.8	37.6	22.1	40.6	23.5	45.4	25.9
RODADOR	4.8	8.7	17.5	27.2	19.5	29.1	19.5	29.1	19.5	29.1
BLASILLO	4.1	6.2	19.7	29.5	20.7	31.3	20.7	31.3	20.7	31.3
CINCO PRESIDENTES	2.3	1.7	14.6	12.3	16.6	14.2	16.6	14.2	16.6	14.2
GUARICHO	1.8	1.7	1.8	1.7	8.3	8.6	14.6	14.9	14.6	14.9
SUBTOTAL MAYORES	29.3	36.5	124.4	168.9	174.8	213.5	224.8	266.0	303.7	375.1
NELASH	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6	16.4	15.2	44.8	22.1	65.1
LOS SOLDADOS	0.9	3.4	1.9	5.7	1.9	5.7	1.9	5.7	1.9	5.7
LACAMANGO	2.7	2.5	3.0	3.7	6.7	7.8	6.7	7.8	6.7	7.8
TIUMUT	0.2	0.2	0.2	0.2	1.0	2.0	2.4	11.3	4.5	14.1
ARROYO PRIETO	0.0	0.0	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	1.5	24.7
SUBTOTAL MENORES	3.8	6.2	5.6	10.4	15.7	32.6	26.8	70.2	36.8	117.3
MOLOACAN	2.5	1.2	2.5	1.2	2.5	1.2	2.5	1.2	2.5	1.2
BACAL	0.6	2.8	1.2	3.2	1.2	3.2	1.2	3.2	1.2	3.2
OTATES	0.4	0.6	1.4	3.2	1.4	3.2	1.4	3.2	1.4	3.2
LA CENTRAL	0.2	0.1	0.3	4.0	0.3	4.0	0.3	4.0	0.3	4.0
CUICHAPA	0.3	0.9	0.3	0.9	0.3	0.9	0.3	0.9	0.3	0.9
CERRO NANCHITAL	1.0	0.1	1.2	0.1	1.2	0.1	1.2	0.1	1.2	0.1
SUBTOTAL OTROS	5.0	5.6	6.9	12.6	6.9	12.6	6.9	12.6	6.9	12.6
TOTAL	38.1	48.3	136.9	191.9	197.5	258.7	258.6	348.8	347.5	505.1

Tabla 5.4 Reservas IP, 2P y 3P, por campo y por tipo de fluido al 1 de enero del 2009 (PEMEX, 2009).

CONCLUSIONES

La Cuenca Salina del Istmo pertenece a las Cuencas petroleras del Sureste, que cubren una extensión aproximada de 17,000 kilómetros cuadrados, incluyendo su porción marina.

En la Cuenca Salina del Istmo existen intrusiones de grandes masas de sal jurásica de diferentes tamaños, formas y geometrías (domos salinos, diapiros, diques, toldos (canopies), otras estructuras salinas).

La tectónica salina y las características físicas de la sal, nos ayudan a entender el origen y evolución de los cuerpos salinos.

El relleno Terciario y Cuaternario de la cuenca se caracteriza por estar formada por rocas clásticas, sedimentos arcillosos y arenosos, intrusionadas en muchos casos por masas salinas que provocaron la formación de estructuras salinas complejas.

Existen las estructuras salinas diapíricas que se forman por la intrusión de la masa salina en la cubierta sedimentaria, son de gran amplitud y las estructuras salinas no diapíricas son de baja amplitud, son las primeras que se forman en el proceso de deformación de la masa salina, presentan relieves suaves en sus cimas y se les considera inmaduras.

La Cuenca Salina del Istmo comparte la historia geológica del resto del Golfo de México, que inicia su historia de sedimentación marina en el Jurásico, tiempo que ocurrió la apertura oceánica que evolucionó a una cuenca de margen pasiva.

La geología estructural corresponde a varios anticlinales, diapiros, domos, toldos (canopies), diques, etc., se presentan con una orientación preferencial de noroeste-sureste y noreste-suroeste; algunas fallas normales de diferentes desplazamientos y afectan los diferentes niveles estratigráficos.

El sistema petrolero en la Cuenca Salina del Istmo se encuentra de la siguiente manera: roca generadora del Tithoniano, roca almacenadora de areniscas, roca sello del Paleoceno - Oligoceno Superior, la migración en diferentes niveles estratigráficos, desde el Jurásico Tardío, las trampas de tipo estructural y sincronía.

RECOMENDACIONES.

Realizar más trabajos de investigación, ya que se ha publicado muy poco sobre las características geológicas y petroleras de la Cuenca Salina del Istmo, sobre todo del Golfo de México Profundo.

Continuar realizando trabajos de exploración en la La Provincia Salina del Golfo Profundo, para conocer su potencial petrolero y el futuro de esta área para su explotación.

Intensificar los estudios y continuar aplicando las nuevas tecnologías como la sismología de cuerpos subsalinos y los estudios para la recuperación secundaria, que permitan incrementar los niveles de reservas y producción.

Seguir con la exploración del subsuelo profundo por medio de pozos exploratorios en áreas donde no hay desarrollo de campos, con la obtención de núcleos representativos para encontrar nuevas posibilidades de yacimientos.

Aplicar las nuevas tecnologías disponibles en el mundo para poder documentar mejor a las oportunidades y localizaciones exploratorias asociadas a tectónica salina, tanto de la Cuenca Salina como de otras oportunidades en el norte del Golfo de México en Aguas Territoriales Mexicanas.

Buscar la forma de que las empresas petroleras apoyen a los alumnos de estudios superiores a obtener información para el estudio de las zonas con cuerpos salinos y así entender mejor sus características litológicas y geológicas para lograr una mejor formación profesional.

Respetar la legislación relacionada al cuidado del medio ambiente al explorar y explotar hidrocarburos en el mar para la preservación de flora, fauna y las comunidades ya que en algunas ocasiones el daño al ambiente es irremediable.

BIBLIOGRAFÍA

Andraca Sánchez, 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.

Arellano-Gil, J., Yussim-Guarneros, S. y Aguilar-Pérez, L. A., 2004. *Origen y características de los domos de sal de la Cuenca Salina del Istmo*. Libro de resúmenes de la IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro., p. 71-72.

Bartok, P., 1993. *Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region*, Tectonics, Vol. 12, No. 2, p. 441-459.

Basurto Borbolla, J.G., 1992. *Tectónica salina y su expresión sísmica en el sureste de México y Sur del Golfo de México*, Tesis de Maestría, Posgrado de Ingeniería, UNAM, p. 25-36.

Benavides García L., 1983. *Domos Salinos del Sureste de México, Origen: Exploración: Importancia Económica*, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos petroleros, Vol. XXXV, No. 1, p. 9-35.

Caballero G. E., Clara V.L., Villanueva R.L., 2008. *Evaluación del Sistema Petrolero Jurásico Superior Tithoniano - Cretácico (i) en el Sureste de México*, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 1, No. 2, p. 3-9.

Calderón García, A., 1951. *Condiciones estratigráficas de las formaciones miocenas de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*, Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Camargo Z. A., 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 Miranda 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., Patiño J., Guzzy M., 2006. *Cuencas terciarias del sureste un siglo de producción petrolera 1906-2006.*, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 3 No. 1, p. 5-13.

Castillo Tejero, C., 1955. *Bosquejo estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*, Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., Vol. 7, p. 175-212.

Cruz Ambrosio, A., 1987. *Prospección geológica minera en el oeste del domo de Jáltipan, Veracruz*. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. Inédita.

Dana, E.S., Ford W.E., 1969. *Tratado de Mineralogía*, editorial Continental, México.

Diego Ortiz, G., 2004. *Modelado estructural en las regiones centro y sur del Istmo de Tehuantepec*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Enciso de la Vega, S., 1963. *Estudio Mineralógico y Petrográfico de algunos domos salinos del Istmo de Tehuantepec*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Instituto Mexicano del Petróleo, 1972. *Foraminíferos bentónicos del terciario superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*, subdirección de tecnología de exploración, Vol. 1, p. 1-11.

Gibson, J.B., 1936b. *Estratigrafía y tectónica de la zona costera del Golfo de México*, Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., Vol. 5, p. 274-276.

Guzmán A., 2002. *Estado de la Exploración petrolera de México*, p. 1-40.

Halbouty Michel, T., 1979. *Salt domes, Gulf region, United States & Mexico*, Houston Texas, 2nd ed.

Hidalgo Caraveo, F. M., 2006. *El sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz*, Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Holguín, Q. N., Brooks, J.M., Román, R., Bernard B., Lara J., Zumberge, J.E., Medrano, M.L., Rosenfeld, J., De Faragó, M., Maldonado, V.R. y Martínez, G., 2005. *Estudio Regional de Manifestaciones Superficiales de aceite y gas en el Sur del Golfo de México, su origen e implicaciones exploratorias*, p. 20-41.

Hungsberg, Ulrich, 1960. *Origen del Azufre en el casquete de los domos salinos - Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín 51, p. 13-26.

Hungsberg Engelmann, Ulrich, 1958. *Estudio preliminar del origen del azufre de cap-rock de los domos de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*, Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

H. Contreras V. y M. Castillon B. 1960. *Morfología de los domos salinos del Istmo de Tehuantepec*, en Publicación especial No. 4 Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (50 Aniversario) La Cuenca Salina del Istmo/Comalcalco, p- 533-572.

- INEGI, 2005. *“Municipios de los Estados Veracruz, Chiapas y Tabasco”*.
- Jackson M., 1995. *Retrospective salt tectonics, salt tectonics: a global perspective: American of Association of Petroleum Geologist*, AAPG, Memoir 65, p. 1-28.
- Jackson M. & Talbot C., 1991. *A Glossary of salt tectonics*, Bureau of Economic Geology, geological circular 91-4, p. 1-44.
- León Ramírez, C., 2001. *Delimitación de estructuras salinas 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.
- López Ortiz, J.L., 1976. *Estudio Geológico Minero del domo Jáltipan*, Tesis de licenciatura, ESIA, IPN. p. 16-28.
- Macías M.J, Serrat V.C., 1987. *Formas regionales de la exploración petrolera en Tabasco*, No. 141, Cuadernos de la casa Chata, Centro de investigaciones y estudios superiores en antropología social.
- Mancilla Castillo, J.A., 1995. *Tecnología para el almacenamiento de crudo en domos salinos*, Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. p. 21-40.
- Marton G., Buffler, R., 1994. *Jurassic reconstruction of the gulf of Mexico basin*, International Geology Review, V. 36, p. 545-586.
- Montgomery, H., E. A. Pessagno, J. F. Lewis, and J. Schellekens, 1994. *Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean*, Tectonics, V. 13, p. 725-732.
- Moore, G.W. y Del Castillo, G.L., 1974. *Tectonic Evolution of the Southern Gulf of Mexico*, Geol. Soc. Am. Bull., V. 85.
- Ortiz Nava, 2004. *Los yacimientos de azufre y sus problemas de contaminación*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, Inédito, p. 17-25.
- Oviedo Pérez, A., 1996. *Evolución neógena de las cuencas terciarias del sureste*, Tesis de maestría, Posgrado de Ingeniería, UNAM. Inédito.
- Padilla y Sánchez R.J., 2007. *Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana” Tomo LIX, No. 1, p. 19-42.
- PEMEX, 2000. Región Sur, *“Historia de la Región Sur”*, Texto Inédito.

PEMEX, 2004. *“Las reservas de hidrocarburos de México”*, Evaluación al 1 de enero de 2004.

PEMEX, 2005. *“Las reservas de hidrocarburos de México”*, Evaluación al 1 de enero de 2005.

PEMEX, 2006. *“Las reservas de hidrocarburos de México”*, Evaluación al 1 de enero de 2006.

PEMEX, 2007. *“Las reservas de hidrocarburos de México”*, Evaluación al 1 de enero de 2007.

PEMEX, 2008. *“Las reservas de hidrocarburos de México”*, Evaluación al 1 de enero de 2008.

PEMEX, 2009. *“Las reservas de hidrocarburos de México”*, Evaluación al 1 de enero de 2009.

PEMEX & Pindell, J., 2002. *Origen, evolución e importancia económica Petrolera del Sureste de México (Cuenca de Macuspana)*, informe técnico interno.

Pindell, J.L., 1982. *Permo-triassic reconstruction of western pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region*, Tectonics, V. 1, No. 2, p. 179-211.

Pindell, J. L., 1985. *Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean*. Tectonics, V. 4, p. 1-39.

Pindell, J.L., 2001. *Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean*, p. 1-51.

Rosales-Domínguez, M.C., Grajales-Nishimura, J.M., Carreño A.L., 2005. *“Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo”*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 22, No. 3, p. 419-428.

Salvador, A., 1987. *Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico basin*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 71, No. 4, p. 419-451.

Salvador, A., 1991. *Origin and development of the Gulf of Mexico Basin*, A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geology of North America, V. J, p. 389-444.

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.

Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT), 2008. Mapa.

Sosa P. A., Cárdenas L. C., Cárdenas L. J., Pinto G. O., Hernández P. M., Guzzy A. M., Castellanos R., 2005. *Interpretación Geológica Integrada en el área de la porción austral de la Cuenca Salina del Istmo y su impacto en la definición de "plays" neógenos*. p. 39-50.

Soto-Cuervo A., Ortega-González V., and Mora-Oropeza G; 2004. "*Present and Future of the Salina Istmo Basin and its Offshore Extension into the Gulf of Mexico*". PEMEX Exploration & Production.

Venegas Mora R., 2010. "*Evaluación petrolera de la cuenca salina del istmo*", Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, Inédito.

Referencias de minerales.

- 1 <http://www.mineral-s.com/sal-gema.html>
- 2 http://www.fabreminerals.com/LargePhoto.php?FILE=specimens/s_imagesI9/NX9I9.jpg&CODE=NX9I9&NAME=Yeso&LANG=ES
- 3 <http://www.territorioscuola.com/wikipedia/es.wikipedia.php?title=Anhidrita>
- 4 <http://www.mineralatlas.com/mineral%20photos/A/anhydritecp.htm>
- 5 <http://www.mineralatlas.com/mineral%20photos/C/carnallitecp.htm>