



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

ESTUDIO SEDIMENTARIO Y DELIMITACIÓN SISMO-ESTRATIGRÁFICA DE UN  
COMPLEJO DE ABANICOS DE TALUD DEL MIOCENO SUPERIOR BASAL EN  
LA SUBCUENCA DE COMALCALCO

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

PRESENTA:  
CHRISTIAN JAZZAMOART VILLEBARDET OLIVARES

TUTOR PRINCIPAL  
DR. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ,  
DIVISIÓN CIENCIAS DE LA TIERRA, FACULTAD DE INGENIERÍA

MÉXICO, D. F., DICIEMBRE 2015

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente: DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

Secretario: DR. RICARDO J. PADILLA Y SÁNCHEZ

Vocal: DR. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ

1er. Suplente: DR. GORGONIO GARCÍA MOLINA

2º. Suplente: M. C. DAVID ESCOBEDO ZENIL

Lugar donde se realizó la tesis: MÉXICO, D. F.

**TUTOR DE TESIS:**

GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ

---

**FIRMA**

**Dedicatoria.**

---

Este trabajo está dedicado a:

Carolina Bolayna

A mi mamá, Consuelo Olivares

A mi papá, Vicente Villebardet

A mis hermanos, Mildred y Johanán

A mi familia, amigos y profesores.

**Agradecimiento.**

---

Deseo agradecer profundamente a Pemex Exploración y Producción, por la gran oportunidad que me brindó de cursar esta Maestría.

Un especial reconocimiento a mi Tutor de Tesis, Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz, por la orientación y continua supervisión, pero sobre todo por el apoyo y dedicación recibido a lo largo de estos años.

Igualmente externo mi agradecimiento al Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, Dr. Ricardo J. Padilla y Sánchez, Dr. Gorgonio García Molina y M. C. David Escobedo Zenil por las sugerencias recibidas.

A mis profesores, compañeros de generación y de trabajo, por ayudarme alcanzar esta nueva meta.

Gracias.

## **Resumen.**

---

El presente documento se enfoca en el análisis estratigráfico secuencial del intervalo correspondiente al Mioceno Superior basal en el área que abarca el estudio sísmico Shuco-Colibrí 3D, el cual se ubica en la provincia geológica Cuencas del Sureste dentro del depocentro terciario de la subcuenca de Comalcalco. La subcuenca de Comalcalco es una depresión asociada a la evacuación de sal, originando fallas extensionales lístricas con una orientación preferencial SW-NE.

La base del Mioceno Superior se caracteriza por un sistema muy retrasado, con un complejo de abanicos de talud muy desarrollado, mientras que al final de la secuencia se observa una fuerte progradación que provoca el rápido avance de la plataforma hacia el norte, progradación que coincide con el levantamiento de la Sierra de Chiapas y la exhumación del Macizo Granítico de Chiapas.

Este trabajo inicia con la recopilación y síntesis de los antecedentes exploratorios, tanto geológicos, geofísicos, como de producción. Se integró la columna litológica de cada pozo, la cual fue calibrada con el registro de rayos gamma y con el registro de densidad, tomando como referencia la información de las descripciones litológicas existentes. Para la calibración de los ambientes de depósito en la secuencia, se revisaron los núcleos cortados en este nivel. Posteriormente, se interpretaron los principales alineamientos estructurales dentro del área, así como las fallas principales.

Mediante la aplicación de la Estratigrafía Sísmica, la Estratigrafía de Secuencias y la Geomorfología Sísmica se subdividió el intervalo Mioceno Superior basal en secuencias estratigráficas de menor orden; también se desarrolló una interpretación estratigráfica secuencial para definir la geometría, además de la extensión geográfica y estratigráfica de un complejo de abanicos de talud, facies con producción en varios campos petroleros en el sureste del país.

**Contenido.**

<u>Capítulo 1:</u>	<u>Generalidades.....</u>	<u>1</u>
1.1.	Objetivo.....	1
1.1.1.	Objetivo General.....	1
1.1.2.	Objetivos Particulares o Específicos.....	1
1.1.3.	Alcance.....	1
1.2.	Metodología a utilizar.....	2
1.3.	Ubicación del área de estudio.....	3
1.4.	Antecedentes del área.....	4
1.4.1.	Antecedentes Geológicos.....	4
1.4.2.	Antecedentes Geofísicos.....	7
1.4.3.	Antecedentes de Producción.....	9
<u>Capítulo 2:</u>	<u>Marco Geológico.....</u>	<u>14</u>
2.1.	Marco Tectónico Regional.....	14
2.1.1.	Fase I: Rifting del Triásico-Jurásico (~230-144 Ma).....	15
2.1.2.	Fase II: Deriva Pasiva del Jurásico Tardío (144-130 Ma).....	19
2.1.3.	Fase III: Subsistencia térmica del Cretácico Temprano (130-98 Ma).....	20
2.1.4.	Fase IV. Flexura cortical y colisión del Arco (98-66.5 Ma).....	22
2.1.5.	Fase V: Orogénesis Oblicua y Relajación (66.5 - 49.5 Ma).....	23
2.1.6.	Fase VI: Transpresión (49.5 Ma - Presente).....	23
2.1.7.	Fase VII: Orogénesis del Mioceno (25.2 Ma).....	24
2.2.	Estratigrafía.....	26
<u>Capítulo 3:</u>	<u>Fundamentos Teóricos.....</u>	<u>35</u>
3.1.	Abanicos submarinos de talud.....	35
3.1.1.	Definición.....	35

3.1.2.	Secuencia Bouma .....	36
3.2.	Estratigrafía de Secuencias.....	37
3.2.1.	Definición. ....	37
3.2.2.	Secuencia Estratigráfica.....	38
3.2.3.	Systems Tracts.....	39
1.	Sistema de la Etapa de Descenso – <i>Falling-Stage Systems Tract</i> (FSST). ....	41
2.	Sistema de Nivel Bajo – <i>Lowstand Systems Tract</i> (LST).....	41
3.	Sistema Transgresivo – <i>Transgressive Systems Tract</i> (TST).....	42
4.	Sistema de Nivel Alto – <i>Highstand Systems Tract</i> (HST). ....	42
5.	Sistema Regresivo – <i>Regressive Systems Tract</i> (RST). ....	43
3.2.4.	Superficies de la Estratigrafía de Secuencias. ....	43
1.	Definición.....	43
1.	Discordancia sub-aérea.....	44
2.	Conformidad correlativa.....	45
3.	Superficie de máxima inundación. ....	45
4.	Superficie regresiva máxima.....	46
5.	Superficies transgresivas de erosión. ....	46
6.	Superficie regresiva de erosión marina. ....	46
3.3.	Conceptos Sísmicos. ....	47
3.3.1.	Facies Sísmicas. ....	47
3.3.2.	Atributos Sísmicos.....	49
	Atributos de Amplitud.....	49
	Atributos de Traza Compleja.....	52
<u>Capítulo 4:</u>	<u>Análisis e integración de información.....</u>	<u>54</u>
4.1.	Compilación y generación de la base de datos. ....	54
4.2.	Definición de la columna litológica.....	55
4.3.	Análisis y descripción de Núcleos.....	58
4.3.1.	Par-4. Núcleo-1: 4837-4846 m. ....	58
4.3.2.	Tec-3. Núcleo-1: 4000-4003.5 m.....	59
4.4.	Análisis e interpretación de electrofacies.....	60
4.5.	Definición del marco estructural.....	65

---



---

4.5.1. Resolución sísmica vertical. ....	65
4.5.2. Calibración tiempo-profundidad. ....	66
4.5.3. Interpretación Sísmica.....	72
4.5.4. Mapeo estructural.....	75
4.6. Expresión Sísmica. ....	76
4.6.1. Extracción de Atributos Sísmicos. ....	76
4.6.2. Análisis de facies sísmicas.....	77
<u>Capítulo 5: Resultados. ....</u>	<u>79</u>
5.1. Marco Estratigráfico Secuencial. ....	79
5.2. Interpretación de facies sísmicas y atributos sísmicos. ....	82
5.3. Descripción del modelo sedimentario. ....	85
<u>Capítulo 6: Conclusiones. ....</u>	<u>88</u>
<u>Índice de Figuras y Tablas. ....</u>	<u>89</u>
Figuras.....	89
Tablas. ....	93
<u>Referencias Bibliográficas. ....</u>	<u>94</u>

## Capítulo 1: Generalidades.

---

### 1.1. Objetivo.

#### 1.1.1. Objetivo General.

Definir los cambios de facies y con esto la distribución lateral y vertical de un complejo de abanicos de talud del Mioceno Superior basal en la subcuenca de Comalcalco, para establecer un modelo sismo-estratigráfico, mediante la aplicación de la Estratigrafía Sísmica, la Estratigrafía de Secuencias y la Geomorfología Sísmica.

#### 1.1.2. Objetivos Particulares o Específicos.

Desarrollar una interpretación estratigráfica secuencial para definir la geometría, así como la extensión geográfica y estratigráfica de un complejo de abanicos de talud del Mioceno Superior basal.

Subdividir al intervalo Mioceno Superior en secuencias estratigráficas de menor orden.

Definir los atributos sísmicos para diferenciar las facies sedimentarias.

Generar el mapa de distribución de facies.

Definir con base en el modelo zonas con mejores características de roca almacén.

#### 1.1.3. Alcance.

Generar un modelo de la distribución de facies de un complejo de abanicos de talud del Mioceno Superior basal, con base en la integración de la información geológica (litológica, paleontológica y petrográfica), de electrofacies, facies sísmicas y atributos sísmicos. Aplicando las metodologías de Estratigrafía Sísmica, Estratigrafía de Secuencias y Geomorfología Sísmica.

## 1.2. Metodología a utilizar.

1. Validación y carga de información a una base de datos: datos generales de pozos, información geológica (litológica, paleontológica y petrográfica), información de núcleos, registros geofísicos, datos mecánicos, de producción e información sísmica.
2. Definición de la columna litológica.
3. Análisis y descripción de núcleos.
4. Definición de la columna estratigráfica con base en el análisis de las descripciones litológicas, petrográficas y paleontológicas. Calibración y correlación de cimas con registros geofísicos.
5. Con base en la geometría de las curvas de los registros geofísicos, definir las electro-facies y su interpretación.
6. Definición del marco estructural.
7. Definición del marco estratigráfico secuencial.
8. Definición de las facies sísmicas, tomando en cuenta la respuesta sísmica: forma de la ondícula, patrones sísmicos internos, patrones de terminación de reflexiones y su distribución.
9. Generar un modelo aplicando los atributos sísmicos que permitan diferenciar facies sedimentarias, aunado con la integración de la información geológica, de electro-facies y facies sísmicas.

### 1.3. Ubicación del área de estudio.

El área de estudio se localiza en el sureste de la República Mexicana, a 50 km al N 47° 46' W de la ciudad de Villahermosa y a 10.5 km al N 73° 30' W de la ciudad de Comalcalco, en el estado de Tabasco.

Se ubica fisiográficamente en la Llanura Costera del Golfo Sur, en la provincia geológica Cuencas del Sureste dentro de la subprovincia Salina del Istmo (Figura 1.3.1), en el depocentro terciario de la Subcuenca de Comalcalco (Figura 1.4.1.1).

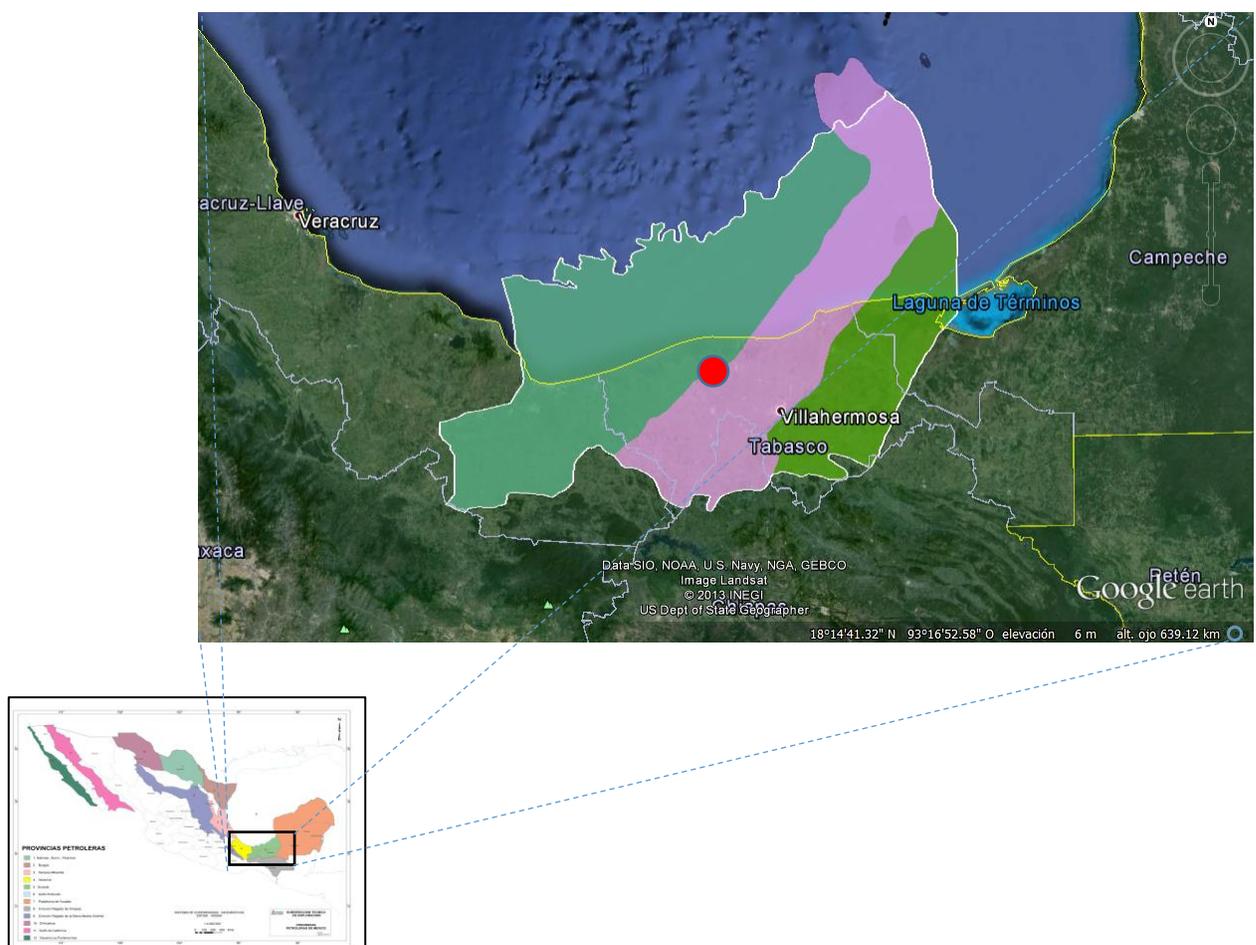


Figura 1.3.1: Provincias geológicas.

## 1.4. Antecedentes del área.

### 1.4.1. Antecedentes Geológicos.

La provincia geológica Salina del Istmo abarca desde el frente de la Sierra de Chiapas en el sur hasta la isobata de 500 m al norte, limitando al oeste con la Cuenca de Veracruz y al este con el Pilar Reforma-Akal.

Estructuralmente se caracteriza por diapiros, paredes, lengüetas y toldos de sal que dieron lugar a la formación de cuencas por evacuación de sal, tales como la de Comalcalco (Figura 1.4.1.1), y minicuevas entre cuerpos salinos. Esta provincia incluye en su porción sureste a la cuenca de Comalcalco, por su origen está asociada a la carga de sedimentos y evacuación de sal.

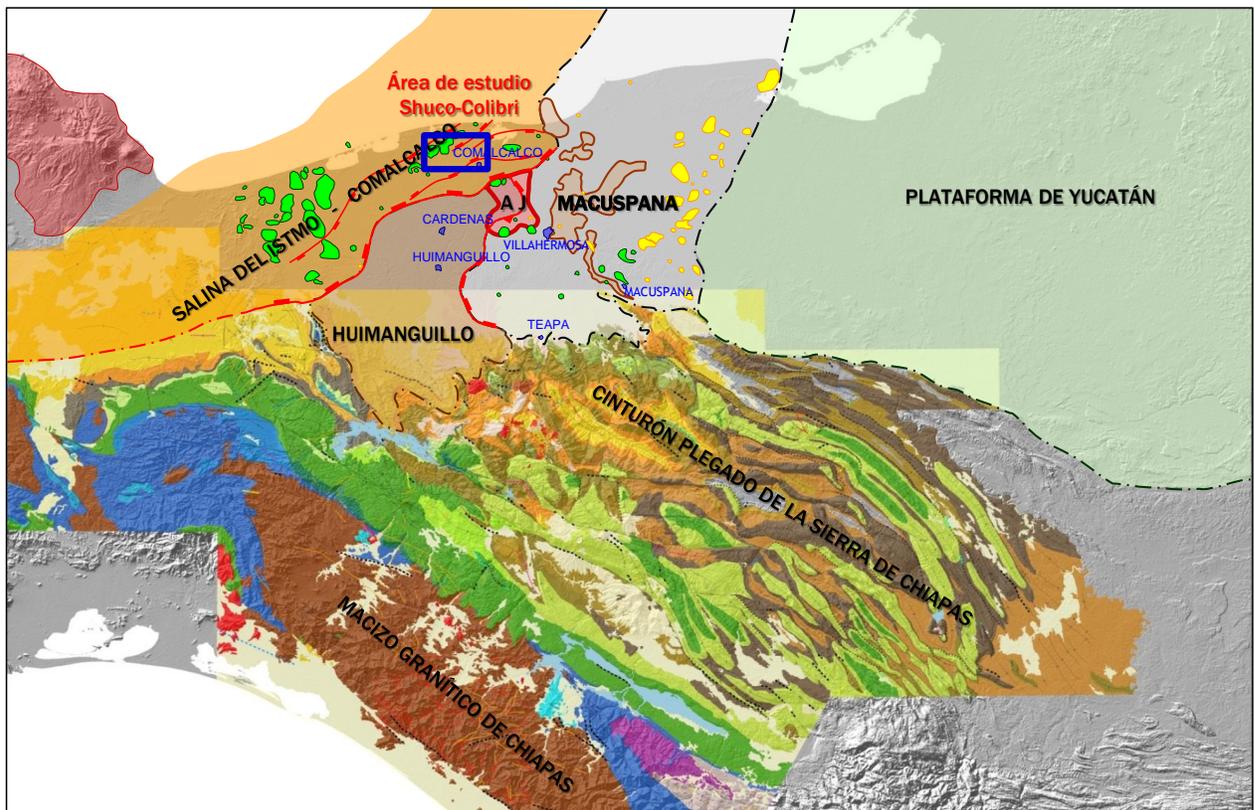


Figura 1.4.1.1: Ubicación del área de estudio dentro de los depocentros terciarios en el área de las Cuencas del Sureste Terrestre.

Las rocas mesozoicas y paleógenas están estructuradas, ya sea por plegamiento y fallamiento con dirección noreste-suroeste y vergencia hacia el noroeste, o por rotación de capas en los pedestales de los diapiros salinos; mientras que en el Terciario se presentan estructuras dómicas asociadas a masas salinas, fallas lítricas con inclinación al noroeste que afectan incluso hasta el Mesozoico y fallas lítricas contra-regionales con inclinación al sureste (Oviedo-Pérez, 1998; Gómez-Cabrera, 2003; Robles-Nolasco *et al.*, 2004; Soto-Cuervo *et al.*, 2004; Cruz *et al.*, 2010).

Dentro de la Cuenca de Comalcalco se han desarrollado los estudios regionales de Plays: Proyecto de Plays Terciarios Reforma-Comalcalco (2003-2004) y el Proyecto Estratégico Interregional Cuenca de Comalcalco Yaxché-Tupilco (CPMC/AES, 2008-2009).

En el Proyecto Estratégico Interregional Cuenca de Comalcalco Yaxché-Tupilco (CPMC/AES, 2008-2009) cada uno de los niveles interpretados en la Cuenca de Comalcalco representa una superficie de máxima inundación (*mfs*), fácil de mapear a través de toda la cuenca por su continuidad, representan también zonas de diversidad y abundancia, lo cual permite asignarles una edad geológica absoluta y controlar la edad de los plays productores (CPMC/AES, 2008-2009).

En dicho estudio se definió la cima de la secuencia MOCNL-10, la cual equivale a una superficie de máxima inundación (*mfs*) de tercer orden, esta secuencia corresponde a la parte basal del Mioceno Superior.

En la Tabla 1.4.1.1 se muestran las secuencias establecidas en los estudios regionales de plays y su correspondencia con las superficies de máxima inundación establecidas por W. Wornardt (2001) en el Golfo de México.

HARDENBOL 1998			MFS LETTER DESIGNATION OF WORNARDT THIS PAPER	MFS HAQ et al. 1987	MFS WORNARDT THIS PAPER	
SERIES	STAGES	AGES				
Pleistoceno	Holoceno		*lo8	0.006	0.006	
	Ioniano		*lo7		0.16	
			*lo6		0.26	
			*lo5		0.36	
			*lo4		0.46	
			*lo3		0.56	
			*lo2		0.66	
			*lo1		0.76	
	Calabriano	0.95	*Cala2	0.96	*0.96	
			*Cala1	1.3	*1.47	
*Ge2				*1.59		
Plioceno Upper	Gelasiano	1.77	*Ge1		*2.21	
			*Pla2		*2.59	
Plioceno Low	Piacenziano	2.60	*Pla1	2.7	*2.88	
	Zancleano	3.58	*Za2	3.4	*3.58	
			*Za1	4.0	*4.00	
Mioceno Upper	Messiniano	5.32	*Me2	5.0	*5.20	
			*Tor3/ Me1	5.8	*6.00	
			Tor2A		*7.30	
	Tortoniano	7.12	Tor2		*8.80	
			*Ser4/ Tor1	9.2	*9.50	
	Mioceno Middle	Serravaliano	11.20	*Ser3	11.6	*12.18
				*Ser2	13.4	*13.15
				*Lan2/ Ser1	15.0	*14.20
	Langhiano	14.80	*Bur5/ Lan1	16.0	*15.60	
Mioceno Lower	Burdigaliano	16.40	*Bur4	17.0	16.86	
			*Bur3	18.5	18.00	
			*Bur2		*19.10	
			*Aq3/ Bur1		*19.95	
	Aquitano	20.52	*Aq2	21.5	*21.30	
		*Ch4/ aq1	24.8	*22.90		
Oligoceno Upper	Chattiano	23.80	*Ch3	26.0	*24.57	
			*Ch2	27.5	*26.40	
*Ru4/ Ch1			29.0	*28.00		
Oligoceno Lower	Rupeliano	28.50	*Ru3	32.0	*29.00	
			*Ru2	35.0	*30.58	
			*Pr4/ Ru1		*32.47	

Tabla 1.4.1.1: Edades de las superficies de máxima inundación interpretadas en los estudios regionales de plays (CMGR/AECST, 2008-2009) y su correspondencia con las establecidas por Wornardt en el Golfo de México (W. Wornardt 2001, *GCA of Geological Societies Transaction, Volume LI*).

En la base de la secuencia, el sistema está muy retrasado, mostrando un complejo de abanicos de talud muy desarrollado, mientras que al final de la secuencia se observa una progradación muy fuerte que provoca el avance del borde de la plataforma más de 50 kilómetros hacia el norte. Esta enorme progradación coincide con el levantamiento de la Sierra de Chiapas y la exhumación del Macizo Granítico de Chiapas, que sirvió como fuente de aporte para este sistema.

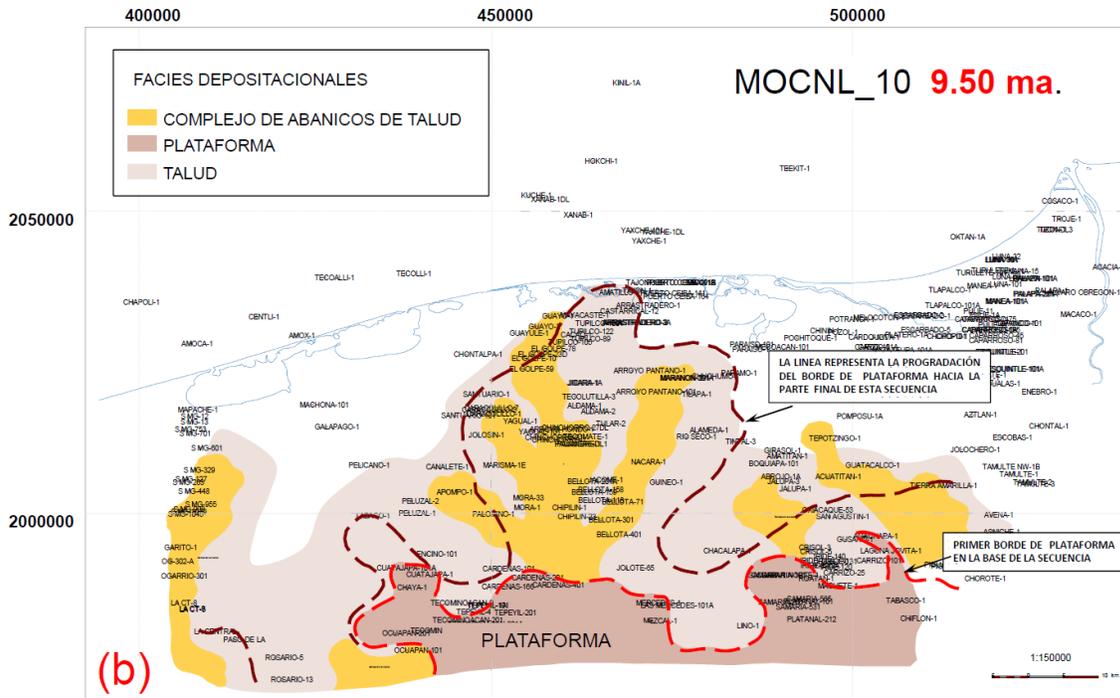


Figura 1.4.1.2: Mapa de distribución de facies de la secuencia MOCNL-10 (Proyecto Estratégico Interregional Cuenca de Comalcalco Yaxché-Tupilco, CPMC/AES, 2008-2009).

### 1.4.2. Antecedentes Geofísicos.

La interpretación sísmico-estructural de las líneas regionales se realizó en el mega-cubo 3D procesado por la Compañía Mexicana de Geofísica en 2005, resultado de la unión de los estudios sísmicos Puerto Ceiba, Shuco-Colibrí y Yachipa (Figura 1.4.2.1), adquiridos en el periodo 2002-2004 por PGS. La información sísmica de este reproceso es de regular a buena calidad (Tabla 1.4.2.1).

ESTUDIO	ADQUISICIÓN		REPROCESO		CALIDAD
	ÁREA	AÑO	ÁREA	TIPO	
Puerto Ceiba 3D	288	2002	270	PSDM	R
Shuco-Colibrí 3D	245	2004			B
Yachipa 3D	328	2004	328	CRS PSDM	R-B

Tabla 1.4.2.1: Estudios Sísmicos en el área.

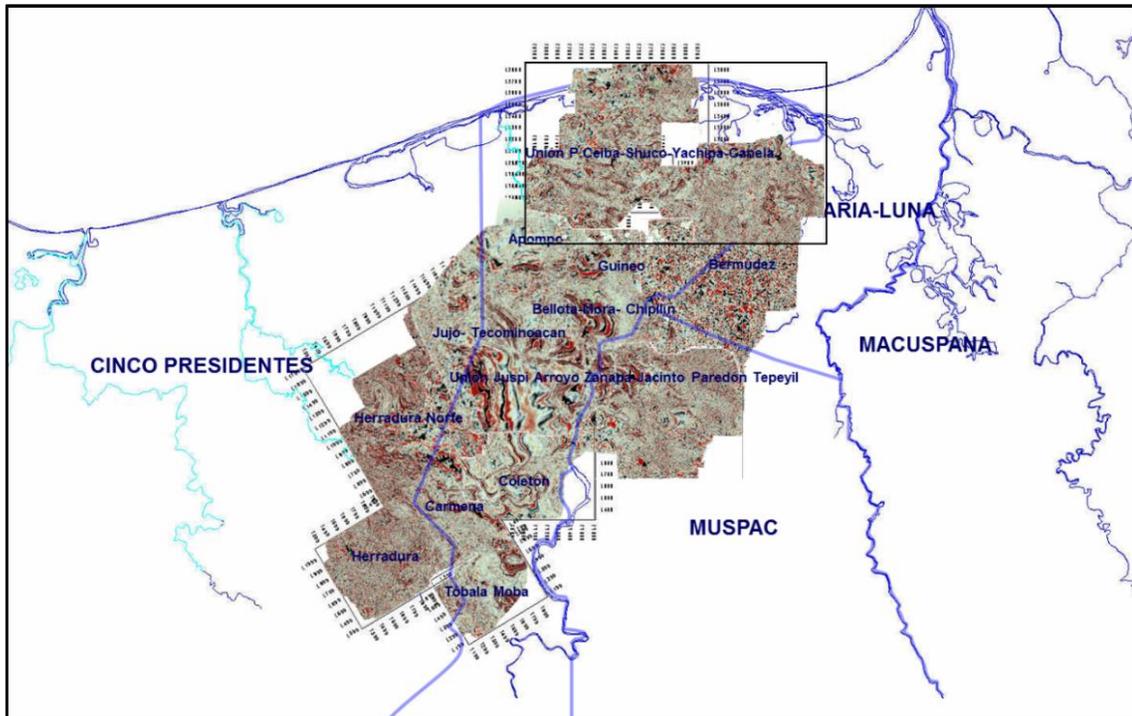


Figura 1.4.2.1: Ubicación de los estudios sísmicos 3D: Puerto Ceiba, Shuco-Colibrí y Yachipa.

La interpretación sísmico-estructural del área de estudio se sustenta en el estudio sísmico Shuco-Colibrí 3D, adquirido por la compañía PGS Mexicana S. A. de C. V. en el año 2003, cubriendo un área de 360 km<sup>2</sup> y reprocesado por la Compañía Geoprocesados S. A. de C. V. en el 2010.

Los reprocesos incluyen migración pre-apilamiento en tiempo (PSTM) con filtro y con ganancia (CFCG) y sin filtro y sin ganancia (SFSG). En la Figura 1.4.2.2, se muestran los principales parámetros de la información sísmica utilizada de este estudio sísmico.

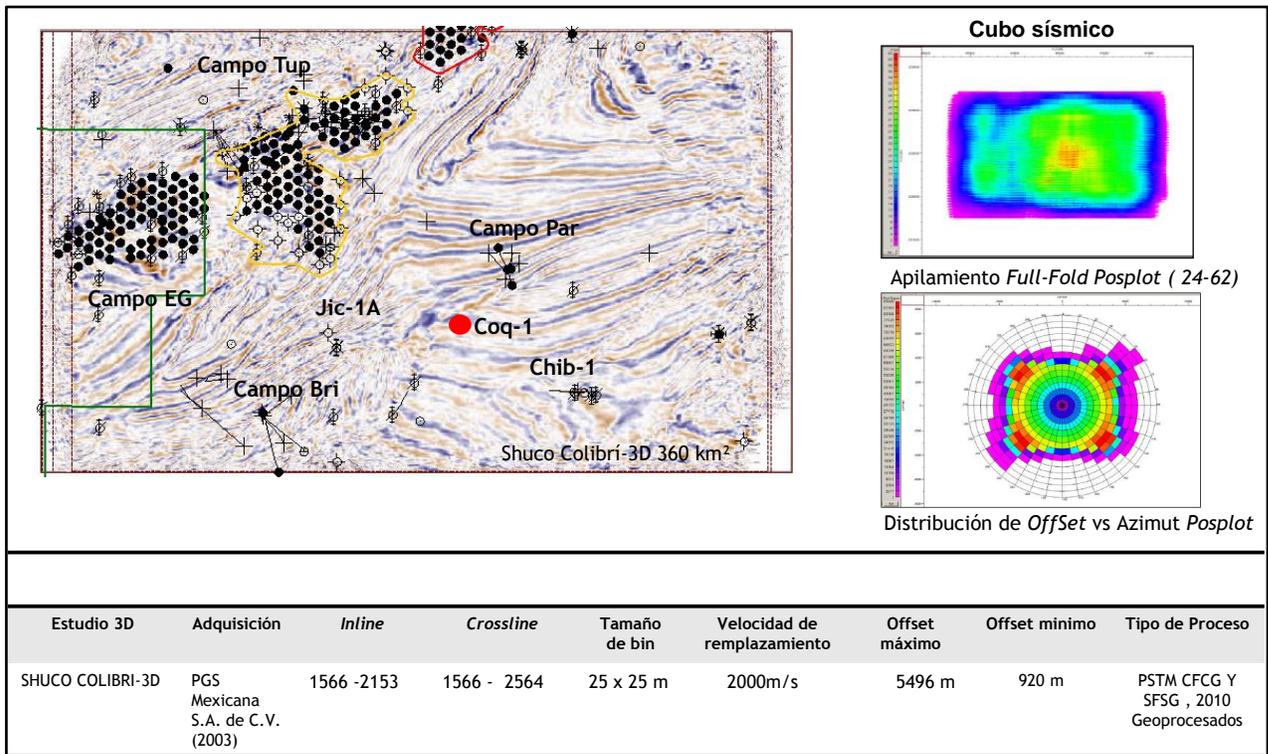


Figura 1.4.2.2: Parámetros de adquisición del estudio sísmico Shuco-Colibrí 3D.

### 1.4.3. Antecedentes de Producción.

En el pozo Par-4 se probó con análisis MDT un complejo de abanicos de talud, recuperando y fluyendo aceite y agua. Estas mismas facies tienen producción en los campos Tupilco (Tup-2001 y 84T), Tokal, Yagual (Yag-1, 2 y 101) y Guayo (Gua-2), además, en los pozos Chi-1 y Bricol-21 han presentado manifestaciones.

A continuación se presenta el resumen de la prueba MDT efectuada en el pozo Par-4 (Figura 1.4.3.1):

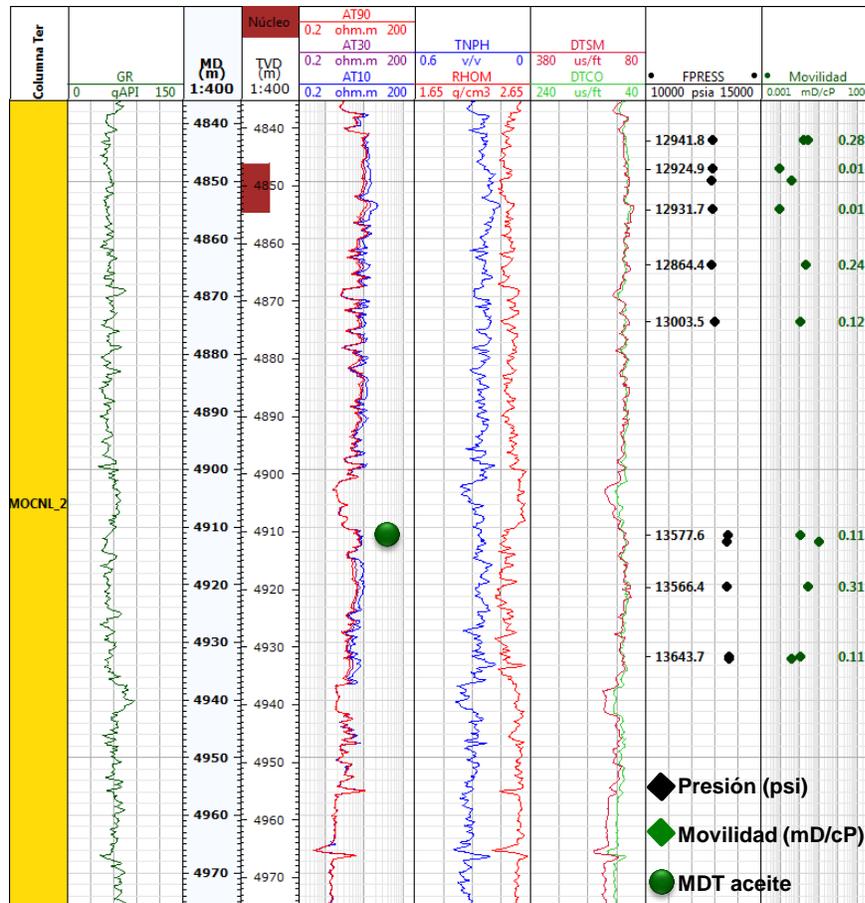


Figura 1.4.3.1: Resumen de la prueba MDT del pozo Par-4.

En una primera corrida se armó MDT con TLC para realizar a 4843 md una prueba mini-DST y con esto obtener un flujo y recuperar muestra, sin éxito por la baja movilidad. Posteriormente, se descendió la herramienta para realizar pruebas de presión. A 4920.5 md se observó fuga en el mecanismo, se tomó presión y se recuperó la sonda.

En la segunda corrida se desciende la herramienta nuevamente pero con cable. A 4830 md no se pudo realizar la prueba por estar “apretado”, baja movilidad y presión diferencial muy alta. Se desciende a 4912.61 md donde se recuperan dos muestras de 450 cm<sup>3</sup>, fluyendo aceite y agua (Figura 1.4.3.2). Sube herramienta a 4847 md para intentar recuperar fluido sin éxito por baja movilidad y alta presión diferencial.

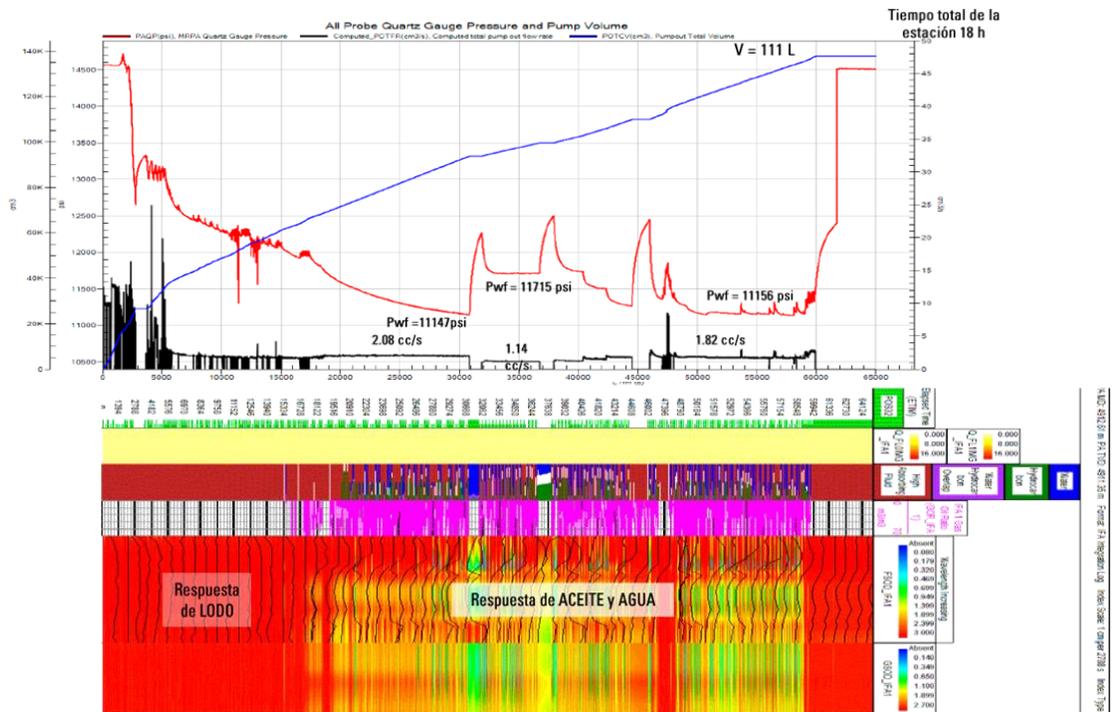
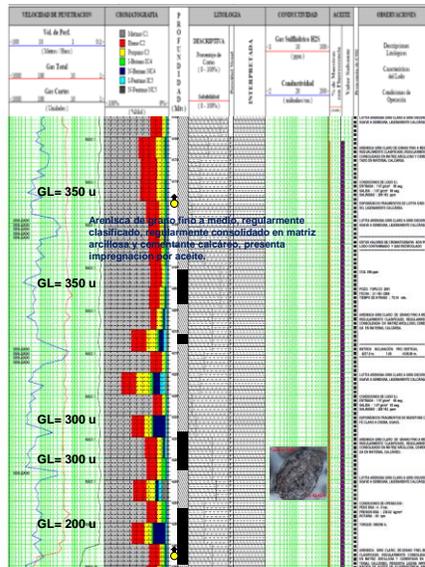


Figura 1.4.3.2: Resumen de la prueba MDT a 4912.61 m, donde se fluyó y recuperó aceite y agua.

En el área del campo Tupilco se descubrió el interés económico-petrolero de la parte basal del Mioceno Superior con la perforación del pozo Tup-2001 (2009). El pozo presenta en esta secuencia una Arenisca de grano fino a medio, arcillosa, moderadamente consolidada, depositada en ambientes turbidíticos. Esta secuencia presentó importantes manifestaciones a las profundidades de 4150, 4180 y 4263 m. Originalmente resultó productor de aceite y gas en el Mesozoico, posteriormente se efectuaron tres reparaciones mayores resultando productor en la base del Mioceno Superior en los intervalos: 4257-4261 m; 4276-4284, 4267-4273, 4252-4265 y 4234-4243 m; 4211-4213 y 4196-4204 m (Figura 1.4.3.3).



**Manifestaciones**

Perforó a 4150 m circuló observando gasificación GL-500 u, cambió barrena metió a fondo y circuló GL-900 u bajo la dens. De 1.70 gr/cc a 1.61 gr/cm<sup>3</sup>, acondicionó lodo con obturante a 1.72 gr/cc, observando Perdida 28 m<sup>3</sup> controló y efectuó registros, a 4150 m circuló acondicionando lodo a 1.74 gr/cc, saliendo lodo gasificado de 1.40 gr/cc GL- 470 u quemando gas flama 2-3 m durante 90 minutos y cemento TR-11 1/2 a 4144 m.

Perforó a 4180 m al ampliar a 4156 m observó manifestación cerró PTP-49 Kg/cm<sup>2</sup> PTR 35 Kg/cm<sup>2</sup> quemó gas flama 2m durante 1 hora controló con lodo de 1.85 gr/cc.

Perforó a 4263 m suspendió por gasificación bajo la dens. De 1.85 a 1.77 gr/cc cerró PTP 84 Kg/cm<sup>2</sup> PTR 7 Kg/cm<sup>2</sup> quemó gas flama de 0.5 m. GL-540 u, controló con lodo a 1.91 Gr/cc

Perforó bajo balance a 4263-4420 m quemando gas de forma continua y puenteada flama 1-5 m.

**RMA-1**

6.1.- Muestras y Presiones (de fondo o superficie).

Tipo	Intervalo (m)	Fecha	Acete (%)	Agua (%)	Sedimentos (%)	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	API (grados)	RFFC	Salinidad (ppm)	Temperatura (°C)
	4237-4261	30/10/10	80	10		828	40			121

6.2.- Ahorros.

Fecha	Extran (pp)	Presión TP (psi)	Presión de Inyección (psi)	Acete (ppm)	Gas (ppm)	Agua (ppm)	RGA (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Cont. H <sub>2</sub> O (mMol)	Cont. CO <sub>2</sub> (mMol)	Observaciones
15/11/10	18	211	78	63	0.027	8	77	8.0	1.607	

**RMA-2**

6.1.- Muestras y Presiones (de fondo o superficie).

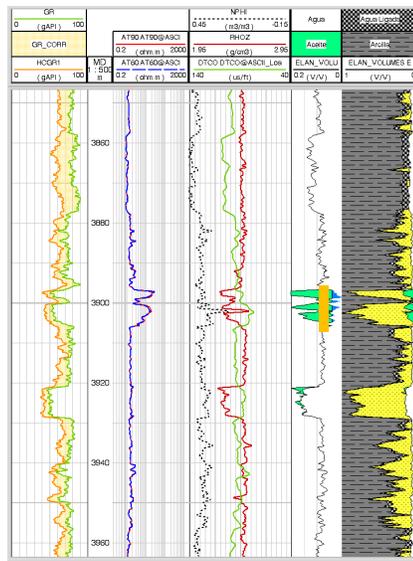
Tipo	Intervalo (m)	Fecha	Acete (%)	Agua (%)	Sedimentos (%)	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	API (grados)	RFFC	Salinidad (ppm)	Temperatura (°C)
	4234-4243	25/06/11	88	12	0.5	835	38		88000	121
	4263-4264	25/06/11	88	12	0.5	835	38		88000	121
	4267-4273	25/06/11	88	12	0.5	835	38		88000	121
	4276-4284	25/06/11	88	12	0.5	835	38		88000	121

6.2.- Ahorros.

Fecha	Extran (pp)	Presión TP (psi)	Presión de Inyección (psi)	Acete (ppm)	Gas (ppm)	Agua (ppm)	RGA (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Cont. H <sub>2</sub> O (mMol)	Cont. CO <sub>2</sub> (mMol)	Observaciones
25/06/11	14	400	93	220	0.10	5	77	8.0	8.0	

Figura 1.4.3.3: Manifestaciones durante la perforación e intervalos productores del pozo Tup-2001.

El campo Tokal fue descubierto en el 2010 con la perforación del pozo Tok-1, el cual resultó productor de aceite y gas en el Mioceno Superior en ambientes de abanicos de talud. La roca almacén corresponde a facies de canales dentro de un abanico de talud, representadas en este pozo por Arenisca de grano fino, subredondeado, bien clasificado, regularmente consolidada en matriz arcillosa, con impregnación por aceite de fluorescencia amarillo claro (Figura 1.4.3.4).



**Prueba de producción: 3895-3905 m.**

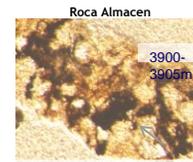
**Estrangulador 3/16"**

**Acete 522 bd y Gas 0.33 mmpcd.**

**Estrangulador 1/4"**

**Acete 703 bd y Gas 0.42 mmpcd**

**PTP= 478 kg/cm<sup>2</sup>**



CIMA (md)	BASE (md)	BRUTO (tvd)	NETO IMPREGNADO (tvd)	REL NETO-BTO (tvd)	PHI (tvd)	SW (tvd)
3895	3905	9.33	5.6	0.6	0.16	0.26

Figura 1.4.3.4: Prueba de Producción del pozo Tok-1.

El campo Tupilco tiene un volumen original de 259.1 mmb de aceite y 162.7 mmmpc de gas. Su reserva remanente 3P de hidrocarburos es de 24.1 mmbpce (al 01 de enero de 2014). Inició su producción en el año 1959, tiene una producción acumulada de 63.1 mmb de crudo y 49.5 mmmpc de gas (al 01 de enero de 2014). Ver Tabla 1.4.3.1.

El campo Tokal tiene un volumen original de 61.5 mmb de aceite y 43 mmmpc de gas. Su reserva remanente 3P de hidrocarburos es de 11.8 mmbpce (al 01 de enero de 2014). Inició su producción en el año 2010, tiene una producción acumulada de 0.6 mmb de crudo y 0.5 mmmpc de gas (al 01 de enero de 2014). Ver Tabla 1.4.3.1.

CAMPO	AÑO	VOLUMEN ORIGINAL		RESERVA REMANENTE			PRODUCCIÓN ACUMULADA (AL 1 DE ENERO DE 2014)		
		CRUDO	GAS NATURAL	PCE	CRUDO	GAS NATURAL	PCE	CRUDO	GAS NATURAL
		mmb	mmmpc	mmbpce	mmb	mmmpc	mmbpce	mmb	mmmpc
<b>Tupilco</b>	1959	259.1	162.7	24.1	22.0	8.5	75.0	63.1	49.5
<b>Tokal</b>	2010	61.5	43.0	11.8	10.2	6.8	0.7	0.6	0.5
<b>TOTAL</b>		<b>320.6</b>	<b>205.7</b>	<b>35.9</b>	<b>32.2</b>	<b>15.3</b>	<b>75.7</b>	<b>63.7</b>	<b>50</b>

Tabla 1.4.3.1: Campos productores cercanos, su Volumen Original, Reservas Remanente 3P y Producción acumulada de hidrocarburos (Fuente: Reservas de Hidrocarburos, al 1 de enero de 2014).

## Capítulo 2: Marco Geológico.

---

### 2.1. Marco Tectónico Regional.

El área de estudio se localiza en la Cuenca del Sureste, ésta se ubica en el borde sur del Golfo de México, en esta región se encuentran varias cuencas tanto del Mesozoico como Cenozoico que se originaron durante la separación de Norteamérica y Suramérica en el Mesozoico Temprano. La Figura 2.1.1 ilustra la ubicación de las cuencas de Campeche, Istmo-Salina, Sureste, Chiapas y Petén, que limitan con el borde sur y oeste de la plataforma carbonatada de Yucatán. Las cuencas del Sureste y Campeche forman parte de una sola cuenca mesozoica (tierra-adentro y costa-fuera), dividida por fallas normales neógenas, que forman los depocentros de Macuspana y Comalcalco.

El desarrollo posterior al Paleozoico de las cuencas del sur del Golfo de México se puede dividir en siete fases tectónicas principales (Johnson *et al.*, 1999), cada una de ellas con sus propios patrones de sedimentación gobernados por el régimen tectónico prevaleciente para ese tiempo. Las dos primeras fases describen las condiciones prevalecientes durante el Jurásico Tardío:

- Fase I: Rifting del Triásico-Jurásico (~230-144 Ma).
- Fase II: Deriva pasiva del Jurásico tardío (144-130 Ma).
- Fase III: Subsistencia térmica del Cretácico Temprano (130-98 Ma).
- Fase IV: Flexura cortical y colisión de arco de islas (98-66.5 Ma).
- Fase V: Orogénesis oblicua y relajamiento del Paleoceno-Eoceno (66.5-49.5 Ma).
- Fase VI: Transpresión del Eoceno-Reciente (49.5 Ma-Presente).
- Fase VII: Orogénesis del Mioceno (22.5 Ma).

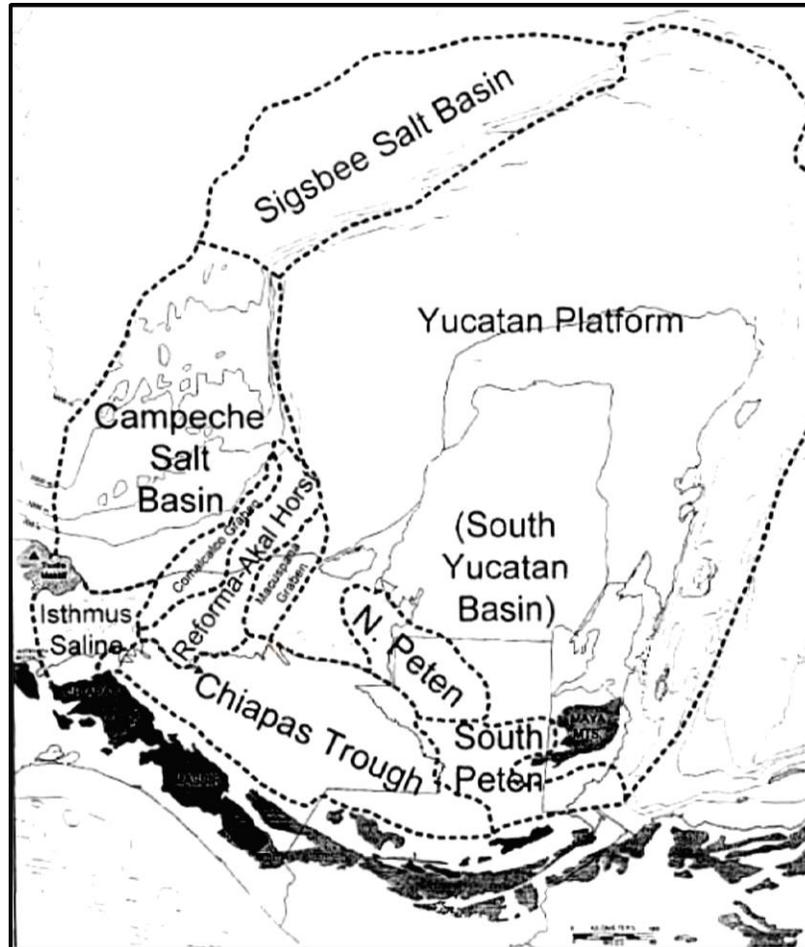


Figura 2.1.1: Ilustración de Johnson *et al.*, 1999 para mostrar la "red de cuencas" del borde del Golfo de México. Las cuencas de edad Mesozoico y Cenozoico se originaron cuando se separaron Norteamérica y Suramérica, incluyen cinco depocentros mayores separados por altos de basamento de diferentes relieves pero que están asociadas por un origen tectono-estratigráfico común.

### 2.1.1. Fase I: Rifting del Triásico-Jurásico (~230-144 Ma).

En esta fase se establece la ubicación y geometría de las cuencas. Los gruesos espesores de sal del Calloviano se depositaron en los bajos generados durante el rift en una amplia área. La distribución de la sal ejerció una fuerte influencia en el desarrollo de los eventos posteriores de formación de trampas, funcionando como el principal nivel de despegue, así como catalizador de la deformación debido a su evacuación y diapirismo.

Las cuencas del circum-Golfo de México se originaron durante un periodo prolongado y episódico de extensión del Triásico y Jurásico (Pindell y Dewey, 1982). La extensión Triásica fue inicialmente provocada por el colapso del orógeno Allegeniano debido a la inversión negativa de las cabalgaduras preexistentes (Pindell, 1993). Esto implica que la herencia estructural jugó un importante papel en la localización y geometría de la extensión del Mesozoico temprano. Las fallas extensionales que involucran al basamento siguieron las probables orientaciones de la fábrica creada durante la orogénesis Allegeniana. Las estructuras del Mesozoico Tardío y Cenozoico también muestran una preferencia a reactivar o invertir esta fábrica estructural temprana.

Marton y Buffler (1993) argumentan una historia cinemática en dos etapas para el rifting y la apertura del Golfo. Se tiene una primera fase con extensión y traslación con dirección ESE del bloque Yucatán, en el Triásico y Jurásico temprano. Esta fue seguida por la rotación de Yucatán, en contra de las manecillas del reloj, en el Jurásico Medio-Tardío, eventualmente generando rompimiento y expansión rotacional del piso oceánico del Golfo durante el Jurásico Tardío.

Los grabens triásicos en el oriente de los E. U. son paralelos al margen Atlántico central, indicando separación ESE de Norteamérica y Gondwana. Los bloques del basamento en la región circum-Golfo están limitados por fallas normales sinistral oblicuas del Triásico Superior-Liásico que cortan a estructuras e intrusiones Permo-Triásicas. Por lo tanto, la extensión sincrónica triásica debió haber sido oblicua con una fuerte componente sinistral a lo largo de las fallas oblicuas con tendencia ESE (Marton y Buffler, 1993).

Durante la extensión del Mesozoico temprano se estableció el relieve del basamento. El Macizo de Chiapas era un alto expuesto que aportó clásticos a los bajos adyacentes al norte. El bloque Maya en Belice y su segmento en el subsuelo que buza al oeste, Arco de la Libertad, se formaron en el limbo sur, en fallas tempranas de extensión entre Yucatán y Sudamérica. Los altos de basamento que se prolongan hacia el norte a lo largo del margen oriental de Yucatán formaban la parte norte de esta zona, con el bloque Maya en el ápice. Otros altos se formaron como hombros del rift a lo largo del flanco oriental de la cuenca de Macuspana, y al noreste de los principales campos

costa-afuera de la Bahía de Campeche. En la Sierra de Chiapas se infieren otros altos de basamento a partir de los patrones de deformación de los sedimentos suprayacentes, por interpretación de datos de gravimetría y magnetometría, así como por datos sísmicos limitados.

Para el Jurásico, el rifting activo caracterizado por adelgazamiento permanente de la litosfera sustituyó al colapso post-orogénico como el mecanismo que gobernaba la extensión en el Golfo. Los datos paleomagnéticos muestran rotación de Yucatán, contra las manecillas del reloj, durante la extensión jurásica (Molina Garza *et al.*, 1992), entre las placas de Norteamérica y Gondwana, en torno a un polo de rotación localizado cerca de Florida. Esta proximidad pudo haber sido la responsable del patrón radial del basamento en la parte norte de la plataforma de Yucatán.

La rotación de Yucatán y la extensión oblicua generó grabens y semigrabens que controlaron el depósito durante y después de la etapa de rift. Los bajos de basamento formaron una amplia red de cuencas interconectadas. La Artesa de Chiapas se desarrolló como una amplia depresión del basamento con orientación NW, este depocentro se ensancha al noroeste en la Bahía de Campeche (Figura 2.1.1.1). Esta red de cuencas (de más de 500 km de longitud, y amplitudes que varían de 50 km en el sureste y alrededor de 500 km al noroeste) se formó como una artesa “rifteada”, análoga a la de Monterrey en el noreste de México. El relieve estructural de larga vida en sus márgenes controló el desarrollo y la distribución de las facies del pre-Cenomaniano Tardío.

Los movimientos durante el Jurásico entre Yucatán y oriente de México fueron oblicuos con una fuerte componente dextral. Mientras Yucatán se movía al sureste, el Macizo de Chiapas lo hacía al sur a lo largo de la falla transformante Tamaulipas-Chiapas en el este de México, lo cual propició divergencia entre Chiapas y Yucatán, provocando la apertura de la artesa de Chiapas como un brazo al sur del sistema de rift del Golfo de México. Durante este periodo, el movimiento y levantamiento a lo largo de la transformante Tamaulipas-Chiapas actuó como un puente que impedía el influjo de las aguas del Pacífico a las cuencas tempranas del rift del Golfo de México.

En Guatemala, los bajos menos acentuados de la cuenca se derivaron hacia el oriente de la artesa de Chiapas como los embahiamientos norte y sur del Arco de la Libertad. La cuenca Petén norte es conocida a partir de datos de pozos y por interpretación gravimétrica, la sección mesozoica se engrosa al norte del Arco. La Petén Sur se conoce por datos de pozos, que muestran también un engrosamiento del Mesozoico, por la distribución de la sal jurásica y cretácica (perforada por pozos e inferida por los estilos estructurales) y por la interpretación de datos gravimétricos.

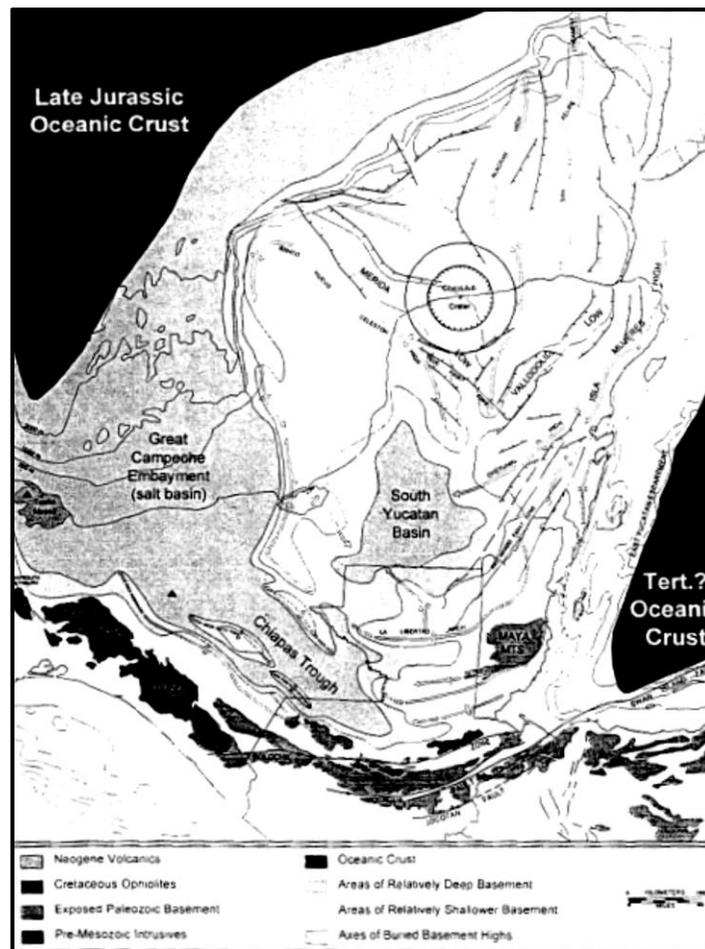


Figura 2.1.1.1: Las cuencas del sur del Golfo de México se desarrollaron en la corteza del bloque de Yucatán, que es un remanente de un gran fragmento de corteza continental del Mesozoico. El límite entre la corteza continental y oceánica marca los bordes norte y oriental del bloque del Golfo de México y la cuenca de Yucatán. El límite sur está delineado por la zona de la falla sinistral Motagua-Polochic, a lo largo del extremo occidental de la placa Caribe-Norte América. Johnson *et al.* 1999.

Bajo la parte central de la Plataforma de Yucatán, otro bajo de basamento se interpreta por gravimetría y por el sutil engrosamiento de los sedimentos post-rift, lo que implica subsidencia diferencial sobre una depresión sepultada del basamento. Alternativamente estas observaciones podrían marcar la ubicación de una secuencia particularmente gruesa de sedimentos ligeramente metamorfizados del Paleozoico Superior. La “Cuenca Yucatán Sur” se someriza hacia el norte y se ramifica radialmente en dos bajos elongados tipo graben: la depresión Valladolid orientada al NE y Mérida con orientación al NW. Éstas separan a altos del basamento con un relieve moderado (arcos sutiles).

### **2.1.2. Fase II: Deriva Pasiva del Jurásico Tardío (144-130 Ma).**

Durante el Jurásico Tardío las márgenes del Golfo de México entraron en una fase de deriva pasiva, mientras que a lo largo del centro de expansión había creación de corteza oceánica. Se depositaron las rocas generadoras de hidrocarburos más importantes en el borde sur del Golfo.

La edad del rompimiento y creación de corteza oceánica en el Golfo de México continúa siendo materia de debate, ya que no se han observado anomalías magnéticas que pudieran relacionarse con la expansión del piso oceánico. El amplio espacio entre las grandes masas de halita calloviana de las cuencas norte y sur del Golfo sugiere una expansión post-calloviana, aunque el depósito de evaporitas sobre corteza oceánica no es imposible. Por lo tanto, la edad mejor estimada para la corteza oceánica más antigua en el Golfo es del Oxfordiano (probablemente temprano), entre 150 y 144 Ma. En el noreste de México el rifting cesó a principios del Oxfordiano Temprano, mientras que en el sureste continuó durante el Oxfordiano. El rompimiento a lo largo de Yucatán fue más diacrónico, iniciando en el noreste aproximadamente a 144 Ma, o tal vez antes, y propagándose hacia el sur hasta el Jurásico Tardío, siendo ésta la expresión de la naturaleza diacrónica de la tectónica asociada a la rotación del bloque Yucatán. En algunas partes del sur de Yucatán el rifting pudo haber continuado hasta fines del Jurásico cuando ocurrió el rompimiento final con Sudamérica (cerca de 130 Ma).

La expansión del piso oceánico entre Yucatán y Norteamérica continuó hasta el Jurásico Superior. El movimiento dextral oblicuo a lo largo del oriente de México se acentuó siguiendo al rompimiento mientras la rotación de Yucatán continuaba y el macizo de Chiapas aceleró su movimiento hacia el sur a lo largo de la transformante dextral Tamaulipas-Chiapas, que actuó como una artesa activa durante el Jurásico Tardío.

El levantamiento y deformación de los altos del basamento en el oriente de México documenta el movimiento hacia el sur de Yucatán y el Macizo de Chiapas en el Jurásico Tardío. A inicios del Oxfordiano, el Macizo de Chiapas había migrado al extremo sur del Arco de Tamaulipas, en el noreste de México. Del Oxfordiano Medio al Kimmeridgiano se completó el cierre del entrante de mar Juárez-Zongolica cuando el Macizo de Chiapas pasó al este del banco de carbonatos de Córdoba (150-140 Ma). El movimiento horizontal de las placas asociadas con la apertura del Golfo de México finalizó en el Berriasiano. El Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán alcanzaron su posición pre-Miocénica relativa a Norteamérica en este tiempo.

Aunque la expansión del piso oceánico en el Golfo cesó más o menos hace 130 Ma, la separación entre Norteamérica y Sudamérica continuó. El foco de extensión (eje de expansión del piso oceánico) se reposicionó al sureste de Yucatán, a lo largo del rift del proto-Caribe. El rompimiento del Jurásico Tardío entre Yucatán y Sur América completó el inicio de la expansión oceánica activa a lo largo del eje del proto-Caribe. Este rompimiento final, entre 15 y 20 Ma más joven que el rompimiento del Golfo, está bien registrado en los patrones de sedimentación clástica del sureste de Yucatán y en su margen conjugado en el noroeste de Sudamérica.

### **2.1.3. Fase III: Subsistencia térmica del Cretácico Temprano (130-98 Ma).**

Durante esta fase, el borde sur estuvo sometido a subsidencia suave con enfriamiento térmico y carga sedimentaria, se desarrollaron plataformas carbonatadas bordeadas alrededor de las márgenes del Golfo. La sedimentación fue gobernada por eustasia. En

esta fase de desarrollo de la cuenca es importante el depósito de carbonatos y evaporitas de plataforma, que constituyen importantes rocas almacenadoras.

Al terminar la expansión del piso oceánico y la separación final con Suramérica a lo largo del este y sur de Yucatán, la subsidencia en el borde sur del golfo fue pasiva y duró del Cretácico Temprano al Cenomaniano.

Durante el Valagininiano Superior al Aptiano Inferior la sedimentación estuvo regida por un sistema transgresivo, los carbonatos de rampa retrogradacional son cubiertos por sus equivalentes de cuenca, carbonatos de aguas profundas, lutitas negras y margas de rampa externa. La rampa de aguas someras de bajo ángulo se retiró hacia el continente, echado arriba se depositaron evaporitas y carbonatos restringidos.

En el Valanginiano-Hauteriviano se registra un cambio vertical de facies que se profundiza hacia arriba y es seguida por una secuencia de somerización, echado abajo la rampa retrogradante gradúa verticalmente a una amplia secuencia de carbonatos marinos con margen bordeado por arrecifes de relieve moderado del Barremiano-Aptiano. Alrededor de los bordes norte y oriental de la plataforma de Yucatán se depositaron gruesos espesores de carbonatos de margen de plataforma, en la parte interna persistió una gran plataforma carbonatada-evaporítica.

En el Aptiano-Albiano el sistema de rampa carbonatada evolucionó a una plataforma bordeada de alto ángulo, con relieve entre la plataforma y la cuenca de cientos de metros. En el Albiano la plataforma de Yucatán se ahogó. En el área, la plataforma Artesa-Mundo Nuevo alcanza su máximo desarrollo con fuerte agradación vertical, en algunas zonas llega a tener espesores de más de 1500 m de calizas depositadas en ambiente de plataforma interna, lagunar. Al norte de la plataforma, se depositaron calizas de aguas profundas. El límite de la secuencia de 98 Ma (Albiano Superior) coincide con la terminación de la fase tectónica de margen pasivo del borde sur del Golfo de México.

#### 2.1.4. Fase IV. Flexura cortical y colisión del Arco (98-66.5 Ma).

**Secuencia (1) Albiano Tardío-Cenomaniano (98-92.5 Ma).** Durante el Cenomaniano, el paso de la protuberancia cortical a través de extremo sur del bloque Yucatán provocó la reactivación estructural de los altos de basamento Triásico-Jurásicos. Esto ocasionó levantamiento local y erosión de los carbonatos de plataforma del Cenomaniano-Albiano tardío. Se postula que la reactivación del basamento inició la desestabilización y almohadillamiento de la sal calloviana. Es probable que el levantamiento haya sido de entre 600 a 900 m, erosionando la secuencia del Cenomaniano y parte superior del Albiano. El nivel eustático del mar alcanzó su máxima elevación a fines del Cenomaniano (aproximadamente 300 metros por arriba del nivel del mar actual). Las plataformas carbonatadas albianas de México fueron ahogadas y cubiertas por calizas y lutitas de cuenca durante el highstand del Cenomaniano, por lo que se infiere que la erosión estuvo controlada por el levantamiento inducido tectónicamente. La excepción fue la península de Yucatán, donde se depositaron entre 1200 a 1500 metros de carbonatos de plataforma.

**Secuencia (2) Turoniano-Coniaciano (92.5-89 Ma).** En este tiempo el eje de la trinchera de las Antillas Mayores penetró desde el sur, el área se transformó en una antefosa marina que acumuló lutitas de aguas profundas, siendo más gruesas hacia el sur. La protuberancia cortical migraba hacia el norte provocando reactivación y levantamientos continuos de los altos. En el Turoniano-Santoniano persistía un highstand eustático del nivel del mar y prácticamente todo México estaba sumergido, acumulando calizas y lutitas de aguas profundas de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

**Secuencia (3) Coniaciano-Santoniano (89-84 Ma).** No existe registro de esta secuencia en el área, se ha interpretado como no depósito y/o levantamiento y erosión provocados por la tectónica de sal y reactivación del basamento, posiblemente la ausencia de depósito en la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo pudiera estar asociada al levantamiento de la protuberancia cortical. En el resto de la región la paleogeografía era idéntica a la del Turoniano.

**Secuencia (4) Campaniano (84-74.5 Ma).** Durante este tiempo el eje de la protuberancia cortical continuó su migración hacia el norte, los sistemas carbonatados estuvieron ausentes, terminados por el influjo de clásticos derivados del levantamiento Laramide. Colisión del arco volcánico y destrucción del margen pasivo del Campaniano-Maastrichtiano.

**Secuencia (5) Maastrichtiano (74.5-66.5 Ma).** Hacia fines del Cretácico el influjo masivo hacia el norte de una gruesa secuencia de arenas y arcillas marca la cercana aproximación del arco de islas, en el Maastrichtiano tuvo lugar la principal colisión entre el extremo occidental del arco de islas de las Antillas Mayores y el bloque sur de Yucatán, su colisión y sutura con el margen pasivo es registrado por la deformación "Laramide", de edad Cretácico Tardío al Terciario Temprano. Tuvo lugar deformación contraccional, generando cabalgaduras orientadas suroeste-noreste. La plataforma Artesa-Mundo Nuevo sufrió levantamiento, combinando el movimiento de la sal con el aumento de la deformación contraccional ocasionaron fuerte erosión, que en forma de flujos de detritos se redepositó al norte de la plataforma.

#### **2.1.5. Fase V: Orogénesis Oblicua y Relajación (66.5 - 49.5 Ma).**

En este período siguió la deformación del Cretácico Superior y antecedió al desplazamiento lateral principal del Terciario. El cinturón de pliegues y cabalgaduras del Paleoceno causó extenso levantamiento y erosión. En dirección al norte, las cuencas del sureste recibieron más de 1200 metros de clásticos finos, que progradaron hacia el norte sobre las calizas de plataforma y cuenca del Cretácico Superior.

#### **2.1.6. Fase VI: Transpresión (49.5 Ma - Presente).**

Al noreste de la artesa de Chiapas, en las cuencas Terciarias, se depositaron grandes cantidades de clásticos de bypass, constituidos por más de 3000 metros de lutitas de aguas profundas intercaladas con arenas turbidíticas y de abanicos submarinos.

En el Eoceno Temprano-Medio, la Placa del Caribe inició su movimiento hacia el oriente con respecto a Norteamérica, desplazándose 1100 km al oriente de su posición en el Cretácico Tardío. Se desarrolló el sistema de desplazamiento lateral Motagua-Polochic.

La deformación del Eoceno-Oligoceno en la región de Chiapas fue dominada por fallas de desplazamiento lateral E-W, algunas de ellas parecen haber seguido antiguas fallas normales invertidas.

#### **2.1.7. Fase VII: Orogénesis del Mioceno (25.2 Ma).**

La evolución de la cuenca a lo largo del borde sur del Golfo de México culminó con un evento orogénico mayor que aumentó su intensidad durante el Mioceno. Las principales trampas estructurales del área fueron creadas por compresión en el subsuelo y fueron sepultadas por un influjo de sedimentos clásticos del Neógeno Tardío, derivados de las sierras nuevamente deformadas expuestas al sur.

Con la continuación del desplazamiento del Bloque Chortis y el establecimiento de la subducción de la Placa de Cocos en el sur-sureste, se originó la Orogenia Chiapaneca durante el Mioceno Medio-Tardío, la cual produjo mayor deformación del Cinturón Plegado de Chiapas. Este acortamiento fue transferido hacia el norte generando un cinturón plegado en la parte del área, con pliegues orientados Noroeste-Sureste que afectan a las rocas del Jurásico Tardío al Mioceno Temprano. El límite oriental de este cinturón plegado lo constituyó una rampa lateral, ubicada en el borde oriental de la actual cuenca de Macuspana, generando transtensión dextral (Pindell *et al.*, 2002).

Para finales del Mioceno Medio, la llegada de los aportes sedimentarios provenientes del Batolito de Chiapas y el Cinturón Plegado de Chiapas en la zona de fallamiento transtensional, localizado en el límite con la Plataforma de Yucatán, disparó el inicio del sistema extensional con la formación de la Cuenca de Macuspana. Esta fase extensional puede ser la responsable de la formación del Cinturón Plegado de Catemaco y los pliegues del área de Agua Dulce.

Posteriormente, en el Plioceno, se magnifica la tectónica gravitacional hacia el Noroeste debido a la carga sedimentaria y a la evacuación de sal, que dio lugar a la formación de la Cuenca de Comalcalco y terminó por conformar la Cuenca de Macuspana. Este régimen distensivo redefinió los plegamientos de Catemaco y produjo la formación de pliegues y fallas orientados Noreste-Suroeste con inflación de sal y compresión de los diapiros y paredes de sal, como un sistema ligado extensión-contracción en la Provincia Reforma-Akal y Cuenca Mesozoica de Chiapas-Tabasco así como en el sector de aguas profundas del sur del Golfo de México (Robles *et al.*, 2008).

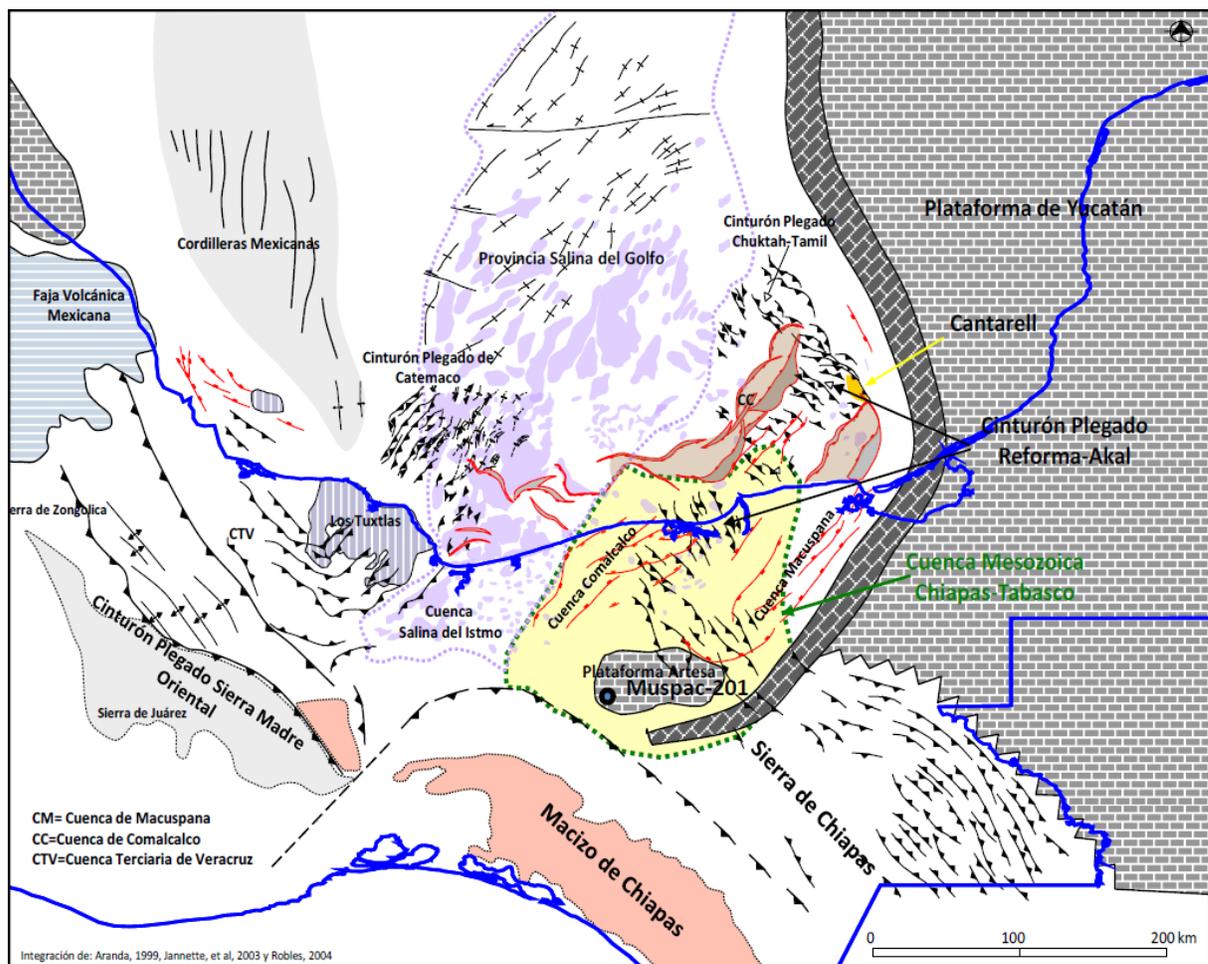


Figura 2.1.7.1: Marco tectónico-estructural regional.

## 2.2. Estratigrafía.

La columna estratigráfica regional de la Provincia Petrolera Sureste cubre discordantemente un basamento similar al del Cinturón Plegado de Chiapas y la Plataforma de Yucatán, descrito como granitoides y esquistos del Paleozoico que forman parte de una corteza continental adelgazada caracterizada por horsts, grabens y medios grabens producidos durante la apertura del Golfo de México (Jacobo Albarrán *et al.*, 2003). Esta columna inicia con depósitos sedimentarios de lechos rojos de la Formación Todos Santos provenientes de la erosión del basamento y rocas volcánicas, que fueron depositados en grabens y medios grabens durante el Triásico Tardío y Jurásico Temprano. Sobre estos sedimentos continentales se acumularon gruesos depósitos de sal por la evaporación de aguas marinas que invadieron la cuenca rift durante el Bajociano-Bathoniano.

La columna a nivel del Jurásico, fue subdividida por Ángeles Aquino (1986) en 8 unidades litoestratigráficas denominadas de la base a la cima como unidades “A” a la “H”.

En la parte superior del Oxfordiano, se ha identificado el depósito de calizas ricas en materia orgánica de cuenca que se reconocen como rocas generadoras de hidrocarburos en esta área, capas delgadas de grainstones oolíticos de rampa, que transicionalmente pasan hacia la Plataforma de Yucatán y el Cinturón Plegado de Chiapas, a secuencias siliciclásticas costeras, evaporíticas y continentales pertenecientes al Grupo Ek-Balam (unidad “A”) y a la Formación San Ricardo (Robles *et al.*, 2010).

En el Estudio de Plays Jurásicos en sus etapas I (2009) y II (2010), se identificaron 4 secuencias estratigráficas de tercer orden para el J. S. Kimmeridgiano, definidas con base en la presencia de cuerpos evaporíticos depositados en facies lagunares con un cambio de facies hacia la zona de alta energía con depósito de bancos oolíticos en los límites de secuencia, mientras que en la base del Tithoniano se encuentra un cuerpo transicional hacia ambientes más profundos (López *et al.*, 2009; Chávez *et al.*, 2011).

La sedimentación en el área durante el Kimmeridgiano al Tithoniano Inferior (Figura 2.2.1) indican el relleno pasivo de los altos de basamento pre existentes dentro de una rampa retrogradante de bajo ángulo, son comunes los cambios laterales de facies en grandes franjas desde lutitas marinas a evaporitas y carbonatos de rampa interna. En el Kimmeridgiano Superior se desarrollaron bancos oolíticos y esqueletales en las zonas de rampa interna y rampa media, que constituyen las rocas almacenadoras de algunos de los yacimientos más prolíficos de la región.

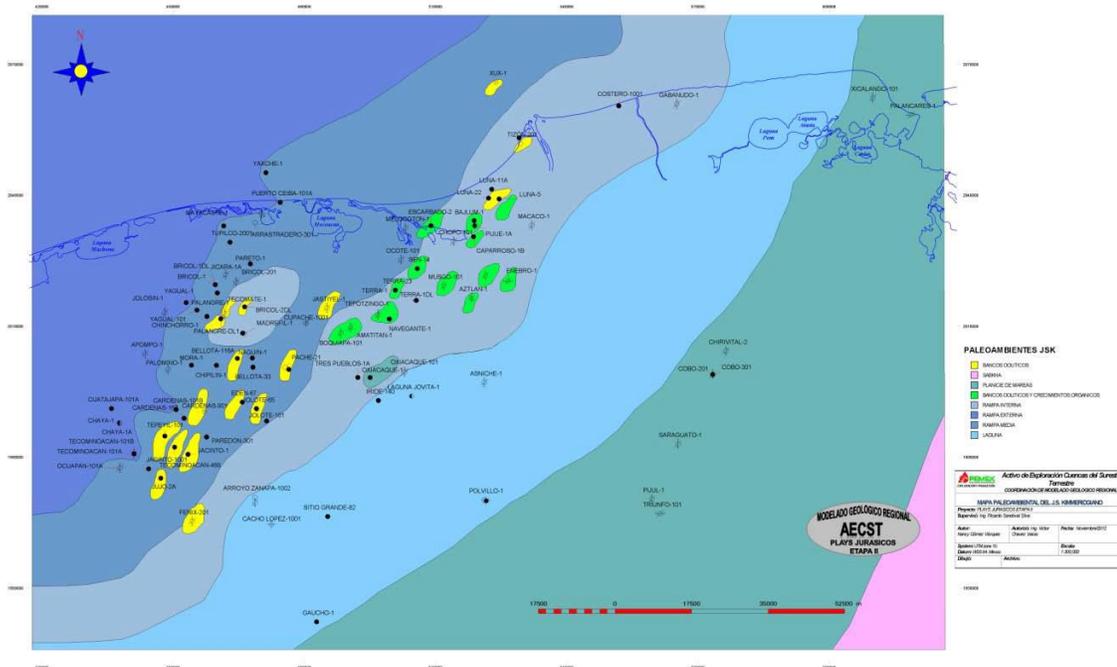


Figura 2.2.1: Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano Superior, dentro de una plataforma tipo rampa se desarrollaron franjas de ambientes con orientación SW-NE que se profundizan al NW. Se han identificado las rampas interna, media y externa, se dividió de acuerdo a sus características en planicie de mareas, laguna y rampa interna. Dentro de la rampa interna se desarrollaron bancos esqueletales y en la rampa media bancos oolíticos.

En el J. S. Kimmeridgiano se tienen facies de carbonatos que se depositan en una rampa distalmente pronunciada, formando una franja de bancos oolíticos y sus facies asociadas, alternando con paquetes de terrígenos. Se tienen cuatro unidades, que en conjunto corresponden a la Formación Akimpech (Ángeles Aquino, 2003): Miembro Terrígeno Inferior “B” (Limos y arcillas), Miembro Calcáreo Inferior “C” (calizas dolomitizadas), Miembro Terrígeno Superior “D” (limos y lutitas algáceas) y Miembro

Calcáreo Superior “E” (calizas oolíticas dolomitizadas). Al occidente esta unidad pasa lateralmente a facies arcillo-arenosos que terminan con una secuencia delgada de carbonatos de mar abierto y al oriente cambia a una sedimentación terrígeno-evaporítica.

Para el Tithoniano una transgresión marina hace retroceder las facies someras de rampas carbonatadas y los clásticos continentales de la Formación Todos Santos hacia el sur y oriente de la provincia y genera condiciones de una cuenca restringida en la mayor parte de la provincia, donde se depositan mudstones arcillo-carbonosos y capas de lutitas calcáreas negras que constituyen la principal roca generadora de la megacuenca del Golfo de México; en tanto que hacia las partes altas y bordeando las zonas emergidas, se depositan facies de dolomías, grainstones oolíticos, evaporitas y areniscas arcillosas en la zona que ahora corresponde al Cinturón Plegado de Chiapas (Ángeles-Aquino, *et al.*, 1994; Ángeles-Aquino, y Cantú-Chapa, 2001; Meneses-Rocha, 2001, Cantú-Chapa y Ortuño-Maldonado, 2003; Ángeles-Aquino, 2006).

Durante el Tithoniano Superior (Figura 2.2.2) son características las lutitas y calizas arcillosas de aguas profundas, resultado de una inundación regional de condiciones marinas restringidas, anóxicas o disóxicas, gobernada por un incremento de larga duración en el acomodamiento regional. Estas son las rocas generadoras de hidrocarburos más importantes del sureste de México. Dentro de la rampa persistieron montículos carbonatados, lo que sugiere altos topográficos nucleados por sal durante etapas de movimientos tempranos.

Para el Cretácico las condiciones cambian a una cuenca abierta, donde un sistema progradante deposita facies de caliza de plataforma en el sur y facies de calizas arcillosas pelágicas en el norte durante el Neocomiano. En esta etapa, en el extremo sur, inicia el desarrollo de la plataforma aislada Artesa-Mundo Nuevo. En el Barremiano ocurre el depósito de anhidritas y dolomías de la Formación Cobán sobre clásticos continentales de Todos Santos en el Cinturón Plegado de Chiapas, que son cubiertos a finales del Aptiano por calizas arcillosas y lutitas en una fase transgresiva (Ángeles-Aquino *et al.*, 1994).

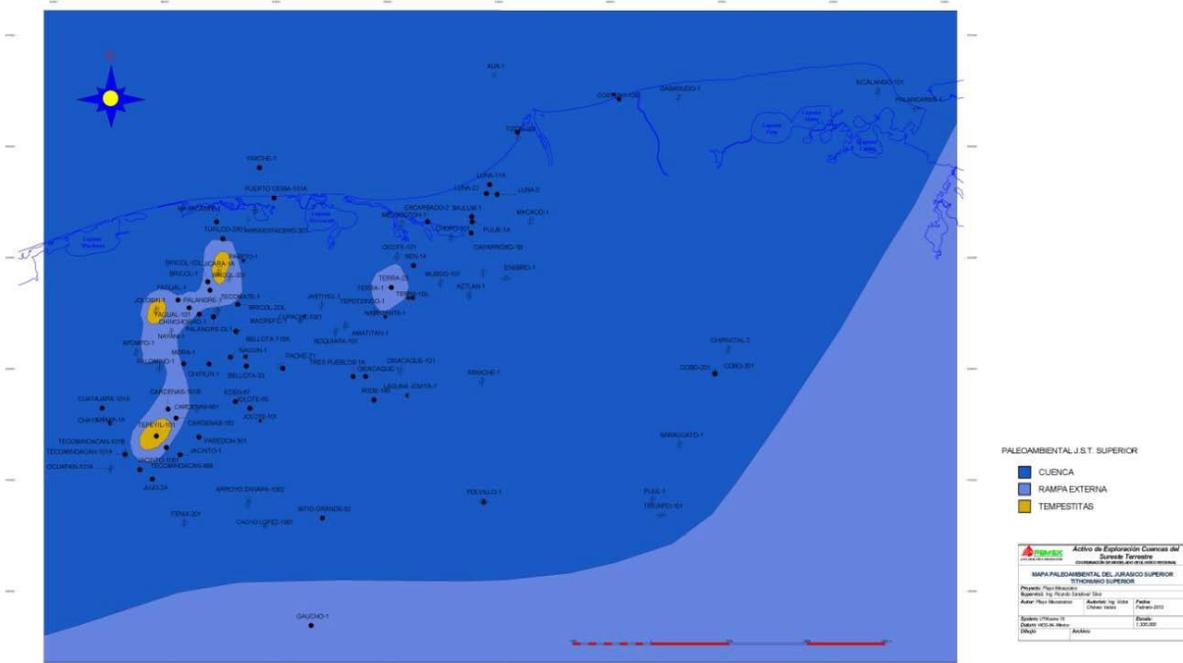


Figura 2.2.2: Mapa paleoambiental del Tithoniano Superior, la inundación regional ocasionó que en la mayor parte del área se depositaran calizas arcillosas y lutitas de ambiente de cuenca, quedando solamente la porción sur y sureste con ambiente de rampa externa.

Para el Albiano se restablece en la porción sur la sedimentación marina carbonatada somera, depositándose las calizas y dolomías con intercalaciones de lutitas y bentonitas de la Formación Sierra Madre (Meneses-Rocha, 2001), mientras que hacia las partes más profundas ubicadas al norte, se depositan calizas pelágicas arcillosas con bandas de pedernal. A fines del Cenomaniano otra transgresión que culmina en el Turoniano, permite el depósito de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de aguas profundas en la mayor parte de la provincia (Ángeles-Aquino *et al.*, 1994; Varela-Santamaría, 1995; Williams-Rojas, 1995; Sánchez-Montes de Oca, 2006). Sin embargo, en la parte sur y sureste de la provincia, así como en la plataforma Artesa-Mundo Nuevo, prevaleció el depósito de calizas bentoníticas y lutitas de agua somera hasta el Santoniano, equivalentes a las formaciones San Felipe, Méndez y Jolpabuchil, mientras que hacia el norte, ocurren brechas carbonatadas de la Formación Chac a lo largo del talud de la plataforma y calizas de plataforma de la Formación Angostura hacia el sur (Ángeles-Aquino *et al.*, 1994; Meneses-Rocha-2001; Sánchez-Montes de Oca, 2006).

En el Cretácico Tardío se depositaron gruesos espesores de brechas carbonatadas con clastos de calizas someras a lo largo del talud (Aquino *et al.*, 2003; Ángeles-Aquino, 2006), las cuales constituyen los principales yacimientos en el sector del campo Cantarell. Hacia las partes internas de plataforma también se depositaron sobre las calizas de la Formación Angostura brechas carbonatadas de la parte inferior de la Formación Soyaló del Paleoceno (Meneses-Rocha, 2001) y estas brechas fueron cubiertas por limolitas, lutitas y capas de brechas carbonatadas, de la misma formación, hacia el sur (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001; Meneses Rocha, 2001).

Para el Paleoceno la sedimentación en la provincia pasó a ser predominantemente siliciclástica debido a los efectos laramídicos. En el Eoceno se depositaron conglomerados aluviales y fluviales en la porción sur que transicionalmente pasan a ambientes deltaicos, costeros y de plataforma siliciclástica hacia el norte con el desarrollo de algunos crecimientos arrecifales de parche y sedimentación de aguas profundas más al norte (Cantú-Chapa y Landeros-Flores, 2001).

Durante el Eoceno tardío y el Oligoceno disminuye la actividad tectónica y el aporte siliciclástico; la distribución y acumulación de los sedimentos siliciclásticos derivados del sur empiezan a ser controladas por la deformación salina, sobre todo en la parte norte de la provincia en donde se presentan ambientes de aguas profundas (Ángeles-Aquino *et al.*, 1994).

Nuevamente en el Mioceno la actividad tectónica se manifiesta en la provincia con el inicio de la deformación Chiapaneca que provocó levantamiento y erosión con el incremento del influjo terrígeno y la progradación de los sistemas de plataforma desde el sur dando lugar al depósito de areniscas y lutitas bentoníticas (Chávez *et al.*, 2004).

Durante el Mioceno Superior se establece sobre el Pilar Reforma Akal y la Cuenca Salina del Istmo un sistema de plataforma-cuenca, producto del continuo depósito de areniscas y limolitas en facies de plataforma progradando hacia el norte y noroeste. Posteriormente, se establece el primer sistema deltaico en el área, caracterizado por deltas dominados por ríos en la Cuenca de Comalcalco, que pueden corresponder a los sistemas actuales denominados Mezcalapa-Grijalva y Usumacinta. El control de la

sedimentación era ejercido por fallas normales de tipo lístrico con caída hacia el norte, los canales eran rectos y de tipo trenzados, lo que da idea de corrientes jóvenes. Hacia el oeste, en la cuenca Salina del Istmo, se tenía un gran sistema turbidítico.

En la parte final del Mioceno Superior las facies son más maduras, la mayoría de los canales que desarrollan los deltas son canales rectos de tipo trenzado, amplios con bahías interdistributarias desarrolladas entre ellos, las barras de desembocadura se encuentran fuertemente afectadas por el oleaje modificando su geometría original y formando ahora barras de arena paralelas a la costa. Se observa el sistema plataforma-cuenca alcanzando una mayor madurez con abanicos de talud más comunes y más amplios.

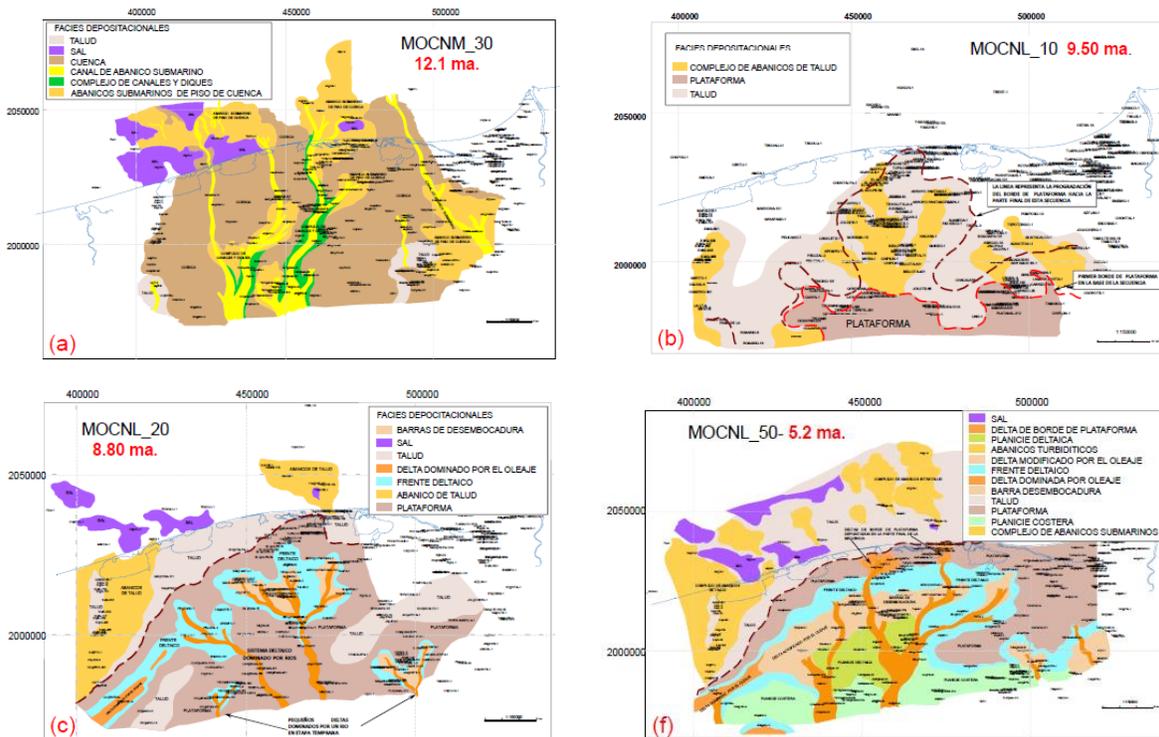


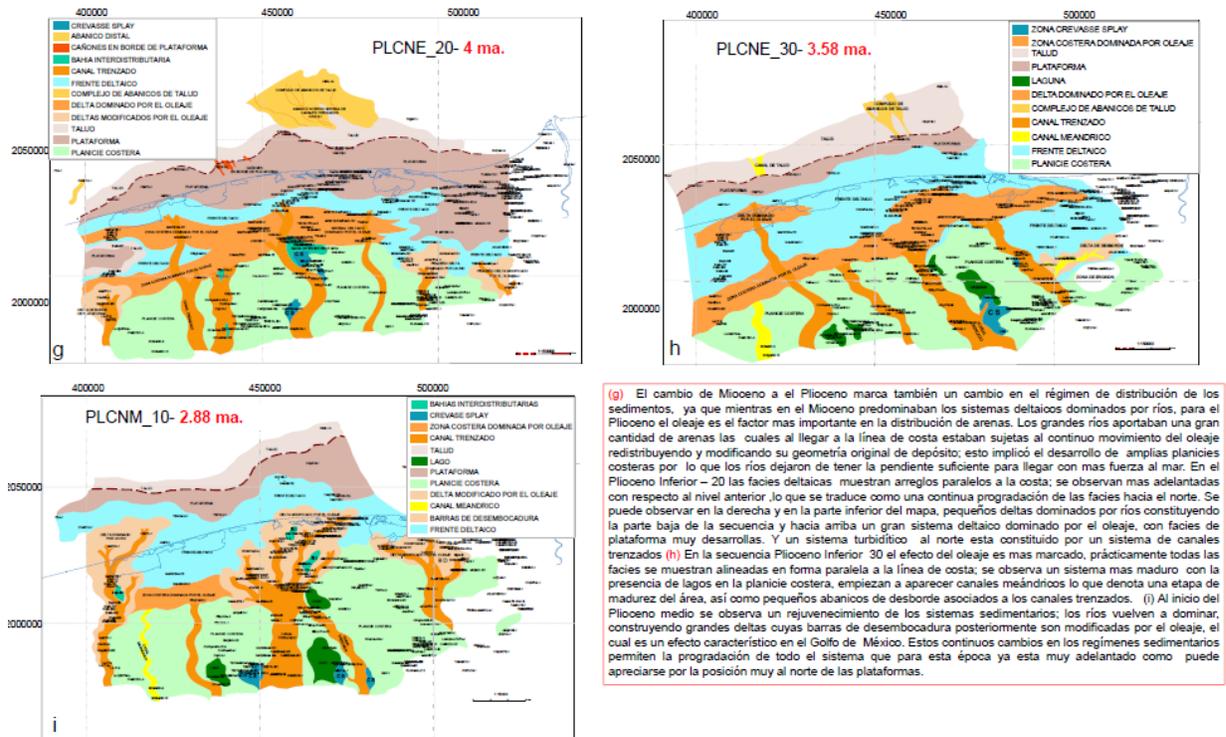
Figura 2.2.3: Mapas de distribución de facies de las secuencias del Mioceno Medio y Superior (CPMC/AES, 2008-2009).

Para el Plioceno la acumulación y progradación de sedimentos provenientes del sur provocó la evacuación de sal y el colapso gravitacional hacia el noroeste a lo largo del

sistema de fallas Comalcalco, dando lugar a la formación de la provincia del mismo nombre.

El cambio del Mioceno al Plioceno marca también un cambio en el régimen de distribución de los sedimentos, ya que mientras en el Mioceno predominaban los sistemas deltaicos dominados por ríos, para el Plioceno el oleaje es el factor más importante en la distribución de arenas. Los grandes ríos aportaban una gran cantidad de arenas, las cuales al llegar a la línea de costa estaban sujetas al continuo movimiento del oleaje, redistribuyendo y modificando su geometría original de depósito; esto implicó el desarrollo de amplias planicies costeras por lo que los ríos dejaron de tener la pendiente suficiente para llegar con más fuerza al mar. En el Plioceno Inferior las facies deltaicas muestran arreglos paralelos a la costa; se observan más adelantadas, lo que se traduce como una continua progradación de las facies hacia el norte. Se puede observar en la derecha y en la parte inferior del mapa, pequeños deltas dominados por ríos constituyendo la parte baja de la secuencia y hacia arriba un gran sistema deltaico dominado por el oleaje, con facies de plataforma muy desarrolladas y un sistema turbidítico al norte constituido por un sistema de canales trenzados (Robles-Nolasco *et al.*, 2004; Soto-Cuervo *et al.*, 2004).

Durante el Plioceno Tardío y Pleistoceno se depositaron sedimentos de plataforma en el área correspondiente a la actual plataforma continental y sistemas de talud y cuenca de aguas profundas más hacia el norte, afectados por fallas de crecimiento y tectónica salina. Se tiene también un rejuvenecimiento de los sistemas sedimentarios, los ríos vuelven a dominar construyendo grandes deltas cuyas barras de desembocadura posteriormente son modificadas por el oleaje, el cual es un efecto característico en el Golfo de México. Estos continuos cambios en los regímenes sedimentarios permiten la progradación de todo el sistema que para esta época ya está muy adelantado, como puede apreciarse por la posición muy al norte de la plataforma.



(g) El cambio de Mioceno a el Plioceno marca también un cambio en el régimen de distribución de los sedimentos, ya que mientras en el Mioceno predominaban los sistemas deltaicos dominados por ríos, para el Plioceno el oleaje es el factor mas importante en la distribución de arenas. Los grandes ríos aportaban una gran cantidad de arenas las cuales al llegar a la línea de costa estaban sujetas al continuo movimiento del oleaje redistribuyendo y modificando su geometría original de depósito; esto implicó el desarrollo de amplias planicies costeras por lo que los ríos dejaron de tener la pendiente suficiente para llegar con mas fuerza al mar. En el Plioceno Inferior – 20 las facies deltaicas muestran arreglos paralelos a la costa; se observan mas adelantadas con respecto al nivel anterior lo que se traduce como una continua progradación de las facies hacia el norte. Se puede observar en la derecha y en la parte inferior del mapa, pequeños deltas dominados por ríos constituyendo la parte baja de la secuencia y hacia arriba un gran sistema deltaico dominado por el oleaje, con facies de plataforma muy desarrolladas. Y un sistema turbidítico al norte esta constituido por un sistema de canales trenzados (h) En la secuencia Plioceno Inferior 30 el efecto del oleaje es mas marcado, prácticamente todas las facies se muestran alineadas en forma paralela a la línea de costa; se observa un sistema mas maduro con la presencia de lagos en la planicie costera, empiezan a aparecer canales meandricos lo que denota una etapa de madurez del área, así como pequeños abanicos de desborde asociados a los canales trenzados. (i) Al inicio del Plioceno medio se observa un rejuvenecimiento de los sistemas sedimentarios; los ríos vuelven a dominar, construyendo grandes deltas cuyas barras de desembocadura posteriormente son modificadas por el oleaje, el cual es un efecto característico en el Golfo de México. Estos continuos cambios en los regimenes sedimentarios permiten la progradación de todo el sistema que para esta época ya esta muy adelantado como puede apreciarse por la posición muy al norte de las plataformas.

Figura 2.2.4: Mapas de distribución de facies de las secuencias del Plioceno (CPMC/AES, 2008-2009).

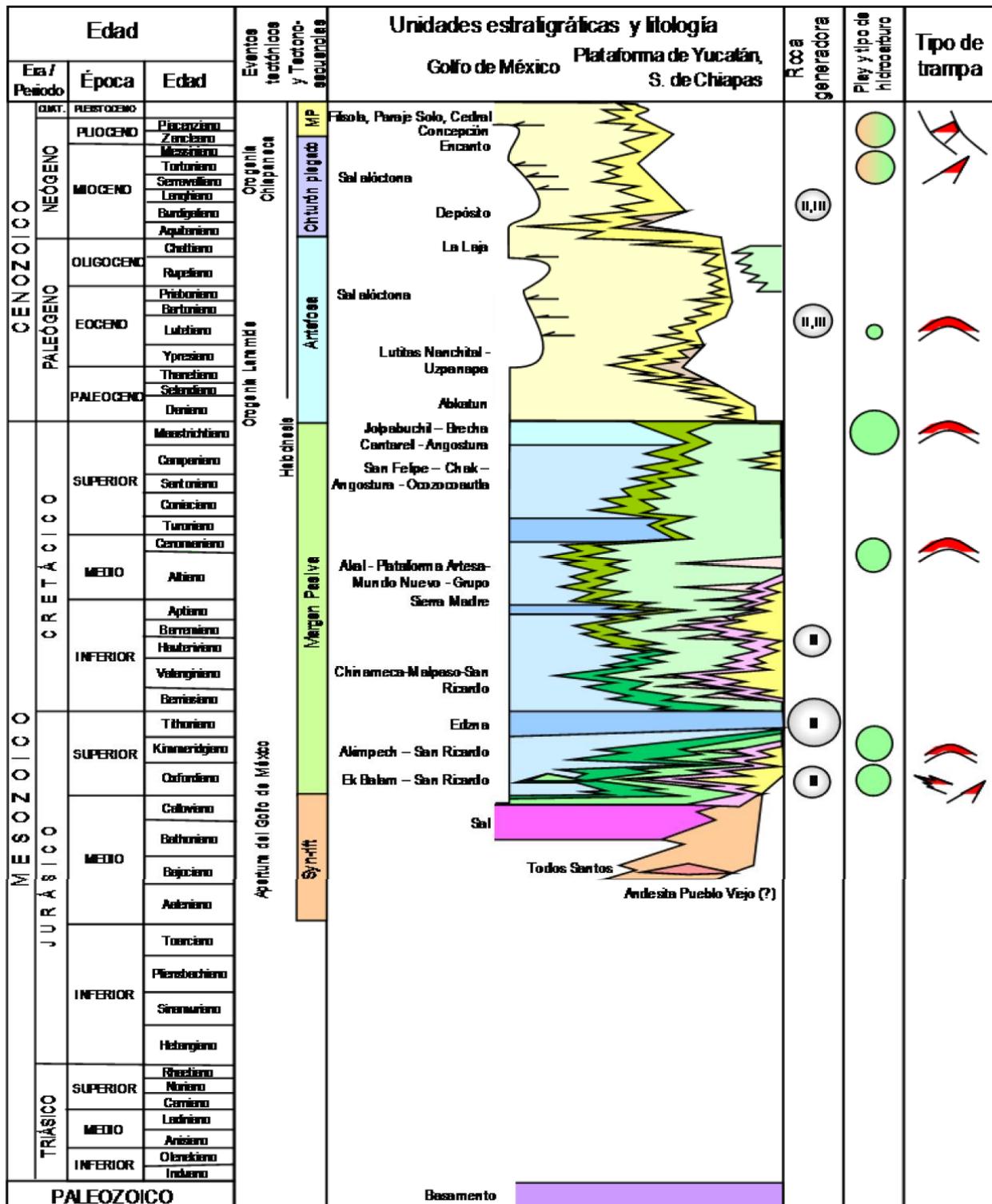


Figura 2.2.5: Columna estratigráfica de la Provincia Petrolera Sureste (Escalera y Hernández, 2010).

Capítulo 3: Fundamentos Teóricos.

3.1. Abanicos submarinos de talud.

3.1.1. Definición.

Los ambientes sedimentarios en aguas profundas representan principalmente depósitos por flujos de gravedad, los cuales transportan y depositan los sedimentos clásticos sobre el talud o el piso de cuenca. La sedimentación en estos sistemas puede ocurrir en cualquier momento, sin embargo, el mayor volumen de sedimentos es transportado hacia la cuenca durante las etapas del nivel bajo del mar y el inicio del ascenso del mismo (Shanmugan and Moiola, 1982; Bouma *et al.*, 1989; Posamentier *et al.*, 1991).

Los abanicos submarinos de talud (*slope fans*) se depositan al comenzar la desaceleración de la caída relativa del nivel del mar. Consisten en depósitos complejos, asociados a derrumbes y/o deslizamientos.

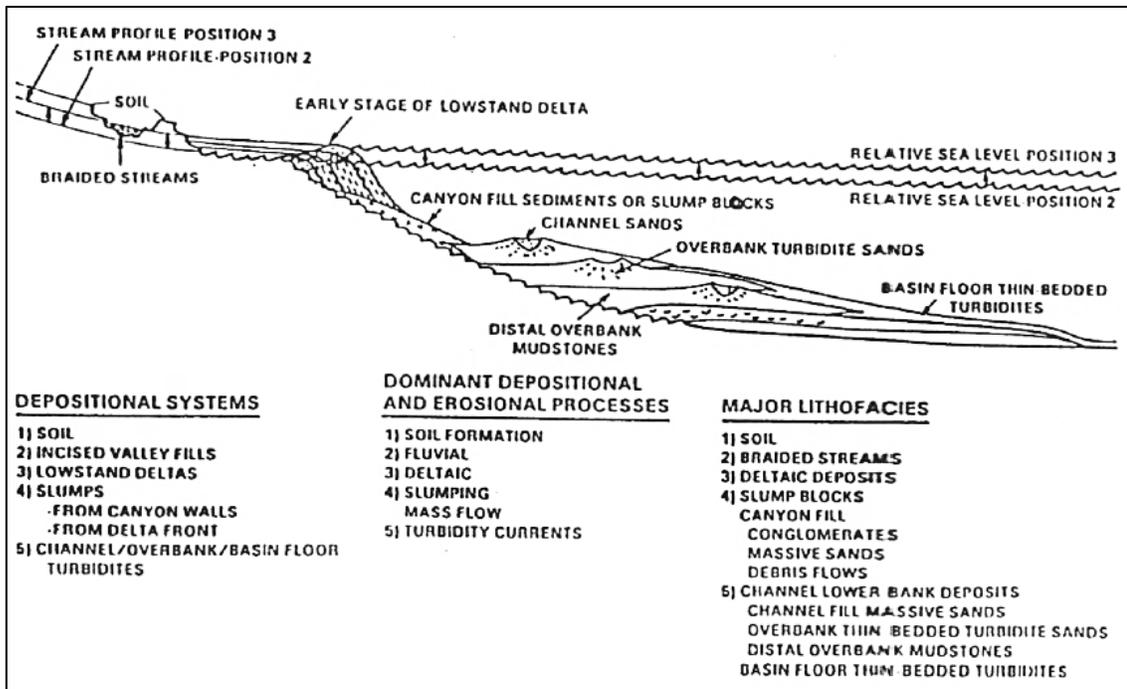


Figura 3.1.1: Diagrama esquemático donde se muestran las características sedimentarias y depositacionales de un abanico de talud (Vail *et al.*, 1989).

Mutti y Normark (1991) definen un sistema turbidítico (abanico) como "un cuerpo genéticamente relacionado con facies y asociaciones de facies de flujo de masa y corriente de turbidez que se depositaron sobre una continuidad estratigráfica". Bouma *et al.* (1985) denominaron lóbulo al sistema turbidítico individual limitado por discordancias. Cuando los abanicos están apilados, se tendrá un complejo turbidítico (abanico submarino). Si las arcillas son del mismo grosor que las capas ricas en arena de los sistemas turbidíticos individuales o si comprenden por lo menos el 70% de la secuencia, el sistema es rico en arcilla (Reading y Richards, 1994). Los sistemas ricos en arena, por el contrario, se caracterizan por una alta relación neto-bruto y por acumulaciones de arcillas que son mucho más delgadas que las sucesiones dominadas por arena (Bouma, 2000).

### **3.1.2. Secuencia Bouma.**

La Secuencia Bouma (1962) es un modelo de secuencia vertical que se utiliza para describir los depósitos turbidíticos. Esta secuencia vertical está dividida en cinco facies fácilmente distinguibles por sus características litológicas y estructuras primarias (Figura 3.1.2). Cada una de estas facies ha sido denominada, en forma ascendente:

- Facies A: Consiste de conglomerados, areniscas conglomeráticas y arenas de grano grueso. La secuencia comienza con estructuras de canal o socavamiento, para continuar con una estratificación gradada normal. Esta facies está asociada principalmente a flujos de escombros, flujos de grano y corrientes de turbidez.
- Facies B. Compuesta por arenas de grano medio a grueso con laminación paralela, llegando a presentar ocasionalmente estructuras de socavamiento, así como huellas e impresiones de pistas; esta facies se asocian a flujos turbidíticos de régimen alto.
- Facies C. Se caracteriza por arenas de grano medio a fino interestratificadas con lodos (limos). Las principales estructuras asociadas a esta facies son: laminación convoluta, rizaduras y estratificación ondulada. Estas facies se generan por flujos de

licuefacción y flujos turbidíticos.

- Facies D. Consiste en arenas de grano fino a muy fino estratificadas con lodos (limos y arcillas), presentan laminación paralela. Cada estrato de arena es frecuente que presente estratificación gradada.
- Facies E. Consiste principalmente de estratos masivos a laminares de lodos siliciclásticos. Se presentan esporádicamente estratos muy delgados de arenas muy finas. No existen estructuras.

Grain Size	Bouma (1962) Divisions	Middleton and Hampton (1973)	Lowe (1982)
Mud	Te Laminated to homogeneous	Pelagic and low - density turbidity current	Pelagic and hemipelagic
Sand - Silt	Td Upper parallel laminae	Turbidity current	Low-density turbidity current
	Tc Ripples, wavy or convoluted laminae		
	Tb Plane parallel laminae		
Sand - (to granule at base)	Ta Massive, graded		High-density turbidity current

Figura 3.1.2: Secuencia Bouma (1962), mostrando las facies y sus estructuras asociadas.

## 3.2. Estratigrafía de Secuencias.

### 3.2.1. Definición.

La Estratigrafía de Secuencias es una metodología que proporciona un marco de referencia crono-estratigráfico para los elementos de cualquier ambiente sedimentario, lo que facilita la reconstrucción paleogeográfica y la predicción de facies y litologías lejos de puntos de control. Este marco vincula los cambios en los patrones estratigráficos de depósito en respuesta a la variación en el espacio de acomodo y el aporte de sedimentos a través del tiempo. Los patrones estratigráficos de depósito permiten determinar el orden, las relaciones geométricas y la arquitectura de los

estratos sedimentarios. El marco estratigráfico secuencial también proporciona el contexto para interpretar la evolución de los sistemas de depósito a través del espacio y tiempo.

La principal herramienta en el análisis estratigráfico secuencial es el patrón de apilamiento de los estratos y las superficies que limitan dichos patrones. Las tendencias en el carácter geométrico se combinan para definir patrones como: *upstepping*, *forestepping*, *backstepping* y *downstepping*. Un marco estratigráfico secuencial puede constar de tres diferentes tipos de unidades estratigráficas: secuencias, *systems tracts* y parasecuencias. La definición de estas unidades es independiente de las escalas temporales y espaciales, así como de los mecanismos de formación.

### **3.2.2. Secuencia Estratigráfica.**

Las “secuencias” fueron definidas originalmente como unidades estratigráficas limitadas por discordancias (Sloss *et al.*, 1949; Sloss 1963). El concepto de secuencia posteriormente fue revisado para incluir “una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados delimitada por discordancias o sus correlativas concordancias” (Mitchum 1977).

Catuneanu *et al.* (2009) redefinen el concepto de secuencia como “una sucesión de estratos depositados durante un ciclo completo de cambio en el espacio de acomodo o en el aporte de sedimento”. Esta definición es genérica, independiente del modelo y abarca todo tipo de secuencia que se puede desarrollar en cualquier escala espacial o temporal.

La especificación de que una secuencia corresponde a un ciclo estratigráfico completo se requiere para separar una secuencia de los *systems tracts* que la componen. Todos los esquemas estratigráficos de secuencias existentes (Figura 3.2.2.1, Figura 3.2.3.1), en su definición de secuencia incorporan un ciclo completo de cambio en el espacio de acomodo o en el aporte de sedimentos, ya que el inicio y el fin de un ciclo está marcado por el mismo tipo de evento: el inicio del descenso del nivel del mar; el fin del descenso del nivel del mar; el fin de una regresión o de una transgresión (Figura 3.2.3.1). En

contraste, los límites de cualquier sistema corresponden a diferentes eventos del ciclo del nivel relativo del mar (Figura 3.2.3.1).

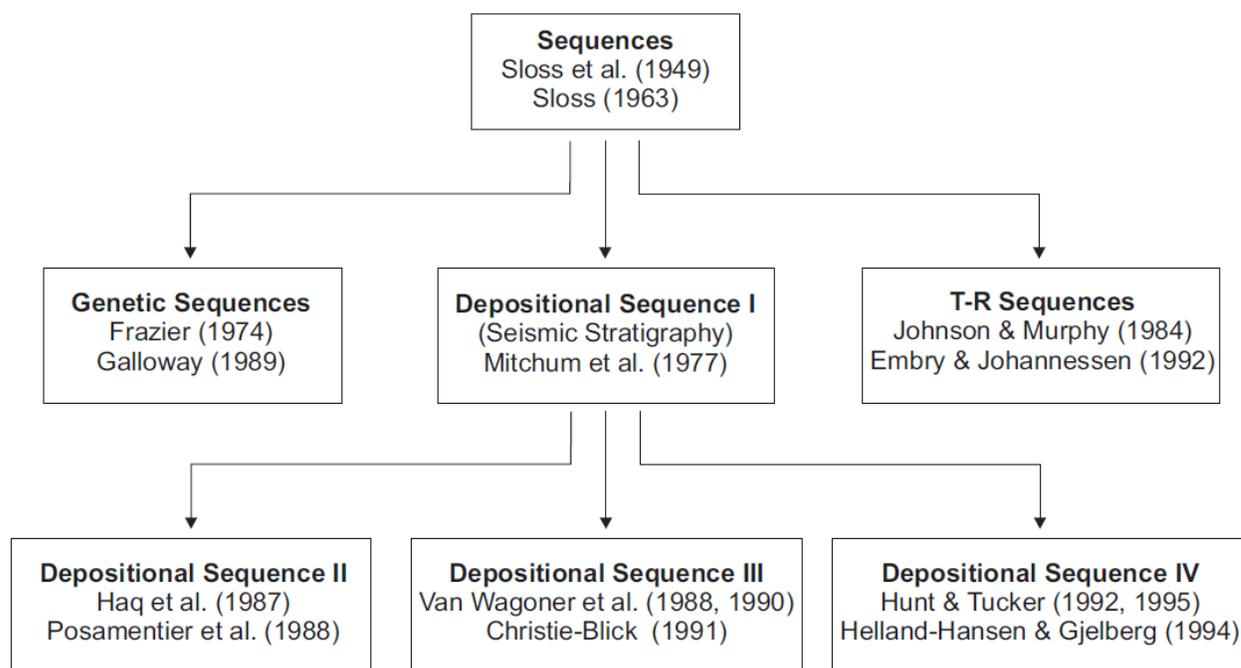


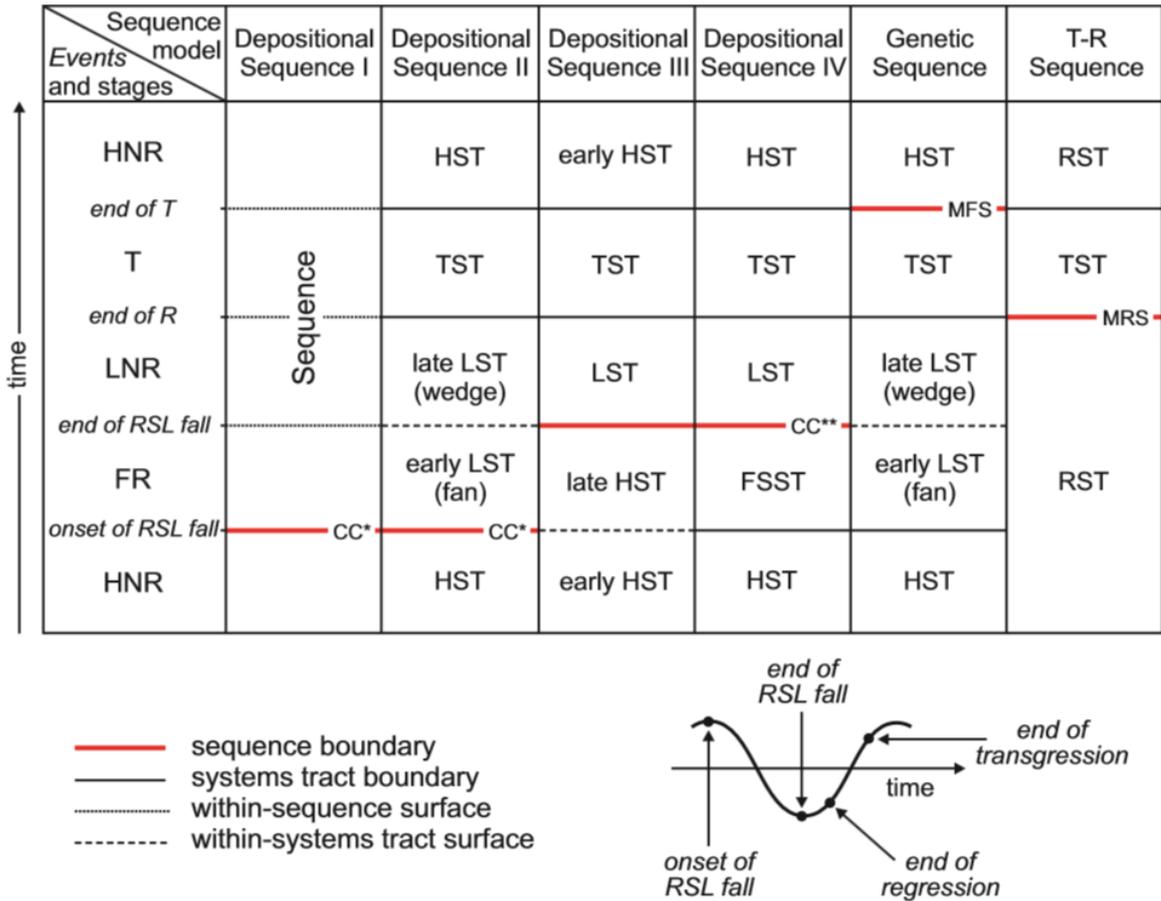
Figura 3.2.2.1: Evolución de los enfoques de la Estratigrafía de Secuencias (Catuneanu *et al.* 2010).

### 3.2.3. Systems Tracts.

Un *systems tract* es un conjunto de sistemas de depósito contemporáneos, es la subdivisión de una secuencia (Brown y Fisher 1977). La definición de un *systems tract* es independiente de la escala espacial y temporal. La arquitectura interna de un *systems tract* puede variar con la escala de observación, a partir de una sucesión de facies (como en el caso de secuencias de alta frecuencia impulsadas por la variación orbital) a un conjunto de parasecuencias o secuencias de frecuencia más alta.

Los *systems tracts* son interpretados con base en los patrones estratigráficos de depósito, la posición dentro de la secuencia, y el tipo de superficie que lo limitan (Van Wagoner *et al.* 1987, 1988, 1990; Posamentier *et al.* 1988; Van Wagoner 1995; Posamentier y Allen 1999).

Los *systems tracts* relacionados a la línea de costa comúnmente se interpreta que son formados durante fases específicas del ciclo del nivel del mar (Posamentier *et al.*, 1988; Hunt y Tucker 1992; Posamentier y Allen 1999; Catuneanu 2006; Catuneanu *et al.*, 2009).



Abreviaturas: RSL– relative sea level; T – transgression; R – regression; FR – forced regression; LNR – lowstand normal regression; HNR – highstand normal regression; LST – lowstand systems tract; TST – transgressive systems tract; HST – highstand systems tract; FSST – falling-stage systems tract; RST – regressive systems tract; T-R – transgressive-regressive; CC\* – correlative conformity in the sense of Posamentier and Allen (1999); CC\*\* – correlative conformity in the sense of Hunt and Tucker (1992); MFS – maximum flooding surface; MRS – maximum regressive surface.

Figura 3.2.3.1: Nomenclatura de los *systems tracts* en los diferentes enfoques de la Estratigrafía de Secuencias (Catuneanu *et al.* 2010).

## 1. Sistema de la Etapa de Descenso – *Falling-Stage Systems Tract (FSST)*.

El FSST incluye todos los depósitos regresivos que se acumulan después del inicio del descenso del nivel del mar y antes del inicio del siguiente ascenso. El FSST es el producto de una regresión forzada. El FSST se encuentra sobre el límite de secuencia *sensu* Posamentier y Allen (1999) y lo suprayacen los sedimentos del LST, sin embargo, Hunt y Tucker (1992) colocan el límite de secuencia por encima del FSST, ya que a su juicio, aquí finaliza un ciclo de depósito e inicia otro. Gran variedad de patrones de apilamiento de parasecuencias se puede formar, dependiendo del gradiente del perfil de depósito, la tasa de aporte de sedimentos y la tasa de descenso del nivel del mar (Posamentier y Morris 2000).

El descenso del nivel del mar se evidencia por la erosión de los sedimentos con exposición sub-aérea por arriba de la línea de costa al final de la regresión forzada, y la formación de una discordancia diacrónica sub-aérea que limita el HST. Depósitos fluviales del LST o TST pueden presentar onlaps contra la discordancia subaérea. La discordancia sub-aérea también puede ser re-trabajada por una superficie transgresiva de erosión y cubierta por depósitos residuales (*sediment lag*).

Las características del FSST fueron establecidas por Hunt y Tucker (1992), Nummedal (1992) y Ainsworth (1994). La terminología aplicada a este sistema varía desde ‘cuña regresiva forzada’ (*forced regressive wedge*, Hunt y Tucker 1992) a ‘caída del nivel del mar’ (*falling sea-level*, Nummedal 1992) y ‘etapa de descenso’ (*falling-stage*, Ainsworth 1994). El término ‘etapa de descenso’ ha sido el más empleado en trabajos recientes (Plint y Nummedal 2000; Catuneanu 2006). Este sistema también ha sido denominado *Early Lowstand Systems Tract* (Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier y Allen 1999).

## 2. Sistema de Nivel Bajo – *Lowstand Systems Tract (LST)*.

El LST incluye los depósitos que se acumulan después del inicio del ascenso del nivel del mar, durante una regresión normal, en la parte superior del FSST y su correspondiente discordancia sub-aérea. Se tiene patrones exhibiendo *forestepping*, clinoforras agradantes que (en sistemas siliciclásticos) se engrosan en su parte

inferior, limitados en su parte superior por depósitos fluviales, de planicie costera y/o deltaica. Los sedimentos del LST durante la regresión forzada suelen llenar total o parcialmente los valles formados durante el HST y depósitos anteriores. Este sistema sedimentario también ha sido denominado *Late Lowstand Systems Tract* (Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier y Allen 1999) o *Lowstand Prograding Wedge Systems Tract* (Hunt y Tucker, 1992).

Anteriormente, el *Shelf-margin Systems Tract* era reconocido como el sistema inferior asociado con un límite de secuencia tipo 2 (Posamentier *et al.*, 1988). Con el abandono de la distinción entre los tipos 1 y 2, este término es redundante (Posamentier y Allen 1999; Catuneanu 2006), estos depósitos son considerados parte del LST.

### **3. Sistema Transgresivo – *Transgressive Systems Tract* (TST).**

El TST comprende los depósitos que se acumulan desde el inicio hasta el momento de máxima transgresión de la costa, justo antes de la subsecuente regresión del HST. El TST se encuentra directamente sobre la superficie máxima regresiva formado al concluir la regresión (también denominada superficie transgresiva). Este sistema está cubierta por la superficie de máxima inundación (MFS) formada cuando los sedimentos marinos alcanzan su posición más hacia tierra. Los patrones de apilamiento presentes son *backstepping*, *onlapping*, clinofomas retrogradantes que en ambientes siliciclásticos se engrosan en su parte superior. En los casos donde existe un alto aporte de sedimentos los parasecuencias pueden ser agradantes.

### **4. Sistema de Nivel Alto – *Highstand Systems Tract* (HST).**

El HST incluye los depósitos progradacionales que se forman cuando las tasas de acumulación de sedimentos superan la tasa de incremento en el espacio de acomodo durante la última etapa de ascenso del nivel del mar (Figura 3.2.3.1). El HST se encuentra sobre la superficie de máxima inundación formada cuando los sedimentos marinos alcanzan su posición más hacia tierra. Este *systems tract* está limitado por la discordancia sub-aérea y su conformidad correlativa (*sensu* Posamentier y Allen 1999). Los patrones de depósito consisten en clinofomas progradantes y agradantes que

comúnmente se adelgazan echado abajo, limitados en su parte superior por depósitos fluviales, de planicie costera y/o deltaica.

### **5. Sistema Regresivo – *Regressive Systems Tract* (RST).**

El RST se encuentra por encima de un TST y está cubierta por la superficie transgresiva inicial del TST suprayacente. La secuencia completa se conoce como Secuencia Transgresiva-Regresiva (T-R) (Johnson y Murphy 1984; Embry y Johannessen 1992). Los sedimentos de este sistema incluyen a: HST, FSST y LST definidos anteriormente.

En caso de que los datos disponibles sean insuficientes para distinguir entre HST, FSST y LST, se justifica el uso del Sistema Regresivo. Sin embargo, cuando los datos lo permitan, se recomienda la diferenciación entre los tres tipos de depósitos regresivos (HST, FSST, LST), ya que se refieren a diferentes patrones estratigráficos de apilamiento, caracterizados por diferentes patrones de dispersión de sedimentos en la cuenca y por consiguiente están asociados con diferentes plays petroleros. Una de las aplicaciones más importantes de la Estratigrafía de Secuencias es aumentar la resolución de los marcos estratigráficos para optimizar la exploración de petróleo y desarrollo de la producción.

#### **3.2.4. Superficies de la Estratigrafía de Secuencias.**

##### **1. Definición.**

Las superficies de la Estratigrafía de Secuencias marcan cambios en el patrón de depósito. Son superficies que pueden servir, al menos en parte, como límites de los *systems tracts*. Pueden corresponder a horizontes conceptuales (es decir, sin un contraste litológico) o superficies físicas, dependiendo de su expresión en afloramiento. Las superficies discordantes suelen tener una expresión física. Cualquier superficie estratigráfica de secuencias concordante puede ser un horizonte conceptual o una superficie observable con atributos físicos, dependiendo de las condiciones locales de depósito o preservación.

Un conjunto de siete superficies estratigráficas de secuencias, incluida dos tipos de conformidades correlativas, es de uso generalizado (Figura 3.2.4.1).

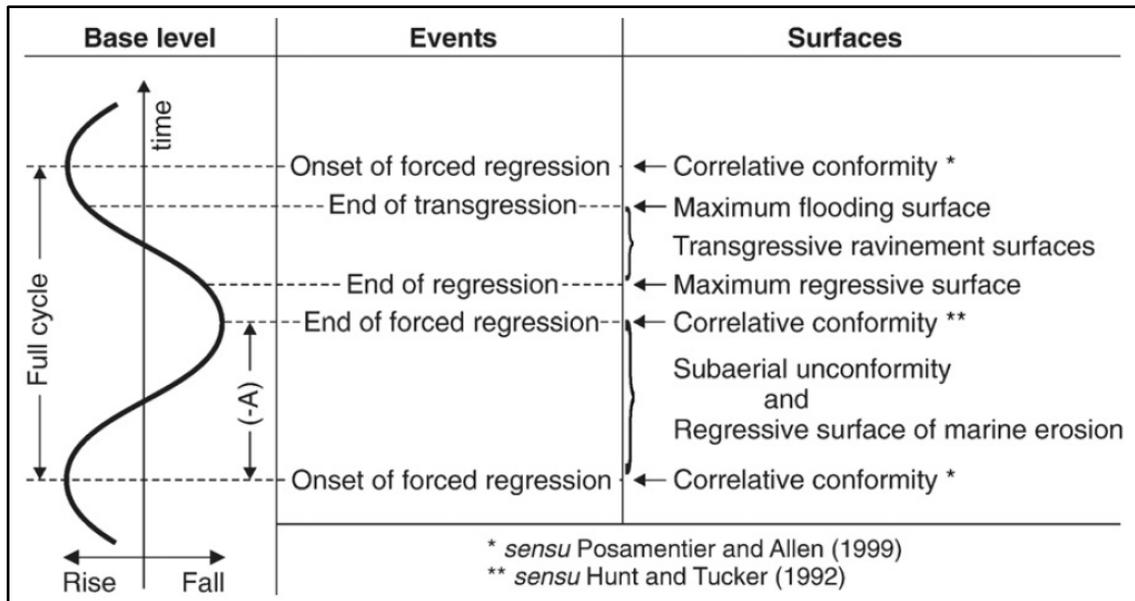


Figura 3.2.4.1: Tiempo en el que ocurren las superficies de la Estratigrafía de Secuencias, en relación a los cuatro eventos el ciclo del nivel base del mar (Catuneanu, 2006).

### 1. Discordancia sub-aérea.

La discordancia sub-aérea (Sloss *et al.*, 1949) es una discordancia que se forma en condiciones sub-aéreas, como resultado de erosión fluvial o *bypass*, pedogénesis, degradación del viento, o disolución y carstificación. Los términos alternativos incluyen: discordancia del nivel bajo del mar (Schlager 1992), superficie regresiva de erosión fluvial (Plint y Nummedal 2000), y superficie fluvial de atrincheramiento/incisión (Galloway 2004).

Las discordancias sub-aéreas se pueden formar durante una regresión forzada en sistemas fluviales en su porción controlada por la corriente (Posamentier *et al.*, 1988); durante una transgresión acompañado por erosión costera (Leckie, 1994); durante periodos de acomodo fluvial negativo en sistemas fluviales en su porción controlada por la contracorriente (por ejemplo, Blum 1994); o durante el descenso del nivel del mar exponiendo las plataformas carbonatadas y arrecifes a la karstificación.

## **2. Conformidad correlativa.**

Una conformidad correlativa en el sentido de Posamentier *et al.* (1988) es una superficie estratigráfica marina que marca el cambio en los patrones de depósito de una regresión normal por un nivel alto del mar a una regresión forzada. Es el paleo-fondo marino en el inicio de una regresión forzada. Un término alternativo es la superficie basal de regresión forzada (Hunt y Tucker, 1992).

La conformidad correlativa en el sentido de Hunt y Tucker (1992) es una superficie estratigráfica marina que marca el cambio en los patrones de depósito de una regresión forzada a una regresión normal por el nivel bajo del mar. Por lo tanto, corresponde al paleo-fondo marino al final de una regresión forzada.

## **3. Superficie de máxima inundación.**

La superficie de máxima inundación (Frazier 1974; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway 1989) es una superficie estratigráfica que marca el cambio en los patrones de estratigráficos de depósito de una transgresión a una regresión normal del highstand. Es el paleo-fondo marino al final de una transgresión, y su superficie correlativa dentro del ambiente no-marino. Los términos alternativos son: superficie transgresiva final (Nummedal *et al.*, 1993), superficie de máxima transgresión (Helland-Hansen y Gjelberg 1994), y superficie transgresiva máxima (Helland-Hansen y Martinsen 1996).

A veces, el cambio en la tendencia de depósito de retrogradación a progradación está marcado por una zona comúnmente condensada de facies de aguas profundas, en lugar de una única superficie y esto puede prestarse a ambigüedades en la colocación de esta superficie en la sucesión de rocas (Carter *et al.*, 1998). Las clinofomas progradantes suprayacentes del *highstand* presentan downlaps contra la superficie de máxima inundación.

#### **4. Superficie regresiva máxima.**

La superficie regresiva máxima (Helland-Hansen y Martinsen 1996) marca el cambio en los patrones de depósito de una regresión normal de un lowstand a una transgresión. Es el paleo-fondo marino al final de una regresión normal producida por un nivel bajo del mar, y su superficie correlativa dentro del ambiente no-marino. Los términos alternativos son: superficie transgresiva (Posamentier y Vail 1988), cima del lowstand (Vail *et al.*, 1991), superficie transgresiva inicial (Nummedal *et al.*, 1993), superficie de regresión máxima (Helland-Hansen y Gjelberg 1994; Mellere y Steel 1995), superficie transgresiva conformable (Embry 1995), y superficie de máxima progradación (Emery y Myers 1996). El término de superficie regresiva máxima generalmente se emplea para hacer énfasis en el final de la regresión, y superficie transgresiva al inicio de la transgresión.

#### **5. Superficies transgresivas de erosión.**

Las superficies transgresivas de erosión (*transgressive ravinement surfaces*) (Posamentier y Vail 1988) se forman durante la transgresión en ambientes costeros o de aguas poco profundas por el oleaje (superficies transgresivas de erosión por oleaje; Swift 1975) o la marea (superficies transgresivas de erosión por marea; Allen y Posamentier 1993). Ambos tipos de superficie son diacrónicas, siendo más jóvenes hacia el margen de cuenca (Nummedal y Swift 1987). Su terminación hacia la cuenca se funde con la superficie máxima regresiva; y hacia tierra con la superficie de máxima inundación.

#### **6. Superficie regresiva de erosión marina.**

La superficie regresiva de erosión marina (Plint, 1988) es formada durante una regresión forzada en ambientes de aguas someras dominados por el oleaje, debido al descenso del nivel base de las olas con respecto al fondo marino. Sin embargo, esta erosión se puede formar también en condiciones de regresión normal, de alta energía, donde la trayectoria de la línea de costa es horizontal (es decir, en una progradación durante

*stillstand* del nivel del mar) o ascenso con un ángulo bajo (es decir, progradación durante bajas tasas de ascenso del nivel del mar; Helland-Hansen y Martinsen 1996).

La superficie regresiva de erosión marina es diacrónica, conforme avanza la regresión es más joven hacia la cuenca. Los términos alternativos son: superficie regresiva de ravinamiento (*regressive ravinement surface*, Galloway 2001), y ravinamiento regresivo por oleaje (*regressive wave ravinement*, Galloway 2004).

### **3.3. Conceptos Sísmicos.**

#### **3.3.1. Facies Sísmicas.**

En los materiales del subsuelo pueden reconocerse sus características, aunque en este caso se base en los datos obtenidos por los registros geofísicos o en los perfiles sísmicos.

El término electrofacies ha sido introducido por Serra (1972) y matizado por Serra y Abbott (1980) quienes lo definen como "el conjunto de las respuestas de los registros geofísicos que caracterizan un estrato y permiten que este pueda ser diferenciado de los otros que le rodean".

El término de facies sísmicas se utiliza para denominar al conjunto de propiedades observables en un perfil sísmico para un estrato o conjunto de estratos. Estas propiedades son: configuración, amplitud, frecuencia, continuidad, velocidad del intervalo, etc. y permiten delimitar diferentes tipos de materiales. Las facies sísmicas vienen controladas por las litofacies de los materiales y especialmente por las geometrías de las superficies de estratificación, espesor de estratos y por la litología. El volumen ocupado por los materiales de una misma facies sísmica es lo que se llama *unidad Utosísmica*. La delimitación de las unidades litosísmicas es uno de los objetivos inmediatos de cualquier interpretación de un perfil sísmico, desde el punto de vista estratigráfico.

Las facies sísmicas son determinadas mediante el análisis de las reflexiones dentro de las secuencias: geometría, amplitud y frecuencia ponderada, frecuencia, continuidad y velocidad de intervalo. Lo anterior aunado con el análisis del carácter de las reflexiones individuales: forma de la ondícula, frecuencia y amplitud. Ver Tabla 3.3.1.1

Un cambio de facies sísmicas es el cambio en la respuesta sísmica de una secuencia dada y se determina lateralmente. Puede sugerir un cambio en el carácter de las rocas, por ejemplo, como lutitas y areniscas interestratificadas a lutita solamente o de facies arrecifales a post-arrecifales.

<b>PARÁMETROS DE LAS FACIES SÍSMICAS</b>	<b>INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA</b>
Configuración de la reflexión	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Patrones de estratificación</li> <li>• Procesos depositacionales</li> <li>• Erosión y paleotopografía</li> <li>• Contactos de fluidos</li> </ul>
Continuidad de reflexión	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Continuidad de la estratificación</li> <li>• Procesos depositacionales</li> </ul>
Amplitud de reflexión	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Contraste de velocidad-densidad.</li> <li>• Espaciamiento entre capas.</li> <li>• Contenido de fluido.</li> </ul>
Frecuencia de reflexión	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Espesor de capas.</li> <li>• Contenido de fluido.</li> </ul>
Velocidad intervállica	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Estimación de litología.</li> <li>• Estimación de porosidad.</li> <li>• Contenido de fluido.</li> </ul>
Forma externa o geometría y asociación areal de las unidades de facies sísmicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Espesor de facies.</li> <li>• Ambiente sedimentario.</li> <li>• Fuente de sedimentos.</li> <li>• Configuración geológica.</li> </ul>

Tabla 3.3.1.1: Parámetros de las facies sísmicas y su significado geológico (Mitchum, *et al.*, 1977).

### 3.3.2. Atributos Sísmicos.

Los atributos sísmicos son medidas específicas de características geométricas, cinemáticas, dinámicas o estáticas provenientes de los datos sísmicos pre-apilamiento o post-apilamiento (Chen y Sydney, 1997). Los atributos pueden presentar información fundamental de los datos sísmicos: tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación.

La mayoría de los atributos usados comúnmente son posteriores al apilamiento (post-stack), es decir, después de que los datos fueron migrados y cargados en las estaciones de trabajo. Los atributos que son derivados antes del apilamiento (pre-stack) son derivados principalmente de las variaciones de amplitud con el offset (AVO).

Los atributos no son independientes uno de otro, pero corresponden a diferentes maneras de representar una información limitada (Brown, 2001). Por lo general, los atributos derivados de los horizontes en tiempo ayudan a discernir detalles estructurales, mientras los atributos derivados de la amplitud sísmica llevan información estratigráfica (cambio de espesor, de litología) o de contenido en fluido.

La combinación de varios atributos y su correlación con parámetros petrofísicos afinan el detalle estratigráfico y estructural de un yacimiento y ayudan a crear escenarios más confiables al definir áreas de interés.

#### **Atributos de Amplitud.**

Los atributos de amplitud suministran información estratigráfica y estructural. La interpretación en términos geológicos permite definir el patrón de fallas, los fluidos, la litología (*PostStack Family Reference*, Manual de Landmark). Algunos atributos de amplitud son:

##### Amplitud RMS.

Es expresada como la raíz cuadrada del promedio de los cuadrados de las amplitudes encontradas en la ventana de análisis; el cálculo de la amplitud RMS, por lo general enfatiza las anomalías más que ningún otro atributo. La ecuación se expresa de la siguiente forma:

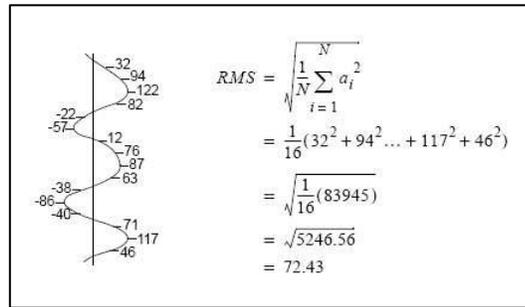


Figura 3.3.2.1: Cálculo de la Amplitud RMS de una traza.

Amplitud Absoluta Promedio.

Para cada traza los valores absolutos de las amplitudes en la ventana de análisis se suman, luego el total es dividido por el número de muestras utilizadas. La ecuación se expresa de la siguiente forma:

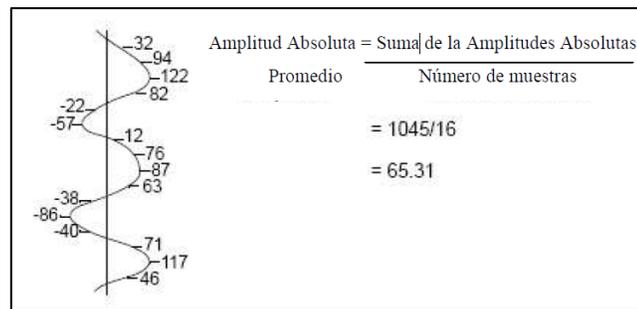


Figura 3.3.2.2: Cálculo de la Amplitud Absoluta Promedio a una traza.

Amplitud de pico promedio.

Se calcula sumando todos los valores positivos dentro de la ventana de estudio, luego se divide por el número de muestras positivas.

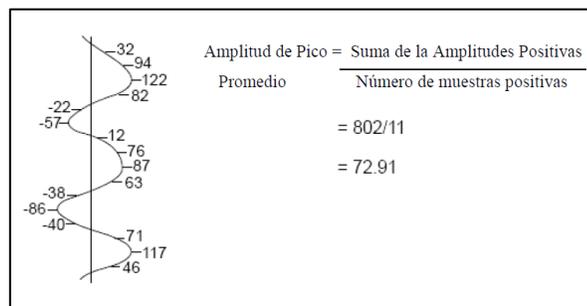


Figura 3.3.2.3: Cálculo de la Amplitud de Pico Promedio a una traza.

Amplitud de Pico Máximo.

Para cada traza, se le hace un ajuste parabólico a través de la amplitud máxima positiva en la ventana de análisis. Utiliza los valores circundantes para interpolar el máximo valor a lo largo de la curva.

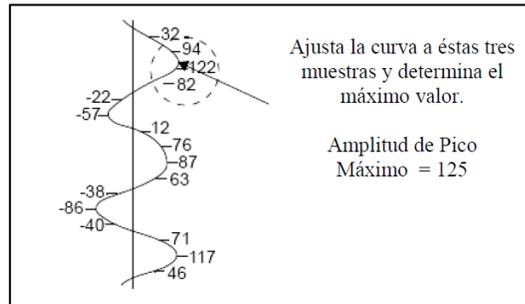


Figura 3.3.2.4: Cálculo de la Amplitud de Pico Máxima de una traza.

Amplitud Absoluta Máxima.

Calcula los valores de picos y valles dentro de la ventana de estudio y determina el mayor pico y valle, hace un ajuste parabólico a través de este pico y valle y de las muestras alrededor. Luego el valor máximo es interpolado.

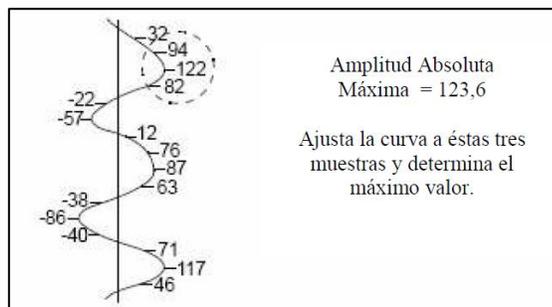


Figura 3.3.2.5: Cálculo de la Amplitud Absoluta Máxima a una traza.

Amplitud Absoluta Total.

Es la suma de todos los valores absolutos de las amplitudes dentro de una ventana específica.

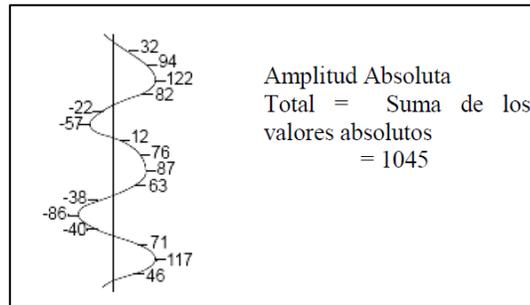


Figura 3.3.2.6: Cálculo de la Amplitud Absoluta Total a una traza.

**Amplitud Promedio.**

Suma las amplitudes dentro de la ventana de análisis y lo divide entre la suma de las muestras diferentes de cero.

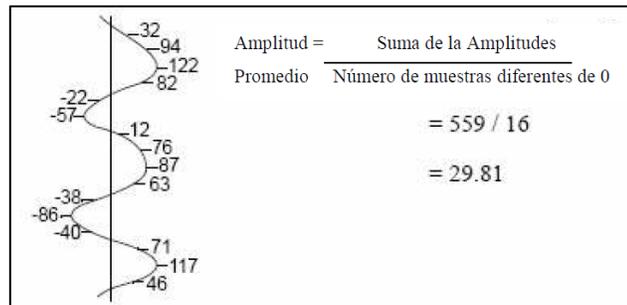


Figura 3.3.2.7: Cálculo de la Amplitud Promedio de una traza.

**Atributos de Traza Compleja.**

Los atributos de traza compleja pueden proporcionar información de la acumulación de gas y fluidos, litología, canales y arenas deltaicas, cambios en la secuencia estratigráfica, entre otros. Algunos atributos de traza compleja son:

Amplitud Instantánea o Fuerza de la Reflexión. La fuerza de reflexión suministra información sobre los contrastes de impedancia acústica. Mediante el estudio de la intensidad de la fuerza de reflexión, se puede tener una idea de cambios litológicos significativos, discontinuidades y límites asociados a cambios importantes en el nivel del mar o ambientes de depósito. Cambios laterales muy resaltantes pueden ser generados por fallamiento o presencia de hidrocarburos.

Frecuencia Instantánea. Puede suministrar información sobre la frecuencia característica de los eventos, efectos de absorción, fracturamiento y espesores depositacionales. La superposición de reflexiones individuales puede generar un modelo de frecuencia que caracteriza a la reflexión compuesta, y su carácter variará gradualmente así como la litología o el espesor en la secuencia de estratos. Los acñamientos y los bordes de interfases de fluidos (agua – petróleo), por lo general cambian rápidamente su frecuencia instantánea.

Fase Instantánea Promedio. La Fase Instantánea Promedio brinda información acerca de las características sobre la fase de un intervalo sísmico. Cambios laterales de fase pueden indicar cambios en el contenido de fluidos de los sedimentos o incluso cambios del carácter de las capas dentro de una secuencia.

## Capítulo 4: Análisis e integración de información.

En este capítulo se presentan los resultados de la aplicación de los principios descritos en el capítulo anterior sobre el conjunto de datos geológicos y geofísicos del proyecto.

### 4.1. Compilación y generación de la base de datos.

La primera fase consistió en la compilación de los datos generales de los pozos en el área (Tabla 4.1.1), así como su información geológica: cimbras, la descripción litológica, informes paleontológicos y petrográficos, análisis y descripción de núcleos. Asimismo, se compilaron los registros geofísicos, trayectorias, datos mecánicos y de producción.

Los datos generales, cimbras, registros geofísicos y trayectorias de los pozos fueron cargados en una base de datos.

NOMBRE	RESULTADO	CLASIFICACIÓN	KB	PT
AP-1	Improductivo, invadido de agua salada	01-01-06	8.71	3774.5
AP-101A	Improductivo, invadido de agua salada	01-01-06	13.33	6572
BRI-1	Productor de aceite y gas	01-01-01	16.92	6003
BRI-21	Productor de aceite y gas	07-07-01	16.92	6554
BRI-201	Improductivo, invadido de agua salada	01-01-06	18.23	7260
CHI-1	Improductivo, invadido de agua salada	01-01-06	15	7526
GUA-2	Productor de aceite y gas	04-04-01	12.33	4022
MAR-201	Improductivo, invadido de agua salada	01-01-06	13.84	5570
PAR-1	Productor de aceite y gas	01-01-01	19.800	7130
PAR-4	Productor de aceite y gas	07-07-01	16	6360
TOK-1	Productor de aceite y gas	01-01-01	18.78	4321
TUP-2001	Productor de aceite y gas	01-01-01	12.76	6095
JIC-1A	Improductivo, invadido de agua salada	01-01-06	9.34	7200
YAG-1	Productor de aceite y gas	01-01-01	12.90	6552
YAG-101	Productor de aceite y gas	01-01-01	18.388	5842

Tabla 4.1.1: Datos generales de pozos.

## 4.2. Definición de la columna litológica.

Un paso muy importante que ayuda en la correlación de las secuencias es conocer la litología cortada y asociarla a un medio ambiente de depósito, para que de esta manera se puedan asociar las superficies de máxima inundación (*mfs*) observadas en los registros geofísicos a picos arcillosos presentes en la columna litológica, los aumentos de espesor asociados a secuencias agradantes que corresponden a facies más someras o a depósitos de flujos, por esta razón es necesario construir la columna litológica para cada pozo utilizado.

La construcción de la columna litológica fue calibrada con el registro de rayos gamma y con el registro de densidad, se utilizó la información de las descripciones litológicas existentes de cada pozo.

Tomando en cuenta la descripción litológica de los pozos más cercanos, Par-4 (Figura 4.2.1) y Chi-1 (Figura 4.2.2), la columna del Neógeno en el área está representada por:

EDAD	CIMA	LITOLOGÍA
PLIOCENO	PLCNE-30	Alternancia irregular de Arenisca gris claro de grano medio a grueso, arcillosa; con delgadas intercalaciones de lutita arenosa, gris claro, presenta abundantes fragmentos de moluscos.
	PLCNE-20	
MIOCENO	MOCNL-50	Lutita compacta bien estratificada de color que varía de gris, verde a café, con intercalaciones de Arenisca de grano fino a medio.
	MOCNL-40	
	MOCNL-30	Alternancia de arenisca gris claro y gris verdoso, compacta, de grano fino a medio, en ocasiones arcillosa, y de lutita arenosa y calcárea, gris claro y gris verdoso.
	MOCNL-20	
	MOCNL-10	Intercalaciones de arenisca gris claro y gris verdoso, de grano fino medio, mal cementada, con matriz arcillosa, y lutita arenosa de color gris claro y gris verdoso, ligeramente calcárea.
	MOCNM-30	Lutita color gris claro y café con intercalaciones de pequeñas capas de arenisca de color gris claro.

Tabla 4.2.1: Columna litológica del área.

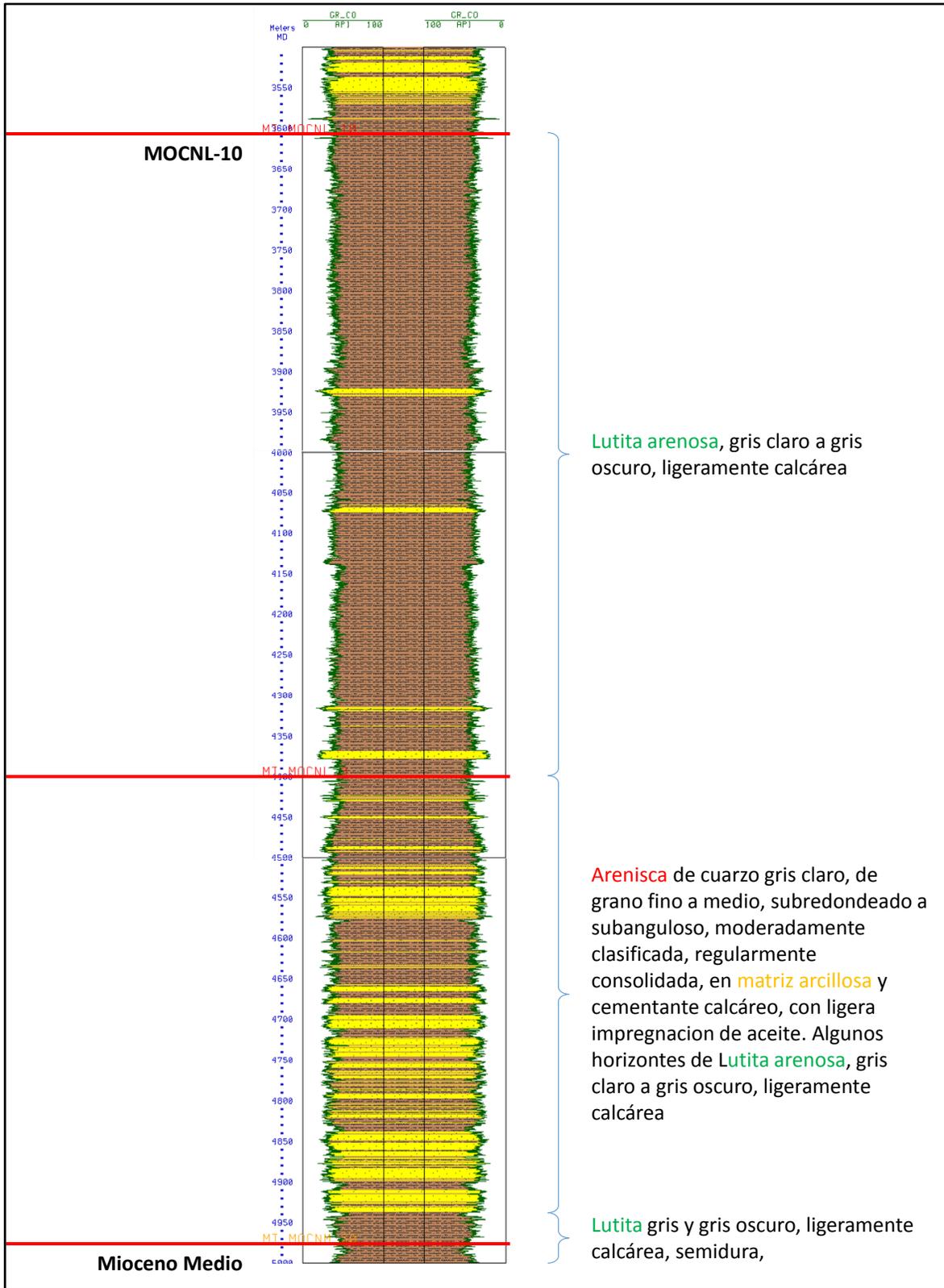


Figura 4.2.1: Columna litológica de la parte basal del Mioceno Superior del pozo Par-4.

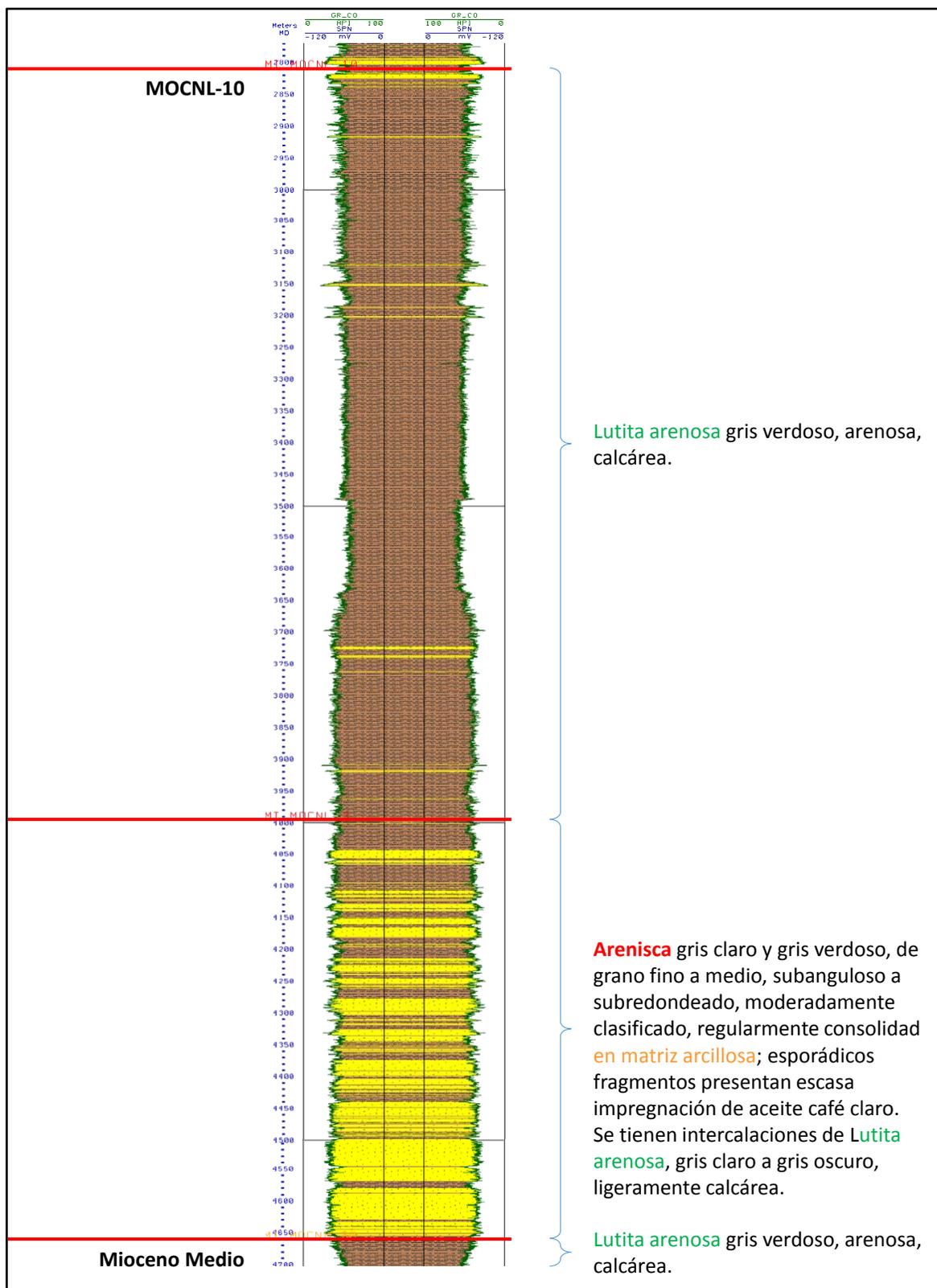


Figura 4.2.2: Columna litológica de la parte basal del Mioceno Superior del pozo Chi-1.

### 4.3. Análisis y descripción de Núcleos.

El objetivo principal de esta actividad es estudiar los núcleos cortados en este nivel, con la finalidad de describirlos y hacer una interpretación estratigráfica que permita la calibración de los ambientes en la secuencia estratigráfica. Solo se encontraron dos núcleos, uno en el pozo Tec-3 y otro en el pozo Par-4.

#### 4.3.1. Par-4. Núcleo-1: 4837-4846 m.

Este núcleo está constituido por una arenisca (sublitarenita a litarenita feldespática) de grano medio, pobremente clasificada, los granos son subangulosos a subredondeados, con porosidad intergranular muy baja, sin conectividad. Principalmente se observan granos de cuarzo, en menor proporción de feldespatos, texturalmente es submadura a inmadura.



Figura 4.3.1.1: Par-4. Núcleo-1: 4837-4846 m.

Se observa principalmente una arenisca masiva y gradada, en algunas partes se tiene laminación ondulada y laminación paralela. Este núcleo se asocia a facies canalizadas de abanicos de talud (Figura 4.3.1.1).

4.3.2. Tec-3. Núcleo-1: 4000-4003.5 m.

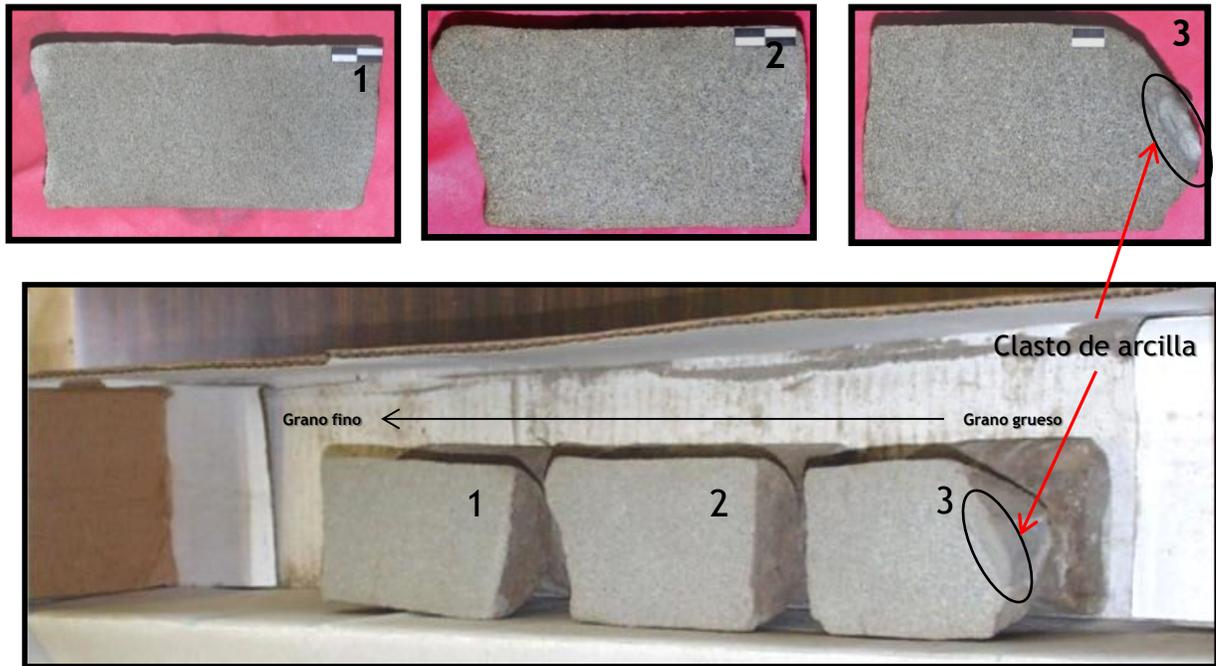


Figura 4.3.2.1: Tec-3. Núcleo-1: 4000-4003.5 m. Se presenta una arenisca masiva y gradada, con lóticos gruesos y clastos flotados hacia la base.

Este núcleo está constituido por una arenisca de textura masiva y gradada. Se observan algunos cantos y clastos de arcilla en la base del fragmento inferior, la granulometría varía de grano medio a grueso en la base (de 0.25 a 0.5 mm, máximo 1 mm), ligeramente calcárea, pobre selección en los granos (más de 3 tamaños de granos), laminación cruzada, porosidad visual regular. Los clastos grandes en la base son mayores a 2 cm de ancho.

Hacia la parte media se tiene una arenisca masiva de granulometría fina, con una selección moderada, sin indicios de hidrocarburos, la porosidad es de regular a pobre controlada por la abundante presencia de cemento calcáreo. Se observa laminación paralela, resaltada por películas de arcilla con espesor de 0.15 a 0.2 mm, también se tiene laminación cruzada la cual resalta por la discontinuidad de dichas películas.

El fragmento superior presenta una arenisca masiva de carácter calcáreo, el tamaño del grano es fino (varía de 0.2 a 0.25 mm, máximo 0.8 mm), con buena selección, cuarzo

azul, muchos fragmentos líticos negros y micáceos. La porosidad es moderada, controlada por la presencia del cemento calcáreo, la laminación es sub-paralela con granos alargados a lo largo de las láminas.

La microfauna bentónica reportada en el núcleo asigna una paleobatimetría de batial. Se presenta una arenisca masiva y gradada, con líticos gruesos y clastos flotados hacia la base. De acuerdo a las características encontradas en el núcleo, se asocia a un ambiente de depósito de facies canalizadas (Figura 4.3.2.1).

#### **4.4. Análisis e interpretación de electrofacies.**

La identificación de las facies eléctricas (electrofacies) en cada uno de los pozos, así como su respectiva correlación, aunada a la revisión y descripción de núcleos, es clave para interpretar el marco geológico regional y establecer el modelo de depósito.

Cada etapa de la interpretación estratigráfica-sedimentológica es importante, pero una buena interpretación de los patrones de registros de facies se reflejará en el entendimiento de los ambientes y facies de depósito.

Mitchum *et al.* (1993) establecen que los abanicos de talud descansan sobre un abanico de piso de cuenca o sobre el límite de secuencia, que en este caso corresponde a la discordancia del Mioceno Medio; mientras que el límite superior se identifica debido a que el carácter del registro es aserrado: significa un cambio de lutitas pelágicas (nerítico a batial superior) a arena-arcilla laminar del abanico de talud (batial inferior).

Se establecieron los patrones de facies en el registro de potencial espontáneo (SP) o rayos gamma (RG) de cada pozo (Figura 4.4.1). Se definieron cinco patrones para el entendimiento de las facies, asignándoles los siguientes colores:

SECUENCIA	SP/GR	FACIES SILICICLÁSTICAS
GRANO DECRECIENTE (FINING UP)		ENERGÍAS DECRECIENTES CANALES FLUVIALES CANALES DE MAREA ABANICOS SUBMARINOS CANALES SUBMARINOS
GRANO CRECIENTE (COARSENING UP)		INCREMENTO GRADUAL DE LA ENERGÍA ARENAS DE PLAYAS BARRAS COSTERAS BARRAS DE DESEMBOCADURA FRENTE DELTAICO
CILÍNDRICA (CAJA)		ENERGÍA CONSTANTE PARTE CENTRAL DE CANALES FLUVIALES BARRA DE PLATAFORMA DELTA, CRESTAS DE PLAYAS ABANICOS SUBMARINOS PROXIMALES/TALUD
ASERRADO		ENERGÍA VARIABLE PLANICIES COSTERAS LAGUNAS
PEGADO A LA LÍNEA DE LAS LUTITAS		AUSENCIA DE ENERGÍA FACIES ARCILLOSAS PLATAFORMAS LAGOS ABANICOS DISTALES U MARGINALES

Figura 4.4.1: Patrones de electrofacies en el registro de potencial espontáneo (SP) o rayos gamma (GR).

Considerando la descripción de los núcleos y que la batimetría a nivel de la secuencia objetivo es batial inferior, se asoció las respuestas de las electrofacies a canales, abanico submarino proximal, abanico sumarino distal y arcillas de talud (Figura 4.4.2). Las unidades de canal-desborde muestran un carácter de registro de forma decreciente. La parte superior de la unidad consiste de arenas de desborde que se adelgazan hacia arriba. La parte inferior de la unidad consiste de arenas de abanicos submarinos superpuestos que se engrosan y son más abundantes hacia arriba. En la parte central se pueden tener arenas de canal más gruesas hacia arriba (Mitchum *et al.*, 1993).

En la Figura 4.4.3 se aprecian las electrofacies correspondientes a los pozos Tup-2001, Par-4, Chi-1 y Tok-1. En el pozo Tup-2001 se tiene hacia la base de la unidad abanicos submarinos apilados progradando, mientras que la cima se caracteriza por un potente paquete de arcillas de talud. En el pozo Chi-1 las electrofacies se asocian a una zona canalizada, lo cual se observa en los patrones en caja y granodecrecientes, así como en el gran contenido de arenas. El pozo Par-4 también corresponde a facies canalizadas, solo que se localiza en una porción más distal del abanico, lo cual se observa en los paquetes de lutitas de talud (hacia la cima de la unidad) y en el menor contenido de arcilla respecto al pozo Chi-1.

En la Figura 4.4.4 se aprecian las electrofacies de los pozos Jic-1A, Tec-3, Bri-201 y Mar-201. En los pozos Jic-1A y Tec-3 se aprecia el gran contenido de arcillas, con algunos paquetes de arenas, estas litofacies corresponde a la porción distal de un abanico de talud. Mientras que los pozos Mar-201 y Bri-201, se ubican en zonas canalizadas.

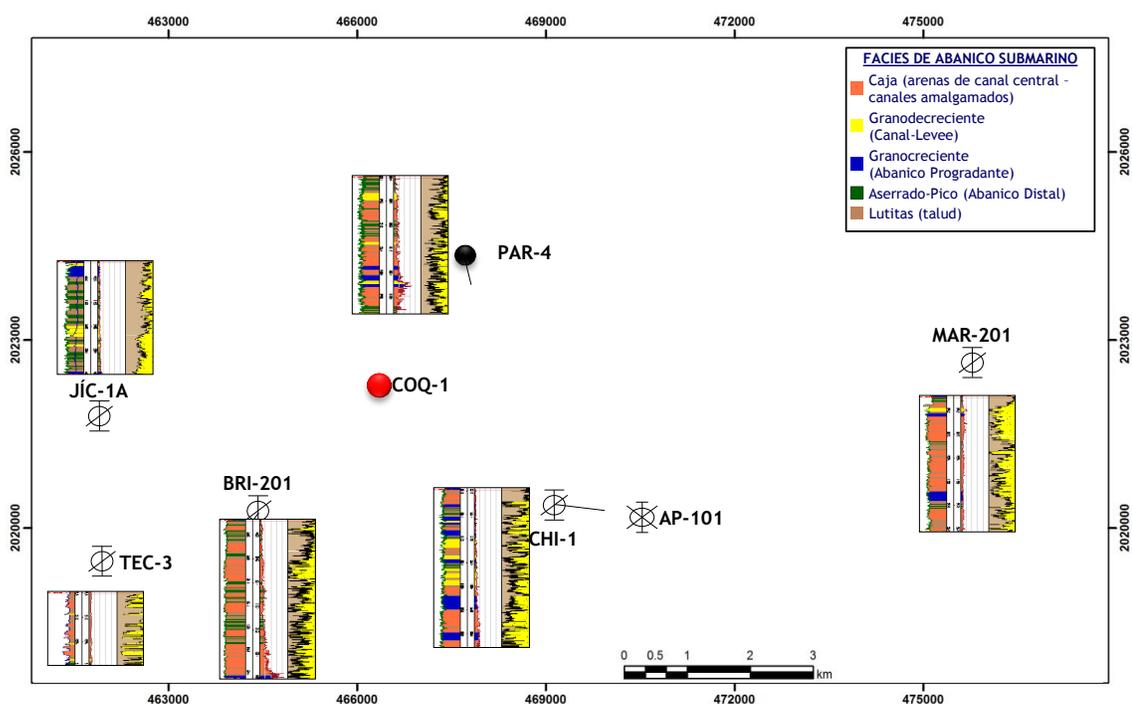


Figura 4.4.2: Mapa de distribución de electrofacies.

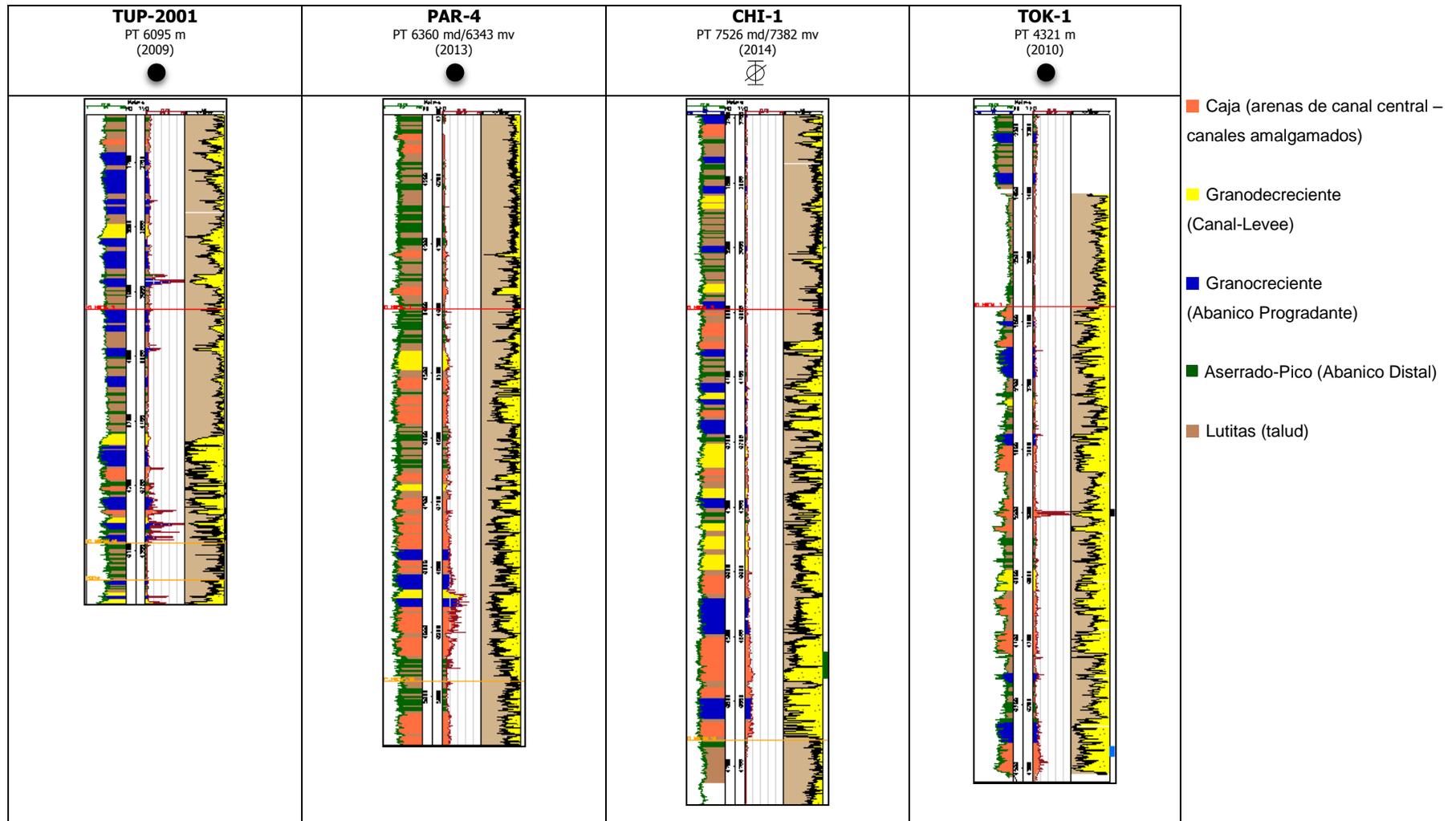


Figura 4.4.3: Electrofacies de los pozos Tup-2001, Par-4, Chi-1 y Tok-1. Tup-2001: Abanicos apilados con zonas canalizadas, en la cima se caracteriza por arcillas de talud. Chi-1 y Par-4: Zonas canalizadas, sin embargo, Par-4 se localiza en una porción más distal del abanico, lo cual se observa en el menor contenido de arcilla respecto al pozo Chi-1.

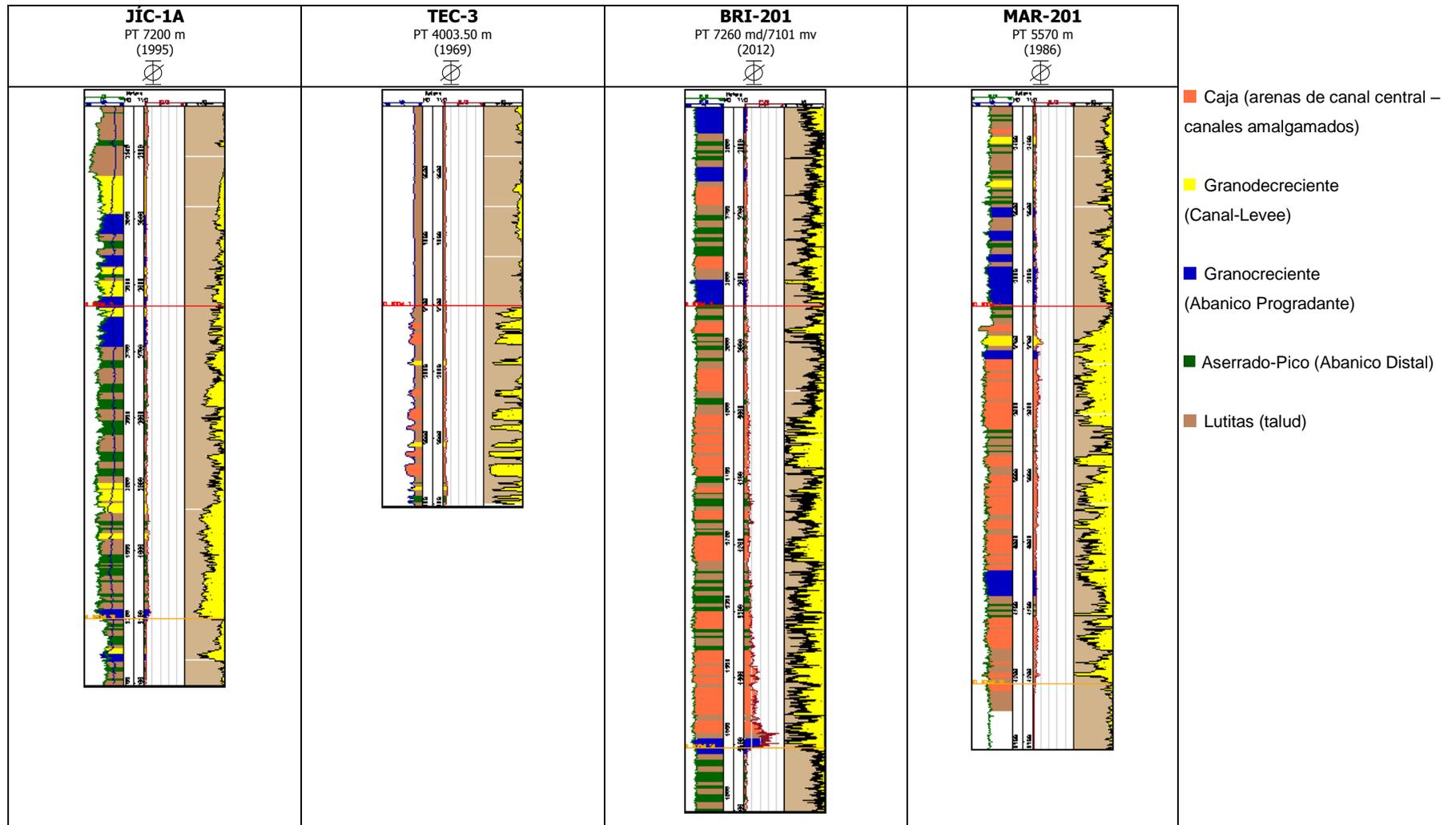


Figura 4.4.4: Electrofacies de los pozos Jic-1A, Tec-3, Bri-201 y Mar-201. En los pozos Jic-1A y Tec-3 se aprecian el gran contenido de arcillas, con algunos paquetes de arenas, estas litofacies corresponde a la porción distal de un abanico de talud. Mientras que los pozos Mar-201 y Bri-201, se ubican en zonas canalizadas.

## 4.5. Definición del marco estructural.

### 4.5.1. Resolución sísmica vertical.

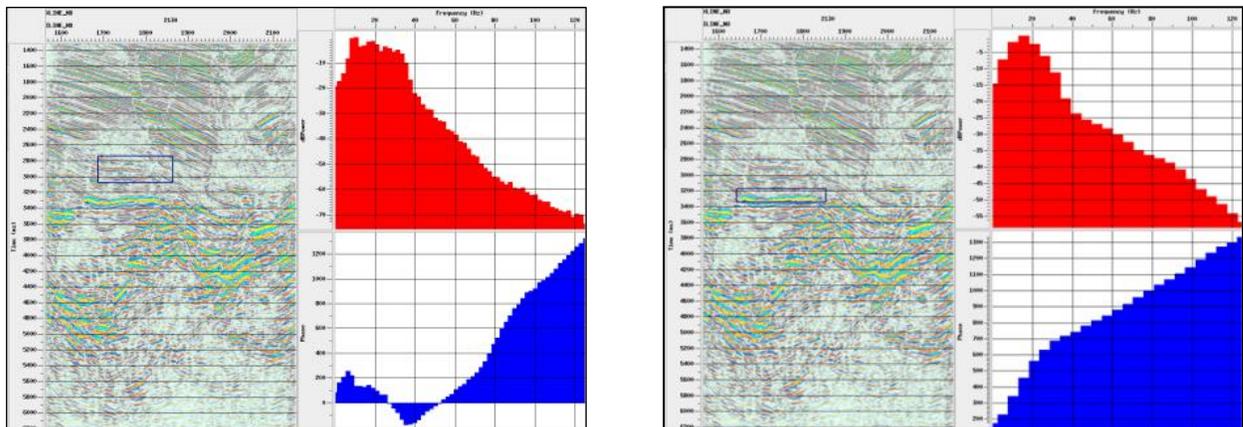
El cálculo de resolución sísmica se hace suponiendo que un evento producirá una reflexión para la cima y la base, respectivamente, sin interferencia de ningún tipo si su espesor es mayor que un cuarto de la longitud de la onda que se propaga a través del medio, con base en este concepto la resolución sísmica vertical ( $r_v$ ) se calcula con la siguiente fórmula:

$$r_v = \frac{\lambda}{4} = \frac{v_{int}}{4f_{dom}}$$

Por otra parte, de la física de propagación de ondas se conoce que

$$v = \lambda \cdot f.$$

Entonces, es necesario conocer el valor de frecuencia y de la velocidad intervállica a nivel del paquete de interés para conocer la longitud de onda asociada.



Frecuencia Hz	Velocidad m/s	$\lambda$	$\lambda/4$
20 / 17	3300 / 3500	165 / 205	41 / 51

Figura 4.5.1.1: Resolución sísmica vertical.

Hacia la cima de la zona de interés se tiene una frecuencia dominante  $f_{dom} = 20 \text{ Hz}$ . Del registro de velocidades de los pozos cercanos se obtuvo una velocidad de intervalo  $v_{int} = 3300 \text{ ms}$ . Hacia la base se tiene una frecuencia dominante  $f_{dom} = 17 \text{ Hz}$ . Del registro de velocidades se obtuvo una velocidad de intervalo  $v_{int} = 3500 \text{ ms}$ . Se tiene una resolución sísmica vertical que va de 41 a 51 m (Figura 4.5.1.1).

#### 4.5.2. Calibración tiempo-profundidad.

Un paso inicial en la interpretación sísmica es la calibración tiempo-profundidad, la cual se puede realizar mediante la generación de sismogramas sintéticos.

Un sismograma sintético ajusta la información de velocidades de una curva tiempo-profundidad original (velocidades interválicas) con la información de velocidades de un registro sísmico (velocidades instantáneas). Este proceso de ajuste se conoce como Deriva y produce una nueva tabla TZ calibrada por deriva y por velocidad de reemplazamiento. En algunos casos la diferencia entre la TZ original y el producto de un sintético es mínima y en otros casos la diferencia llega a ser considerable y el ajuste por calibración de velocidades debe hacerse de manera muy cuidadosa.

Los sismogramas sintéticos fueron hechos en el paquete *Syntool (Landmark)*. En esta aplicación se toman como parámetros de entrada las curvas de los registros sísmico (DT) y densidad (RHOB), además de una tabla TZ de referencia, lo ideal sería que esta tabla tiempo-profundidad fuera la de un VSP o CheckShot original adquirido en campo. El software calcula la curva de impedancia, la serie de reflectividades, la correlación con la sísmica, y permite hacer los ajustes de deriva correspondiente y aplicar la velocidad de reemplazamiento a todo el rango si se considera necesario. Para la generación de los sismogramas del área se realizó la convolución con la ondícula extraída de la sísmica para ventanas específicas seleccionadas según el contenido de frecuencias.

Del total de pozos que se encuentran en el área de estudio se realizó una selección de los pozos principales, los cuales cuentan con un adecuado registro sísmico o con VSP: Par-4, Chi-1, Tok-1, Tup-2001, Par-1, AP-1, AP-101A, Jic-1A y Bri-1, además se usaron

pozos que cuentan con VSP. Con la información disponible se construyeron los sismogramas sintéticos de los pozos, obteniendo así las funciones tiempo-profundidad.

En las Figura 4.5.2.1, Figura 4.5.2.2, Figura 4.5.2.3 y Figura 4.5.2.4, se puede observar los sismogramas sintéticos de los pozos Par-4, Chi-1, Tok-1 y Tup-2001, respectivamente. Se observa el buen amarre entre las trazas sintéticas y la sísmica, asimismo la curva de correlación es buena, cuyos valores oscilan entre 68 y 82%, a nivel de la secuencia objetivo.

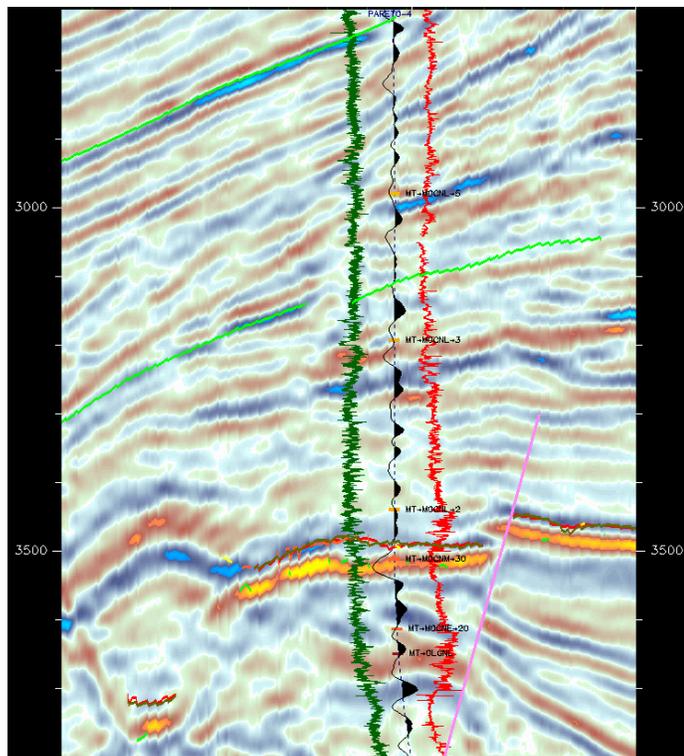
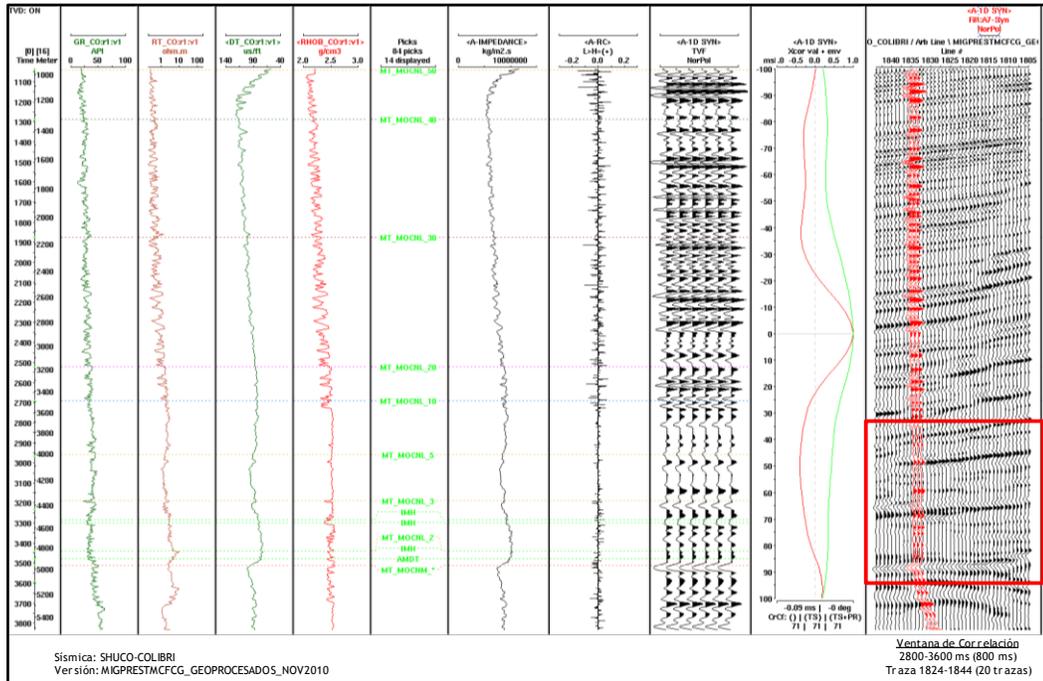


Figura 4.5.2.1: a) Sismograma sintético del pozo Par-4 ubicado en la traza 2185 y en la línea 1835 del cubo sísmico Shuco-Colibrí, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, ya que el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica.

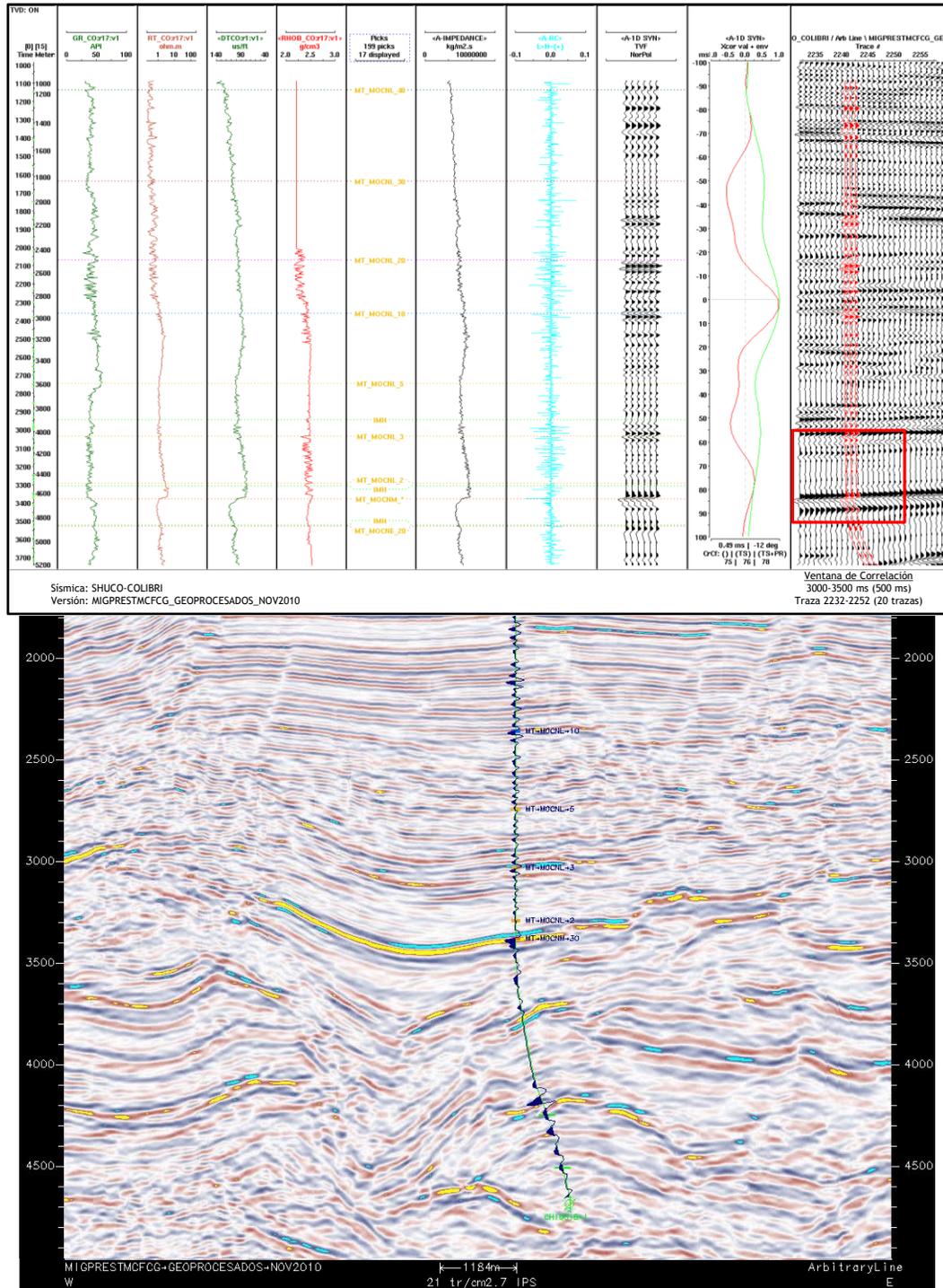


Figura 4.5.2: a) Sismograma sintético del pozo Chi-1 ubicado en la traza 2242 y en la línea 1675 del cubo sísmico Shuco-Colibrí, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica en la parte correspondiente por encima de la discordancia.

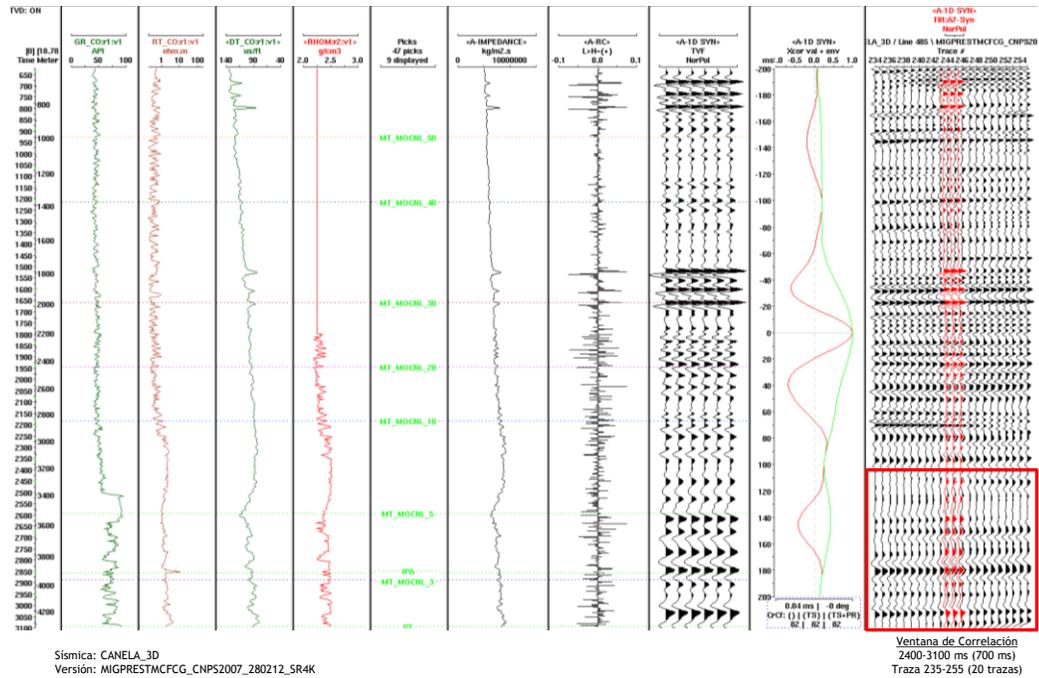
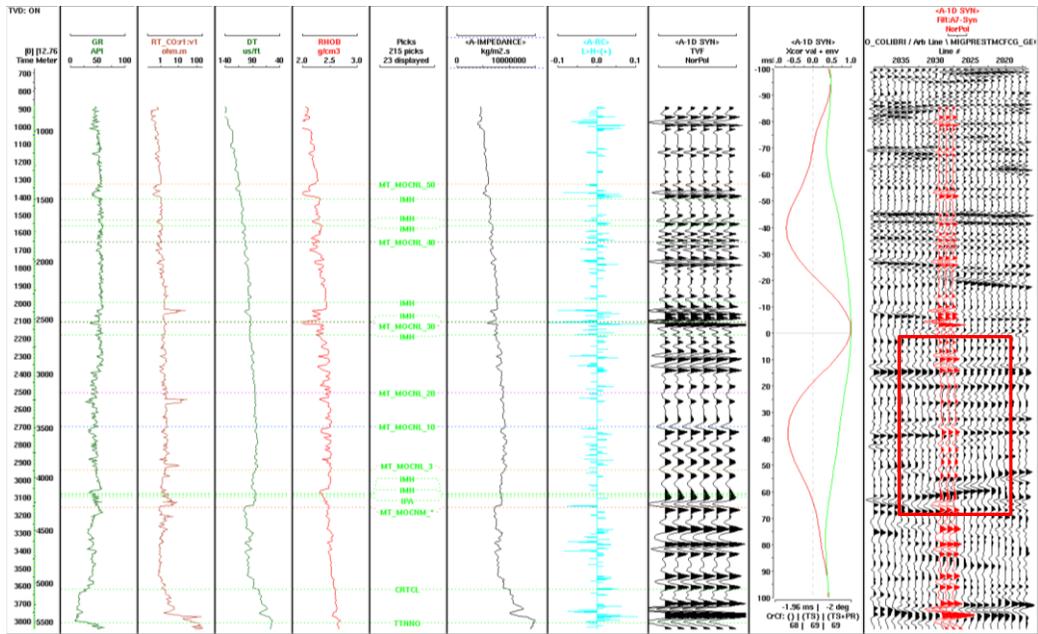


Figura 4.5.2.3: a) Sismograma sintético del pozo Tok-1 ubicado en la traza 244 y en la línea 485 del cubo sísmico Canela, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, ya que el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica.



Sísmica: SHUCO-COLIBRÍ  
Versión: MIGPRESTMFCGC\_GEOPROCESADOS\_NOV2010

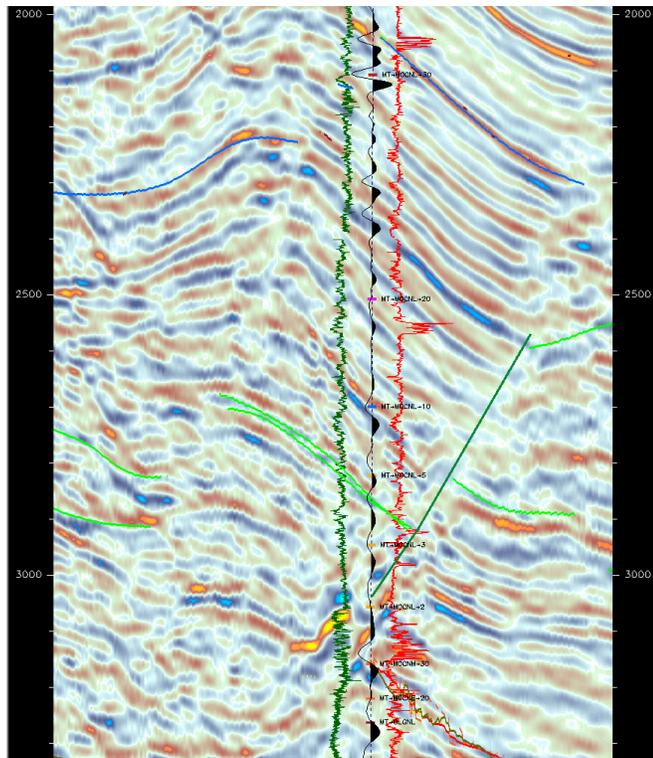


Figura 4.5.2.4: a) Sismograma sintético del pozo Tup-2001 ubicado en la traza 1996 y en la línea 2030 del cubo sísmico Shuco-Colibrí, en su versión migrada prepilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, ya que el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica.

### 4.5.3. Interpretación Sísmica.

La subcuenca de Comalcalco es una depresión asociada a la evacuación de sal, originando fallas extensionales lítricas con una orientación preferencial SW-NE con caída al NNW, en donde se tiene la presencia de fallas contra-regionales asociadas, así como grandes pliegues tipo roll-over originados principalmente durante el Neógeno (tren productor El Golpe-Tupilco-Castarrical).

Dentro de la subcuenca de Comalcalco se ubica el cubo sísmico Shuco-Colibrí, el estilo estructural está caracterizado por un sistema extensional con orientación SW-NE. Se generaron dos secciones regionales que pasan por el área de estudio y por los pozos que presentaron antecedentes de producción o manifestaciones en la parte basal del Mioceno Superior, comprenden un intervalo que va de 0.7 a 4.5 ms. Se empleó la información del mega-cubo 3D resultado de la unión de los estudios sísmicos Puerto Ceiba, Shuco-Colibrí y Yachipa, además del estudio sísmico Canela 3D.

La Sección Sísmica Regional 1 es perpendicular al patrón de fallamiento y tiene una orientación NW-SE, tiene una longitud de 35 km y atraviesa los pozos Gua-2, Tup-2001, Par-4, Chi-1 y Tok-1. La Sección Sísmica Regional 2 atraviesa también el patrón de fallamiento y tiene una orientación SE-NW, tiene una longitud aproximada de 29 km y atraviesa los pozos Yag-101, Bri-21, Tec-3, Chi-1 y Mar-201. La ubicación del área de interés se denota por la localización Coq-1.

En estas secciones se puede observar la expresión estructural de la cuenca, la cual consiste en una depresión formada durante el Mioceno Medio-Plioceno Inferior, por el efecto combinado de carga de sedimentos terrígenos, fallas de crecimiento y movimientos de sal. Adicionalmente, se puede observar que las estructuras dentro de la cuenca tienen su origen en esfuerzos distensivos y de empuje relacionados con la evacuación de sal dando lugar a pliegues tipo roll-over y bloques irregulares. Hacia el SE de la Sección-1 se aprecia el límite con el Cinturón Plegado de Reforma-Akal constituido por un sistema de fallas normales, denominadas en conjunto sistema de Fallas de Comalcalco. En contrapartida, las fallas contra-regionales lítricas se explican como rasgos de compensación que se formaron durante la evacuación lateral de la sal.

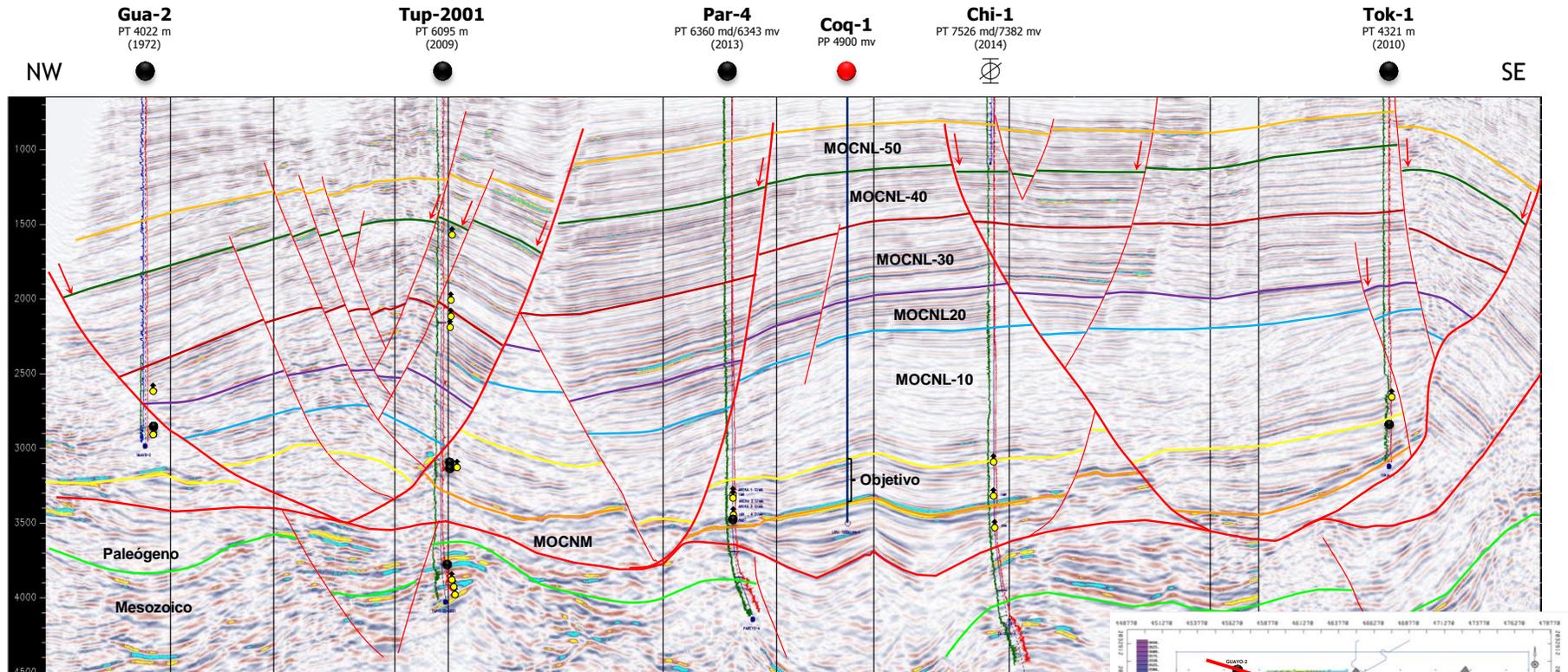
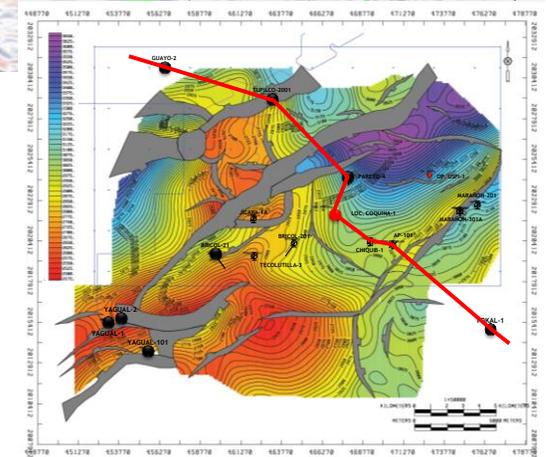


Figura 4.5.3.1: Sección sísmica regional 1. Estilo estructural asociado a la subcuenca de Comalcalco.



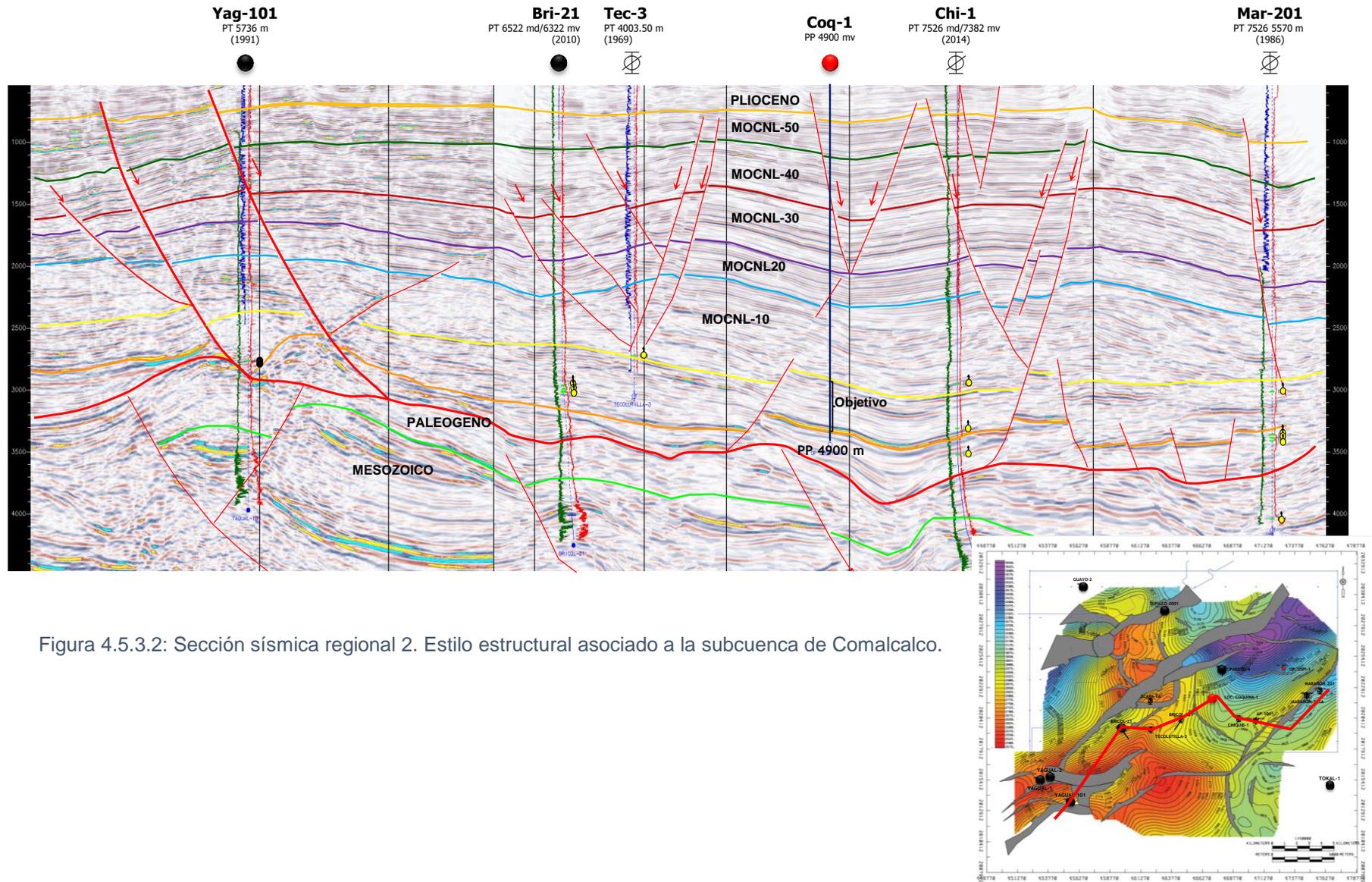


Figura 4.5.3.2: Sección sísmica regional 2. Estilo estructural asociado a la subcuenca de Comalcalco.

#### 4.5.4. Mapeo estructural.

El mapa estructural de la Figura 4.5.4.1 corresponde a la cima del Mioceno Superior basal en el área del estudio sísmico Shuco-Colibrí 3D, presenta contornos estructurales cada 25 m.

Se observa un sistema de fallas extensionales regionales y contra-regionales con tendencia preferencial NE-SW y que son producto de la evacuación de sal en la cuenca de Comalcalco.

Se distinguen dos altos estructurales, el primero está ubicado entre los pozos Tup-2001 y Jic-1A, con profundidades de 3288 m. El segundo se localiza al sur de los pozos Bri-21 y Tec-3, con profundidades de 3450 m, somerizándose hacia el suroeste donde se ubica el campo Yag (Figura 4.5.3.2).

La parte más profunda de esta unidad se tiene al noreste del pozo Par-4, donde alcanza profundidades de 5050 m.

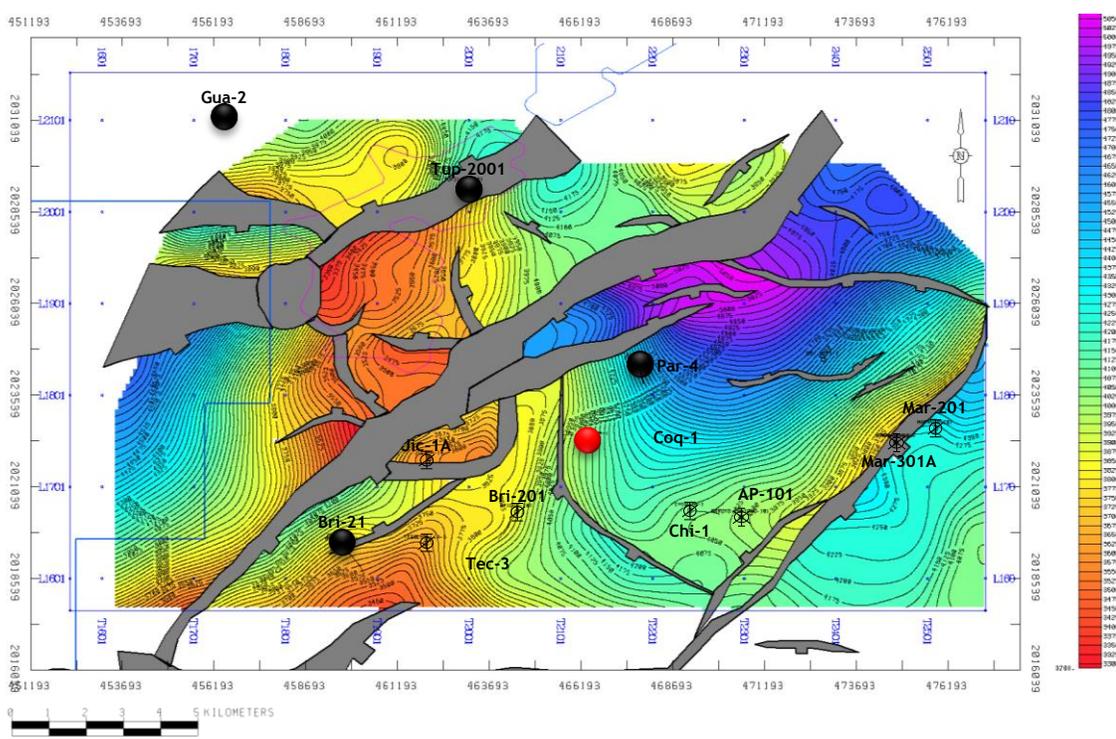


Figura 4.5.4.1: Configuración estructural en profundidad de la cima del Mioceno Superior basal.

## 4.6. Expresión Sísmica.

### 4.6.1. Extracción de Atributos Sísmicos.

Para el caso de este estudio y con base en los objetivos, se decidió extraer el atributo RMS en una ventana de tiempo para su análisis y apoyo al modelo geológico del Mioceno Superior basal.

La metodología que se empleó para la extracción de atributos se puede definir de la siguiente forma:

1. Configuración interna: Para la ventana de interés se buscaron patrones sísmicos que puedan representar características estratigráficas asociadas al modelo geológico conceptual existente.
2. Definición de ventana: Se mide la ventana en tiempo del carácter sísmico identificado. La ventana se escoge de tal manera que puedan apreciarse los cambios laterales y los contrastes verticales de facies.
3. Con el fin de ver como variaban las amplitudes dentro de la secuencia objetivo, se interpretaron localmente tres horizontes.

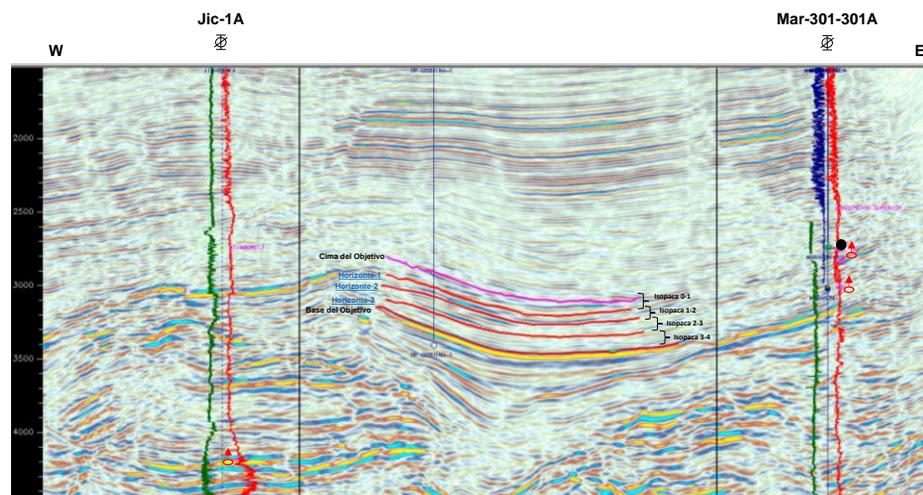
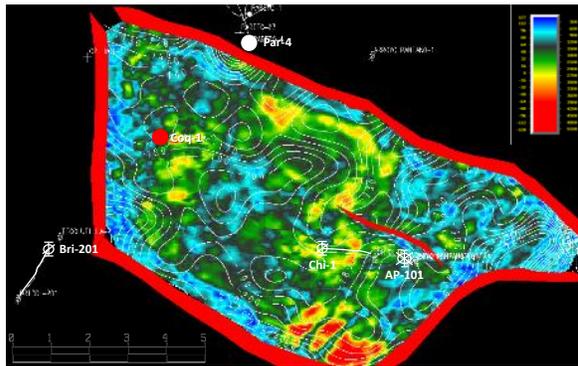
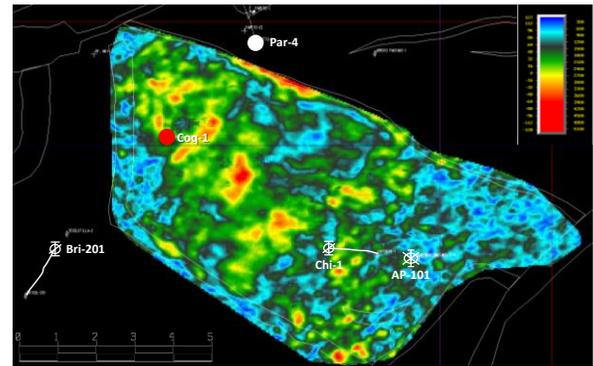


Figura 4.6.1.1: Horizontes interpretados localmente dentro de la secuencia objetivo.

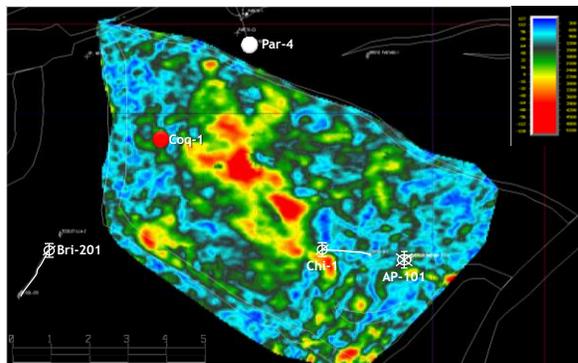
4. Generación de mapas: Se corrió el atributo en una ventana de 16 ms centrados respecto a los horizontes interpretados (Figura 4.6.1.2).



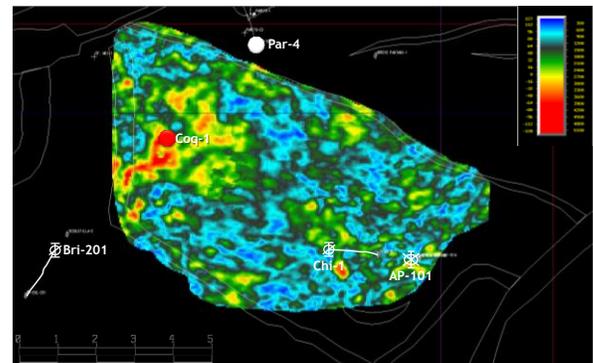
**Cima del Objetivo**



**Horizonte-1**



**Horizonte-2 (arena principal)**



**Horizonte-3**

Figura 4.6.1.2: Mapas de amplitud RMS ( $\pm 8$  ms) de: cima del objetivo, Horizonte-1, Horizonte-2 (arena principal) y Horizonte-3.

#### 4.6.2. Análisis de facies sísmicas.

Uno de los parámetros sísmicos utilizados para delimitar cuerpos estratigráficos es la configuración o geometría interna de las reflexiones, la cual está referida a los patrones de estratificación y procesos depositacionales y de erosión del cuerpo rocoso que atraviesa la onda sísmica. Este parámetro es probablemente el mejor indicador para la interpretación de ambientes sedimentarios.

Se revisaron algunas líneas sísmicas poniendo especial atención en la parte basal del Mioceno Superior. Este análisis está enfocado en la identificación y caracterización de la respuesta sísmica interna que muestran las facies sedimentarias correspondientes a los abanicos submarinos, interpretando facies sísmicas lobulares y canalizadas.

Una vez establecidos los límites verticales de la superficie a analizar, se procede a interpretar la configuración interna de los diferentes cuerpos. Los cambios laterales que se encuentren significan cambios en la sedimentación establecidos por los propios cambios de los parámetros sísmicos.

Las facies sísmicas fueron interpretadas sobre los horizontes aplanados con el objetivo de identificar las formas lobulares asociadas a los abanicos de talud. Los resultados obtenidos del análisis de facies fueron cruzados con los mapas de amplitud RMS generados anteriormente. Los resultados obtenidos de la interpretación de las facies sísmicas y los atributos sísmicos se describen en el siguiente capítulo.

---

## Capítulo 5: Resultados.

---

### 5.1. Marco Estratigráfico Secuencial.

Existen dos superficies clave que sirven para la interpretación, se tiene la discordancia del Mioceno Medio, la cual corresponde a una discordancia regional que por definición es un límite de secuencia (*SB*); la segunda superficie es el horizonte MOCNL-10 (parte basal del Mioceno Superior), el cual, conforme a los estudios regionales de plays, corresponde a una superficie de máxima inundación (*mfs*).

Partiendo de estas dos superficies se propuso la subdivisión de la sección. La discordancia regional del Mioceno Medio corresponde a un reflector de fuerte amplitud y baja frecuencia. Por encima de esta discordancia se depositaron los abanicos de talud (facies de interés en este estudio) que pertenecen a depósitos del LST. La paleobatimetría del Bri-201 a este nivel es de batial inferior, esto sugiere que estos depósitos corresponden a un talud inferior que se extiende en toda la parte baja de la sección por encima de la discordancia del Mioceno Medio. Las terminaciones de reflectores presentan *downlaps* en ambos extremos sobre el límite de secuencia, lo cual sugieren la presencia de abanicos. Es posible que la porción inmediatamente superior corresponda a una cuña progradante dentro del LST.

Por encima del paquete del LST, hay un paquete asociado a una sección arcillosa. Hacia la base de este paquete, por encima del LST se propone una superficie transgresiva (*ts*) que limita un intervalo delgado correspondiente al TST limitado hacia la base por una superficie transgresiva y por una sección condensada (*cs*) hacia la cima. En el registro rayos gamma del pozo Bri-201 esta superficie corresponde a un pico de máxima arcillosidad. Esta sección condensada en la plataforma estaría representada por una superficie de máxima inundación (*mfs*). Posteriormente, sobre esta *mfs-cs*, los sedimentos de plataforma y talud progradan hacia la cuenca. Hay dos rasgos que soportan esta progradación, el primero es la serie de reflectores sísmicos hacia la porción izquierda de la sección que sugieren el avance hacia la cuenca. El segundo dato es que estos depósitos progradantes del batial superior se instalan sobre los

depósitos del TST previo del batial inferior. Todo este paquete progradante se interpreta como un HST cuyo límite superior sería una segunda discordancia, aquella que no alcanzó a cortar el pozo AP-1. Estos depósitos de HST presentan paleobatimetrías que se somerizan de batial superior a nerítico externo, debido a un avance rápido de la plataforma.

Por encima del segundo límite de secuencia, se tendrían depósitos de LST conformados nuevamente por abanicos de talud más proximales a la plataforma y una cuña progradante posiblemente de talud superior a juzgar por la posición dentro de la sección sísmica.

Sobre este LST nuevamente se interpreta una superficie transgresiva y por encima se tiene hacia la cuenca una sección condensada (*cs*) que se extiende hacia la plataforma donde está representada por una superficie de máxima inundación (*mfs*). Tanto la *ts* hacia la base como la *cs-mfs* hacia la cima corresponden a los límites del TST cortado por el pozo AP-1. Sobre esta última superficie de máxima inundación, el ciclo sedimentario se repite, la polaridad de la sedimentación nuevamente se invierte para tener un último ciclo de depósitos progradantes que sepultan progresivamente los depósitos transgresivos.

Finalmente, el tercer límite de secuencia (*SB*) hacia la cima se interpreta como consecuencia de que el horizonte MOCNL-10 equivalente a una *mfs*. En consecuencia, el paquete hacia su base debe ser un TST. La base de este TST debe ser una *ts* que corresponde al límite de secuencia (*SB*). Lo anterior debido a que en esta porción de la plataforma no se interpretan depósitos de LST inmediatamente por encima de este límite de secuencia, estos depósitos deben estar presentes hacia una porción más profunda de la cuenca. Es decir, el límite de secuencia está directamente sobreyacido por depósitos transgresivos cuyo límite superior es la *mfs* equivalente al horizonte MOCNL-10.

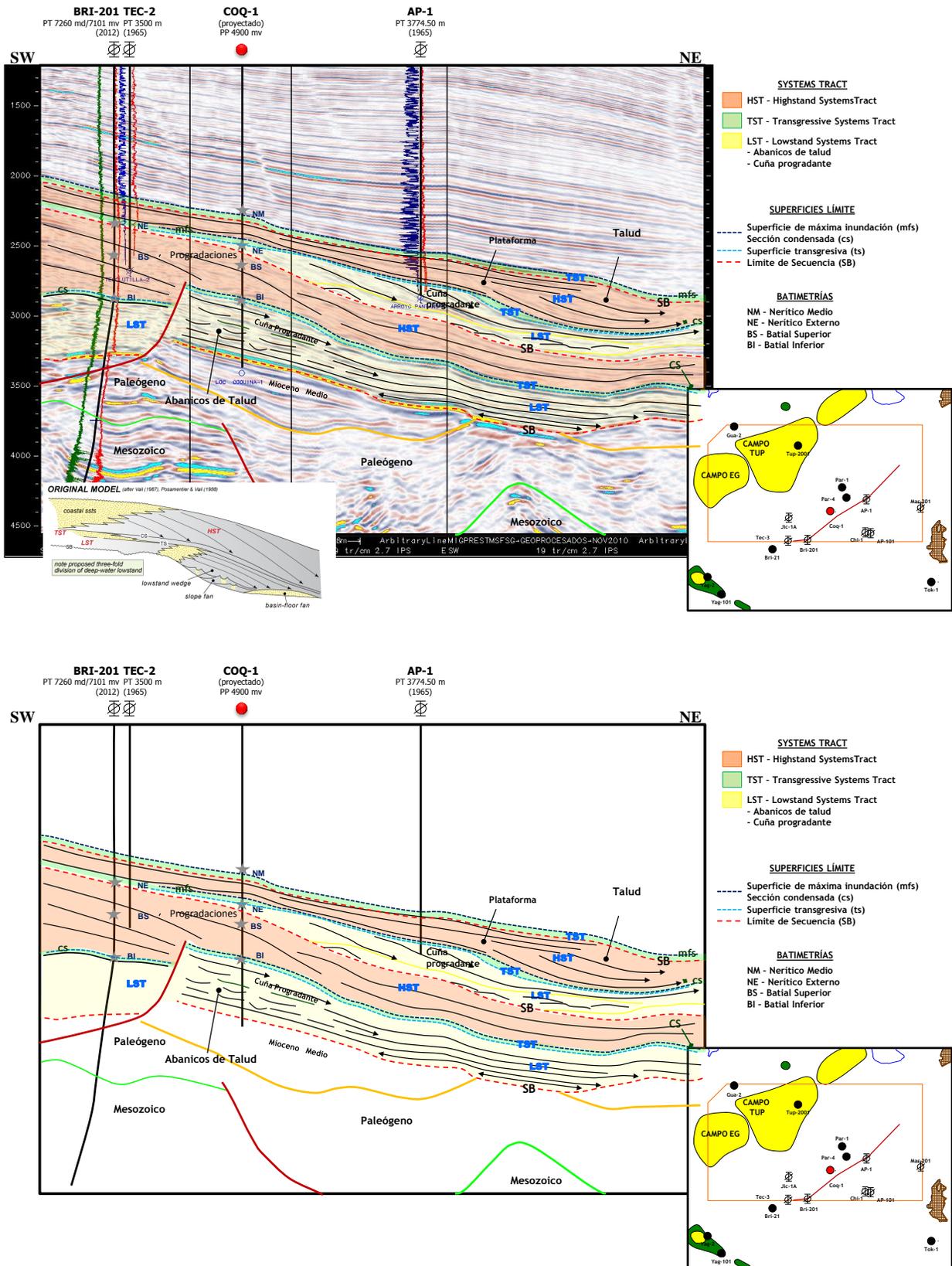


Figura 5.1.1: Marco estratigráfico secuencial asociado al Mioceno Superior basal en el área de estudio.

## 5.2. Interpretación de facies sísmicas y atributos sísmicos.

En la Figura 5.2.1 se muestra una sección aplanada respecto al Horizonte-3 y los mapas de amplitud RMS correspondientes al Horizonte-3 y 2.

En el mapa del Horizonte-3 la dirección preferencial del transporte de sedimentos es de SW a NE. La sección sísmica tiene una orientación W-E y atraviesa un complejo de abanicos de talud. Se observa migración lateral del abanico hacia el este. Debido a esta migración, en el mapa del Horizonte-2 la dirección de aporte es de SE a NW. Hacia el W de la sección se tienen reflectores subparalelos que presentan una menor amplitud que la observada en el complejo de abanicos de talud, esta variación puede corresponder a un cambio de facies a zonas más arcillosas, ya que hacia el W se tiene el pozo Jic-1A, el cual en las electrofacies presenta un gran contenido de arcillas.

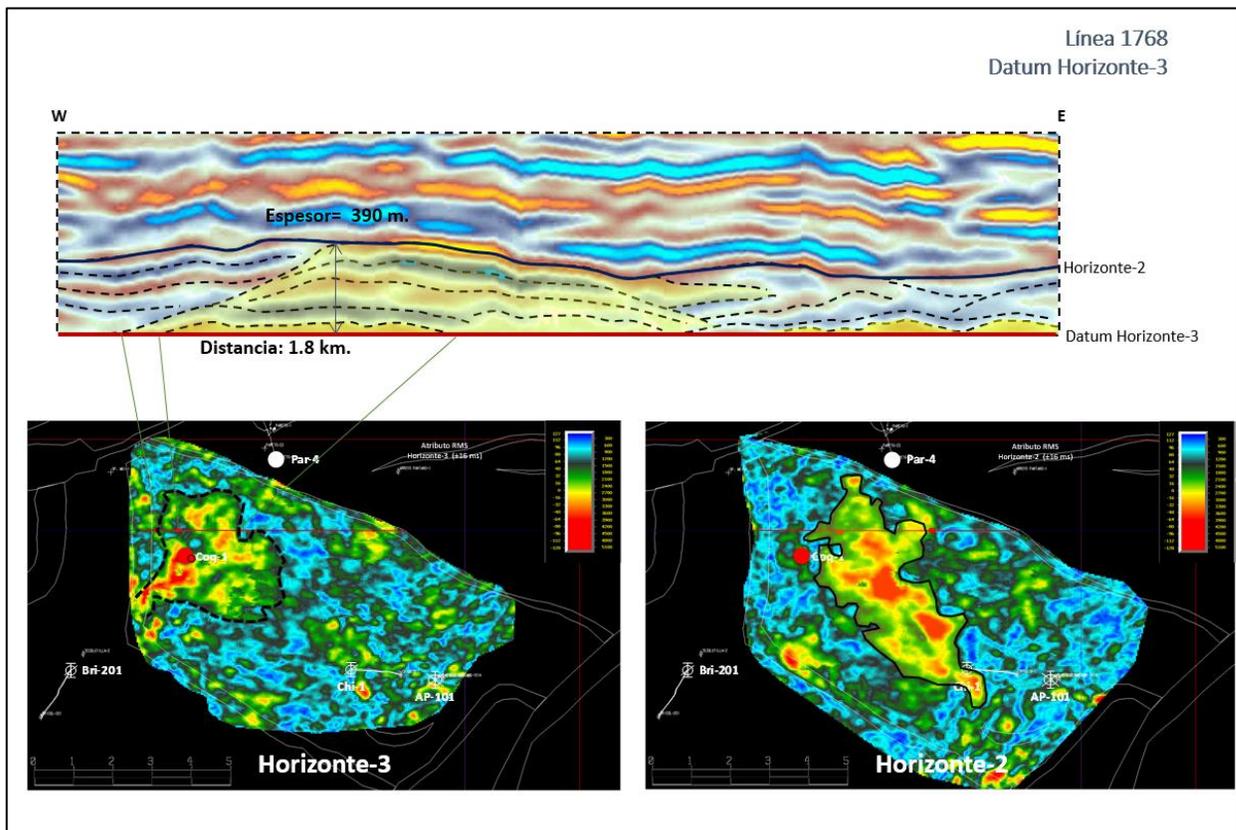


Figura 5.2.1: Interpretación de facies sísmicas y atributo de amplitud RMS ( $\pm 8$  ms) del Horizonte-3.

Para el horizonte-2 se logran discretizar en el RMS las anomalías de amplitud, lo cual permite hacer una asociación con la distribución de la roca almacén. En general, las zonas arcillosas tienen valores bajos de amplitud y las unidades con presencia de arenas tienen valores altos (Figura 5.2.2).

Los cambios laterales de amplitud ayudan a separar áreas estratigráficamente concordantes (reflectores continuos y paralelos) de las facies asociadas a los abanicos de talud. En la Figura 5.2.3 se interpreta sobre la anomalía de amplitud RMS el desarrollo de varios sistemas de abanicos de talud, con dirección preferencial de aporte de sedimentos de sur a norte.

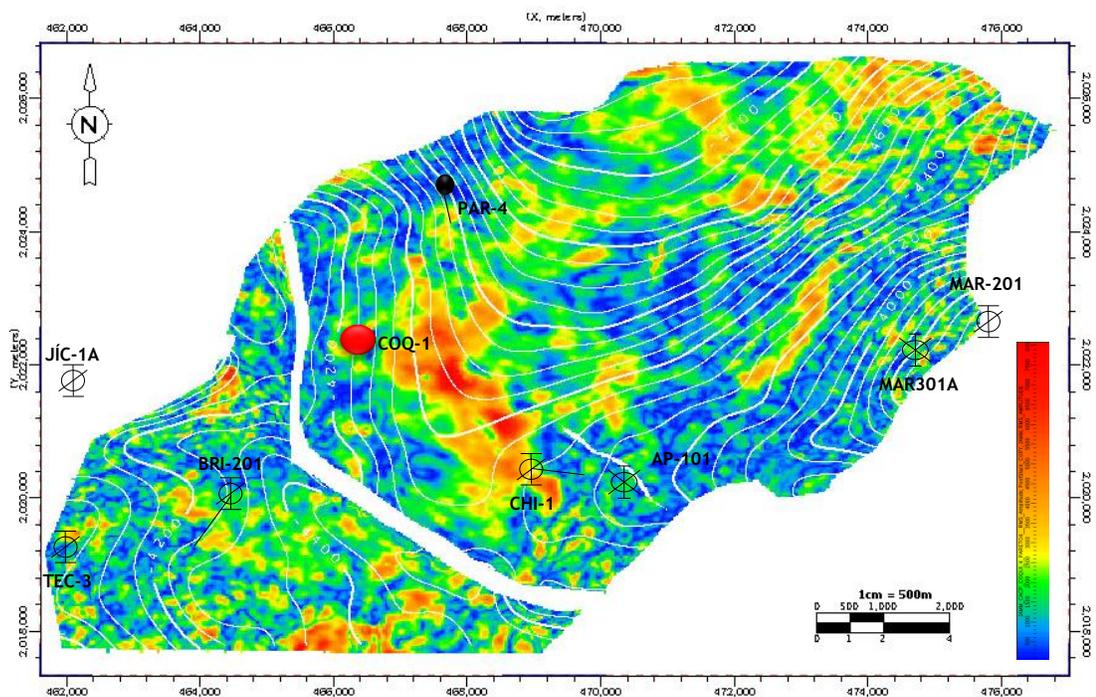


Figura 5.2.2: Mapa de amplitud RMS ( $\pm 8$  ms) de la arena principal (Horizonte-2).

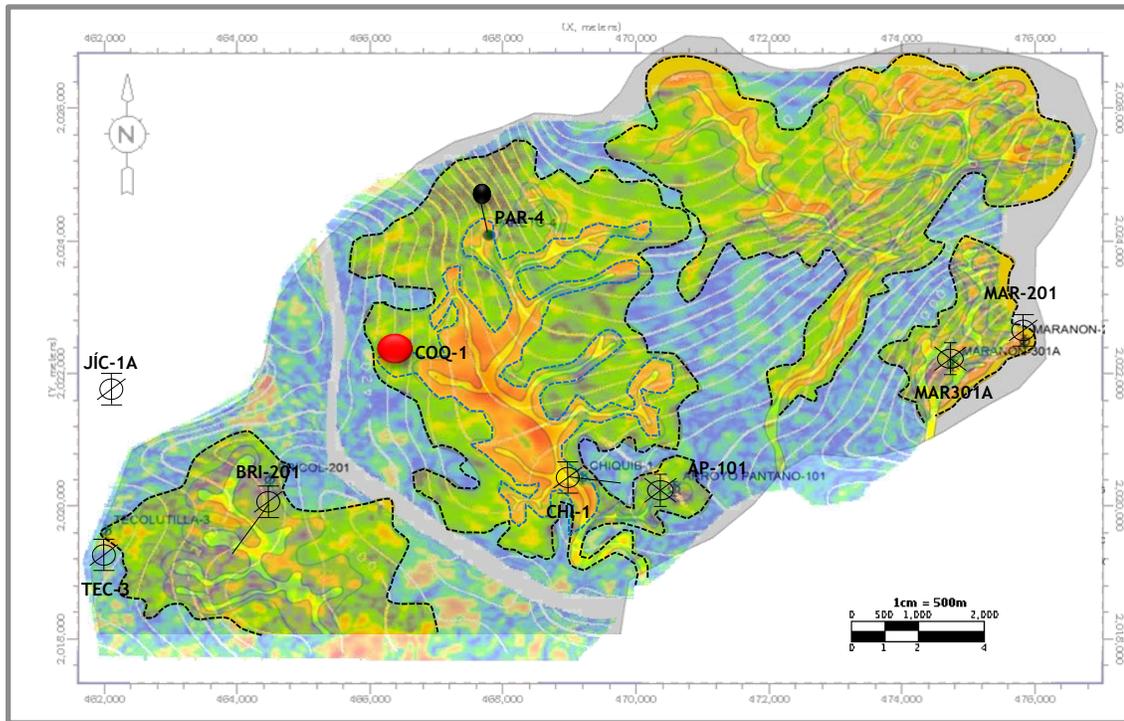


Figura 5.2.3: Se interpreta sobre la anomalía de amplitud RMS el desarrollo de varios sistemas de abanicos.

En la Figura 5.2.4 se muestran dos secciones aplanadas respecto al Horizonte-1 y el correspondiente mapa de amplitud RMS. Estas secciones atraviesan transversalmente un complejo de abanicos de talud migrando lateralmente hacia el noroeste, se identifican formas lobulares y canalizadas. La dirección preferencial del transporte de sedimentos y de los canales es de norte a sur como se puede observar en el mapa de amplitud RMS.

En la Línea-1745, se puede apreciar dos sistemas interactuando hacia la cima del complejo, en ambos sistemas se aprecia la migración lateral hacia el oeste de la sección, mientras que al este las formas lobulares se adelgazan considerablemente.

En la Línea Sísmica Arbitraria se aprecia la migración lateral del abanico hacia el noroeste, mientras que en la parte SE de la sección se tiene un sistema canalizado, canales que son atravesados por el pozo Chi-1.

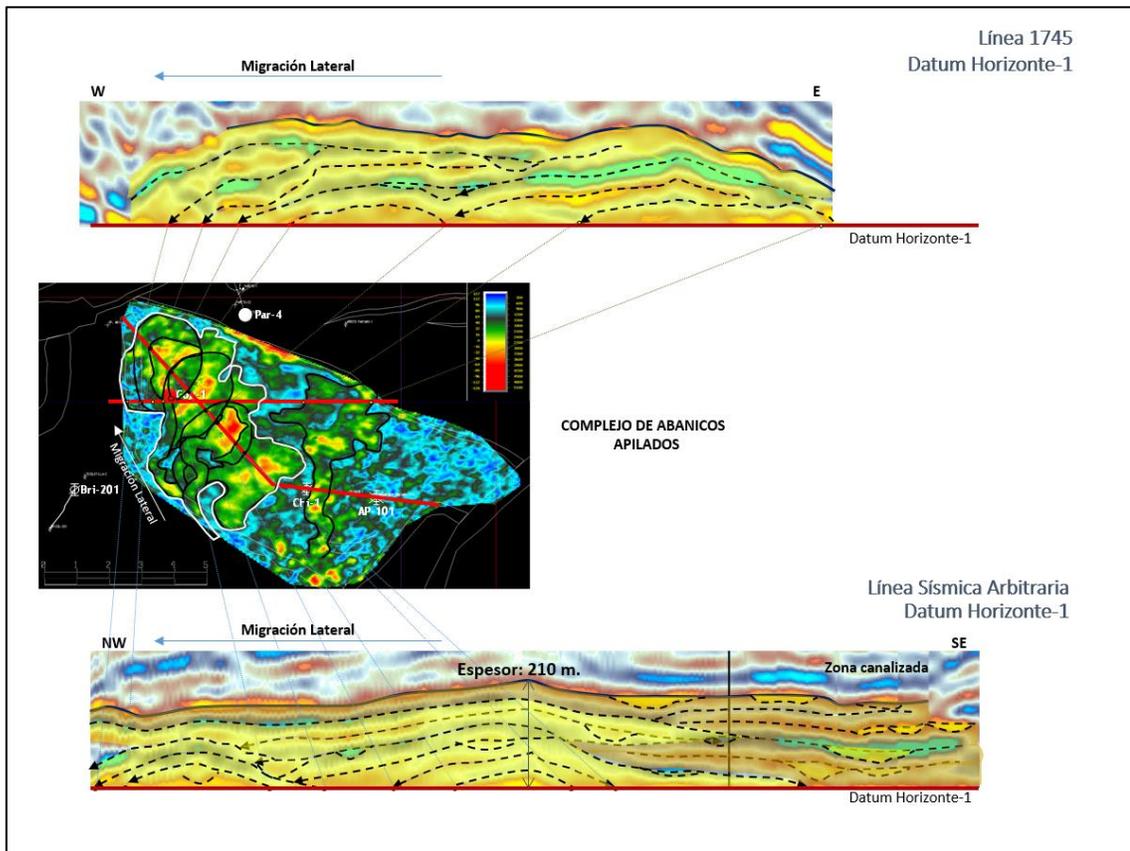


Figura 5.2.4: Interpretación de facies sísmicas y atributo de amplitud RMS ( $\pm 8$  ms) del Horizonte-1.

### 5.3. Descripción del modelo sedimentario.

Durante la parte inicial del Mioceno Superior, la sedimentación en el área estuvo influenciada por una tectónica distensiva, que originó fallamiento normal sin-sedimentario regional y contra-regional. En este escenario, las trayectorias de aporte y distribución de sedimentos estuvieron sujetas a un fuerte control estructural y a la morfología del fondo marino. Esta morfología fue heredada de eventos compresivos previos que generaron plegamiento, evacuación de sal y erosión de las secuencias previas del Mioceno Medio.

En un fondo marino irregular, la sedimentación ocurrió en ambientes marino profundos hacia la base del talud (talud estructurado) con el predominio de sedimentación en complejos de canal-levee, abanicos de talud y facies asociadas. Las secciones sísmicas

visualizadas sugieren un borde de plataforma con una pendiente suave (Figura 5.1.1, Figura 5.3.1).

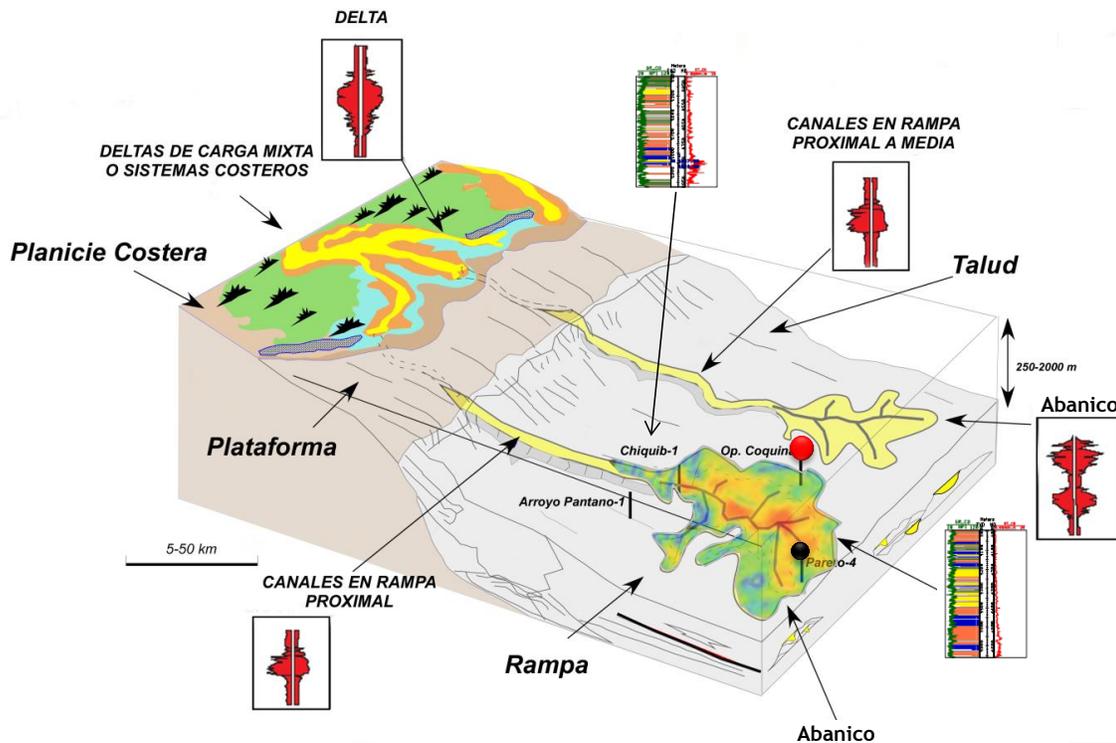


Figura 5.3.1: Modelo esquemático que muestra un sistema de abanico mixto arena-arcilla desarrollado en un talud tipo rampa y respuesta de las diferentes asociaciones de facies en el registro de potencial espontáneo (basado en los esquemas de Reading y Richards, 1994).

Las imágenes de atributos sísmicos, los datos de pozos que cortaron el Mioceno Superior basal, núcleos, electrofacies y facies sísmicas, sugieren el depósito de secuencias de arenas, arenas arcillosas y lutitas que constituyen intervalos con presencia de roca almacén con intercalaciones de roca sello. Se tiene el desarrollo de un complejo de abanicos de talud (Figura 5.3.2).

Se puede definir una trampa de tipo estratigráfica constituida por sedimentos de areniscas depositadas en facies de abanicos de talud, limitada en sus cuatro direcciones por cambio de facies. Estos abanicos de talud fueron depositados durante las etapas del nivel bajo del mar y el inicio del ascenso del mismo.

La roca almacén es de edad Mioceno Superior y estaría constituida por arenisca de cuarzo gris claro.

El sello superior es de edad Mioceno Superior, está constituido por sedimentos de lutita gris claro y gris verdoso, arenosa, mientras que el sello lateral corresponde al cambio de facies.

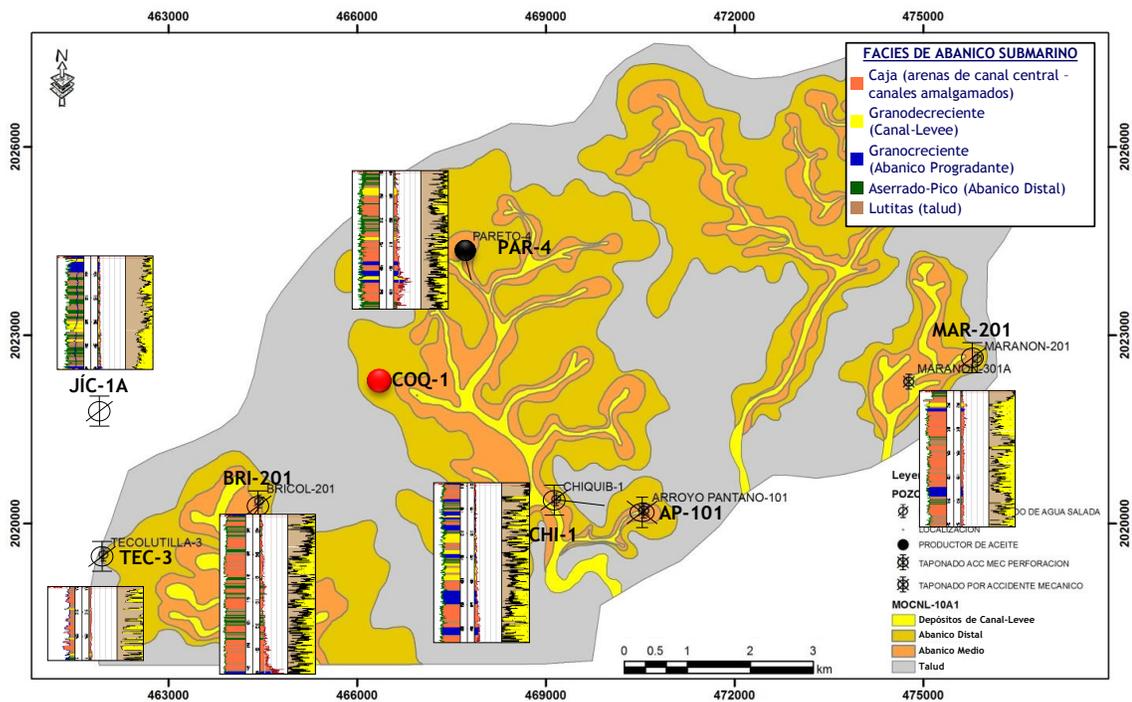


Figura 5.3.2: Modelo sedimentario del Mioceno Superior basal.

## Capítulo 6: Conclusiones.

---

La información descrita por los núcleos, la litología, la batimetría y las electrofacies se asociaron a un ambiente de abanicos de talud.

Los mapas de amplitud RMS apoyan al modelo geológico establecido y permiten hacer una asociación con la distribución de la roca almacén. Los cambios laterales de amplitud ayudan a separar áreas estratigráficamente concordantes (reflectores continuos y paralelos) de las facies asociadas a los abanicos de talud. En general, las zonas arcillosas tienen valores bajos de amplitud y las zonas con presencia de arenas tienen valores altos.

La sedimentación en el área durante el inicio del Mioceno Superior ocurrió en ambientes marinos profundos hacia la base del talud (talud estructurado) con el predominio de sedimentación en complejos de canal-levee, abanicos submarinos y facies asociadas. Estos abanicos de talud corresponden a depósitos de un sistema de nivel bajo (LST), depositados por encima de la discordancia del Mioceno Medio. Las trayectorias de aporte y distribución de sedimentos estuvieron sujetas a un fuerte control estructural y a la morfología del fondo marino.

Se puede definir una trampa de tipo estratigráfica constituida por sedimentos de areniscas depositadas en facies de abanicos de talud, limitada en sus cuatro direcciones por cambio de facies. La roca almacén es de edad Mioceno Superior y estaría constituida por arenisca de cuarzo gris claro. El sello superior es de edad Mioceno Superior, constituido por sedimentos de lutita gris claro y gris verdoso, arenosa, el sello lateral corresponde al cambio de facies.

La metodología aquí empleada ha permitido establecer un marco estratigráfico de secuencias dentro del que se analizaron los sistemas de depósito y sus respectivas facies sedimentarias. Esta metodología proporciona un modelo predictivo confiable mediante el que se podrá guiar la exploración en búsqueda de trampas con alta componente estratigráfica, así como apoyar estudios de interpretación cuantitativa, tales como AVO e inversión sísmica para reducir el riesgo exploratorio.

---

**Índice de Figuras y Tablas.**


---

**Figuras.**

Figura 1.3.1: Provincias geológicas.....	3
Figura 1.4.1.1: Ubicación del área de estudio dentro de los depocentros terciarios en el área de las Cuencas del Sureste Terrestre.....	4
Figura 1.4.1.2: Mapa de distribución de facies de la secuencia MOCNL-10 (Proyecto Estratégico Interregional Cuenca de Comalcalco Yaxché-Tupilco, CPMC/AES, 2008-2009).....	7
Figura 1.4.2.1: Ubicación de los estudios sísmicos 3D: Puerto Ceiba, Shuco-Colibrí y Yachipa.....	8
Figura 1.4.2.2: Parámetros de adquisición del estudio sísmico Shuco-Colibrí 3D.....	9
Figura 1.4.3.1: Resumen de la prueba MDT del pozo Par-4.....	10
Figura 1.4.3.2: Resumen de la prueba MDT a 4912.61 m, donde se fluyó y recuperó aceite y agua.....	11
Figura 1.4.3.3: Manifestaciones durante la perforación e intervalos productores del pozo Tup-2001.....	12
Figura 1.4.3.4: Prueba de Producción del pozo Tok-1.....	12
Figura 2.1.1: Ilustración de Johnson <i>et al.</i> , 1999 para mostrar la "red de cuencas" del borde del Golfo de México. Las cuencas de edad Mesozoico y Cenozoico se originaron cuando se separaron Norteamérica y Suramérica, incluyen cinco depocentros mayores separados por altos de basamento de diferentes relieves pero que están asociadas por un origen tectono-estratigráfico común.....	15
Figura 2.1.1.1: Las cuencas del sur del Golfo de México se desarrollaron en la corteza del bloque de Yucatán, que es un remanente de un gran fragmento de corteza continental del Mesozoico. El límite entre la corteza continental y oceánica marca los bordes norte y oriental del bloque del Golfo de México y la cuenca de Yucatán. El límite sur está delineado por la zona de la falla sinistral Motagua-Polochic, a lo largo del extremo occidental de la placa Caribe-Norte América. Johnson <i>et al.</i> 1999.....	18
Figura 2.1.7.1: Marco tectónico-estructural regional.....	25
Figura 2.2.1: Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano Superior, dentro de una plataforma tipo rampa se desarrollaron franjas de ambientes con orientación SW-NE	

que se profundizan al NW. Se han identificado las rampas interna, media y externa, se dividió de acuerdo a sus características en planicie de mareas, laguna y rampa interna. Dentro de la rampa interna se desarrollaron bancos esquelatales y en la rampa media bancos oolíticos.....	27
Figura 2.2.2: Mapa paleoambiental del Tithoniano Superior, la inundación regional ocasionó que en la mayor parte del área se depositaran calizas arcillosas y lutitas de ambiente de cuenca, quedando solamente la porción sur y sureste con ambiente de rampa externa. ....	29
Figura 2.2.3: Mapas de distribución de facies de las secuencias del Mioceno Medio y Superior (CPMC/AES, 2008-2009).....	31
Figura 2.2.4: Mapas de distribución de facies de las secuencias del Plioceno (CPMC/AES, 2008-2009). ....	33
Figura 2.2.5: Columna estratigráfica de la Provincia Petrolera Sureste (Escalera y Hernández, 2010).....	34
Figura 3.1.1: Diagrama esquemático donde se muestran las características sedimentarias y depositacionales de un abanico de talud (Vail <i>et al.</i> , 1989). ....	35
Figura 3.1.2: Secuencia Bouma (1962), mostrando las facies y sus estructuras asociadas. ....	37
Figura 3.2.2.1: Evolución de los enfoques de la Estratigrafía de Secuencias (Catuneanu <i>et al.</i> 2010). ....	39
Figura 3.2.3.1: Nomenclatura de los <i>systems tracts</i> en los diferentes enfoques de la Estratigrafía de Secuencias (Catuneanu <i>et al.</i> 2010). ....	40
Figura 3.2.4.1: Tiempo en el que ocurren las superficies de la Estratigrafía de Secuencias, en relación a los cuatro eventos el ciclo del nivel base del mar (Catuneanu, 2006). ....	44
Figura 3.3.2.1: Cálculo de la Amplitud RMS de una traza. ....	50
Figura 3.3.2.2: Cálculo de la Amplitud Absoluta Promedio a una traza.....	50
Figura 3.3.2.3: Cálculo de la Amplitud de Pico Promedio a una traza.....	50
Figura 3.3.2.4: Cálculo de la Amplitud de Pico Máxima de una traza. ....	51
Figura 3.3.2.5: Cálculo de la Amplitud Absoluta Máxima a una traza. ....	51
Figura 3.3.2.6: Cálculo de la Amplitud Absoluta Total a una traza. ....	52

Figura 3.3.2.7: Cálculo de la Amplitud Promedio de una traza.....	52
Figura 4.2.1: Columna litológica de la parte basal del Mioceno Superior del pozo Par-4. .....	56
Figura 4.2.2: Columna litológica de la parte basal del Mioceno Superior del pozo Chi-1. .....	57
Figura 4.3.1.1: Par-4. Núcleo-1: 4837-4846 m. ....	58
Figura 4.3.2.1: Tec-3. Núcleo-1: 4000-4003.5 m. Se presenta una arenisca masiva y gradada, con líticos gruesos y clastos flotados hacia la base. ....	59
Figura 4.4.1: Patrones de electrofacies en el registro de potencial espontáneo (SP) o rayos gamma (GR).....	61
Figura 4.4.2: Mapa de distribución de electrofacies. ....	62
Figura 4.4.3: Electrofacies de los pozos Tup-2001, Par-4, Chi-1 y Tok-1. Tup-2001: Abanicos apilados con zonas canalizadas, en la cima se caracteriza por arcillas de talud. Chi-1 y Par-4: Zonas canalizadas, sin embargo, Par-4 se localiza en una porción más distal del abanico, lo cual se observa en el menor contenido de arcilla respecto al pozo Chi-1.....	63
Figura 4.4.4: Electrofacies de los pozos Jic-1A, Tec-3, Bri-201 y Mar-201. En los pozos Jic-1A y Tec-3 se aprecian el gran contenido de arcillas, con algunos paquetes de arenas, estas litofacies corresponde a la porción distal de un abanico de talud. Mientras que los pozos Mar-201 y Bri-201, se ubican en zonas canalizadas. ....	64
Figura 4.5.1.1: Resolución sísmica vertical. ....	65
Figura 4.5.2.1: a) Sismograma sintético del pozo Par-4 ubicado en la traza 2185 y en la línea 1835 del cubo sísmico Shuco-Colibrí, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, ya que el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica. ....	68
Figura 4.5.2.2: a) Sismograma sintético del pozo Chi-1 ubicado en la traza 2242 y en la línea 1675 del cubo sísmico Shuco-Colibrí, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica en la parte correspondiente por encima de la discordancia.....	69
Figura 4.5.2.3: a) Sismograma sintético del pozo Tok-1 ubicado en la traza 244 y en la línea 485 del cubo sísmico Canela, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la	

columna atravesada por el pozo, ya que el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica. ....	70
Figura 4.5.2.4: a) Sismograma sintético del pozo Tup-2001 ubicado en la traza 1996 y en la línea 2030 del cubo sísmico Shuco-Colibrí, en su versión migrada preapilamiento en tiempo, con filtro y con ganancia. b) Se aprecia que existe un buen ajuste a lo largo de la columna atravesada por el pozo, ya que el sismograma sintético presenta un buen amarre con la sísmica. ....	71
Figura 4.5.3.1: Sección sísmica regional 1. Estilo estructural asociado a la subcuena de Comalcalco.....	73
Figura 4.5.3.2: Sección sísmica regional 2. Estilo estructural asociado a la subcuena de Comalcalco.....	74
Figura 4.5.4.1: Configuración estructural en profundidad de la cima del Mioceno Superior basal. ....	75
Figura 4.6.1.1: Horizontes interpretados localmente dentro de la secuencia objetivo. ...	76
Figura 4.6.1.2: Mapas de amplitud RMS ( $\pm 8$ ms) de: cima del objetivo, Horizonte-1, Horizonte-2 (arena principal) y Horizonte-3.....	77
Figura 5.1.1: Marco estratigráfico secuencial asociado al Mioceno Superior basal en el área de estudio.....	81
Figura 5.2.1: Interpretación de facies sísmicas y atributo de amplitud RMS ( $\pm 8$ ms) del Horizonte-3.....	82
Figura 5.2.2: Mapa de amplitud RMS ( $\pm 8$ ms) de la arena principal (Horizonte-2).....	83
Figura 5.2.3: Se interpreta sobre la anomalía de amplitud RMS el desarrollo de varios sistemas de abanicos.....	84
Figura 5.2.4: Interpretación de facies sísmicas y atributo de amplitud RMS ( $\pm 8$ ms) del Horizonte-1.....	85
Figura 5.3.1: Modelo esquemático que muestra un sistema de abanico mixto arena-arcilla desarrollado en un talud tipo rampa y respuesta de las diferentes asociaciones de facies en el registro de potencial espontáneo (basado en los esquemas de Reading y Richards, 1994).....	86
Figura 5.3.2: Modelo sedimentario del Mioceno Superior basal.....	87

**Tablas.**

Tabla 1.4.1.1: Edades de las superficies de máxima inundación interpretadas en los estudios regionales de plays (CMGR/AECST, 2008-2009) y su correspondencia con las establecidas por Wornardt en el Golfo de México (W. Wornardt 2001, <i>GCA of Geological Societies Transaction, Volume LI</i> ).....	6
Tabla 1.4.2.1: Estudios Sísmicos en el área. ....	7
Tabla 1.4.3.1: Campos productores cercanos, su Volumen Original, Reservas Remanente 3P y Producción acumulada de hidrocarburos (Fuente: Reservas de Hidrocarburos, al 1 de enero de 2014).....	13
Tabla 3.3.1.1: Parámetros de las facies sísmicas y su significado geológico (Mitchum, <i>et al.</i> , 1977). ....	48
Tabla 4.1.1: Datos generales de pozos. ....	54
Tabla 4.2.1: Columna litológica del área. ....	55

**Referencias Bibliográficas.**

---

Barceló-Duarte, J. y Dávila-Alcocer, V. M, 1999. Ambientes sedimentarios siliciclásticos, Facultad de Ingeniería UNAM, México, 149 p.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M. D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B. R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, vol. 92, 1–33.

Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. St. C., Miall, A. D., Posamentier, H.W.,, Strasser, A., Tucker, M. E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 44/3, 173–245.

Chávez Valois, et al., 2001, Informe Final de Plays Terciarios, Activo de Exploración Reforma-Comalcalco.

Chávez Valois, et al., 2011, Estudio de Plays Jurásicos, Coordinación de Modelado Geológico Regional, Activo de Exploración Sur.

Johnson, Christopher A. (EEC); Goldhammer, Robert K. (Texaco) and Meneses-Rocha, Javier (PEMEX); 1999; Tectonic, Stratigraphic, and Hydrocarbon System Development of the Southern Gulf Rim, Mexico and Guatemala: A Synthesis.

Landmark, “PostStack Family Referente Manual”, pp. 241-375 (2004).

Reading, H.G. and M. Richards, 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system: *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 792-822.

Robles Nolasco, Patiño Ruiz, Maldonado Villalón, Ruiz Morales, Bernal Vargas, Miranda Canseco, Clara Valdés, Hernández Romano, Mora Oropeza, Gómez Rodríguez, 2000,

Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana), versión 1.0, Subdirección Técnica de Exploración, Pemex Exploración y Producción.

Varela Santamaría, et al., 2009, Proyecto Estratégico Interregional Cuenca de Comalcalco Yaxché-Tupilco, Coordinación del Proyecto Malpaso-Cuichapa, Activo de Exploración Sur.

Weimer, Paul and Slatt, Roger M., 2006, Overview of Deepwater-Reservoir Elements in Introduction to the Petroleum Geology of Deepwater Settings, AAPG Studies in Geology Volume 57, p. 149-170.

Wornardt, W., 2001. GCA of Geological Societies Transactions. Volume LI.