



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LA
SECUENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO
CHICONTEPEC”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A:

JOSÉ OMAR NIETO SERRANO

DIRECTOR DE TESIS:

ING. JAVIER ARELLANO GIL

2010





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A DIOS

Que me ha acompañado durante toda mi vida y me ha permitido llegar hasta este momento, gracias Dios por permitirme realizar este sueño.

A MI MADRE

Por darme la vida, su cariño, comprensión, confianza y apoyo durante todo este tiempo sin pedirme nada a cambio, gracias mamá por ser un ejemplo para mí.

A MIS HERMANOS

Que han sido parte importante en mi vida y por toda la ayuda que he recibido de ustedes.

A LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Por brindarme la posibilidad de estudiar una carrera profesional de calidad y de forma gratuita.

A MI DIRECTOR DE TESIS

Al Ingeniero Javier Arellano Gil por su apoyo, paciencia y por ser un excelente guía en el desarrollo de esta tesis.

A MIS SINODALES

A la Ing. Guadalupe del Carmen Alvarado Arias, Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, M.C. Emiliano Campos Madrigal y M.C. Noé Santillán Piña, que sin sus valiosos aportes esta tesis no sería lo que es.

A MIS PROFESORES

A todos mis profesores quienes compartieron conmigo su tiempo, sus conocimientos, y su amistad, dentro y fuera de las aulas.

A MIS COMPAÑEROS Y AMIGOS

Por todos los momentos inolvidables que pasamos juntos, incluyendo a todos mis amigos, compañeros, aquellos que en alguna vez me facilitaron una tarea o un apunte, porque uno solo jamás podría recorrer un camino tan largo.

Índice General

Resumen.	1
Capítulo I.- Generalidades.	3
1.1 Objetivos.	3
1.2 Ubicación.	3
1.3 Fisiografía.	6
1.3.1 Planicie Costera del Golfo de México.	6
1.3.2 Sierra Madre Oriental.	8
1.3.3 Faja Volcánica Transmexicana.	8
1.3.4 Orografía de la Cuenca de Chicontepec.	8
1.4 Hidrografía.	9
1.5 Estudios Previos.	10
1.5.1 Antecedentes Históricos.	10
1.5.2 Antecedentes Petroleros.	12
Capítulo II.- Marco Geológico Regional.	15
2.1 Evolución Geológica Regional.	15
2.2 Sedimentología.	16
2.2.1 Ambientes de Depósitos Sedimentarios.	16
2.2.2 Modelo Sedimentario.	17
2.3 Estratigrafía.	18
2.3.1 Columna Estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec.	20
2.3.1.1 Formación Tamán (Oxfordiano-Kimeridgiano).	21
2.3.1.2 Formación San Andrés (Oxfordiano-Kimeridgiano).	21
2.3.1.3 Formación Pimienta (Kimmeridgiano-Titoniano).	22
2.3.1.4 Formación Tamaulipas Inferior (Neocomiano).	23
2.3.1.5 Formación Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano).	23
2.3.1.6 Formación Tamabra (Albiano-Cenomaniano).	24
2.3.1.7 Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano).	25
2.3.1.8 Formación Agua Nueva (Turoniano).	26
2.3.1.9 Formación San Felipe (Coniaciano-Santoniano).	27
2.3.1.10 Formación Méndez (Campaniano-Maestrichtiano).	27
2.3.1.11 Formación Velazco (Paleoceno Inferior).	28
2.3.1.12 Grupo Chicontepec (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior).	29
2.3.1.13 Formación Aragón (Eoceno Inferior).	32
2.3.1.14 Formación Guayabal (Eoceno Medio).	33
2.3.1.15 Formación Tantoyuca (Eoceno Medio-Superior).	33
2.3.1.16 Formación Chapopote (Eoceno Superior).	34
2.3.1.17 Formación Alazán (Oligoceno Inferior).	35
2.3.1.18 Formación Palma Real Inferior (Oligoceno Inferior).	35

2.3.1.19	Formación Palma Real Superior (Oligoceno Superior).	36
2.3.1.20	Formación Horcones (Oligoceno Superior).	37
2.4	Geología Estructural.	37
2.5	Evolución Geológica y Origen de la Cuenca de Chicontepec.	40
Capítulo III.- Estratigrafía de Secuencias.		45
3.1	Perspectiva Histórica.	45
3.2	Definiciones.	46
3.2.1	Estratigrafía.	46
3.2.2	Estratigrafía de Secuencias.	46
3.3	Conceptos y Principios de Estratigrafía de Secuencias.	47
3.3.1	Procesos de Génesis de Cuencas.	47
3.3.2	Conceptos Asociados al Borde de Cuencas.	47
3.3.3	Nivel Relativo del Mar, Tectónica y Eustasia.	50
3.3.3.1	Definiciones de Nivel del Mar.	50
3.3.3.2	Magnitud de los Cambios en los Niveles Eustáticos.	50
3.3.3.3	Nivel Relativo del Mar.	51
3.3.3.4	Acomodo.	51
3.4	Suministro del Sedimento.	54
3.4.1	Principios de Suministro de Sedimento Clástico.	54
3.5	Secuencias Estratigráficas y Sistemas de Depósito.	56
3.5.1	Secuencias y Límites de Secuencias.	56
3.5.2	Definición de Sistemas de Depósito (System Tract).	57
3.5.2.1	Sistemas de Depósito de Lowstand (Lowstand System Tract (LST)).	57
3.5.2.2	Sistemas de Depósito Transgresivos (Transgressive System Tract (TST)).	60
3.5.2.3	Sistemas de Depósito de Highstand (Highstand System Tract (HST)).	61
3.5.3	Superficie de Máxima Inundación (Maximum Flooding Surface (MFS)).	62
3.5.4	Superficie Transgresiva (Transgressive Surface (TS)).	63
3.5.5	Límites de Secuencia (Sequence Boundary (SB)).	63
Capítulo IV.- Estratigrafía Sísmica.		67
4.1	Interpretación Sísmica.	67
4.1.1	Principios para la Interpretación de la Estratigráfica Sísmica.	67
4.1.2	Resolución de datos sísmicos.	67
4.1.2.1	Resolución Vertical.	68
4.1.2.2	Resolución Lateral.	69
4.2	Patrones de Terminación de Reflexiones Sísmicas.	69
4.2.1	Interpretación de una Sección Sísmica.	69

4.2.2	Clasificación de Terminaciones de Reflexión.	71
4.2.3	Facies Sísmicas y Análisis de Atributos.	77
4.2.4	Reconocimiento de Superficies Estratigráficas.	79
4.3	Reconocimiento de Sistemas de Depósito utilizando datos Sísmicos.	81
4.3.1	Reconocimiento de los Sistemas de Depósito del Lowstand.	81
4.3.2	Reconocimiento de los Sistemas de Depósito Transgresivos.	83
4.3.3	Reconocimiento de los Sistemas de Depósito del Highstand.	83
4.4	Dificultades en la Interpretación.	85
	Capítulo V.- Afloramientos y datos de Pozos.	87
5.1	Introducción y Perspectiva Histórica.	87
5.2	Resolución de Datos de Pozos.	87
5.3	Estratigrafía de Secuencias de Afloramientos y Núcleos.	88
5.3.1	Parasecuencias en Afloramientos y Núcleos.	88
5.3.2	Patrones de Parasecuencias de Apilamiento y Sistemas de Depósito.	89
5.3.3	Superficies Estratigráficas Clave en Afloramientos y Núcleos.	93
5.4	Estratigrafía de Secuencias a partir de Registros Geofísicos de Pozo.	95
5.4.1	Grupo de Registros Utilizados en Estratigrafía de Secuencias.	96
5.4.1.1	Registro de Rayos Gamma.	96
5.4.1.2	Registro Sónico.	97
5.4.1.3	Registro de Potencial Espontáneo (SP).	97
5.4.1.4	Registro Densidad – Neutrón.	98
5.4.1.5	Registros Resistivos.	98
5.4.2	Tendencia de los Registros.	99
5.4.3	La Respuesta de Clinoformas en Registro Geofísicos.	107
5.4.4	La Respuesta de los Registros Geofísicos para Parasecuencias.	108
5.4.5	Respuestas de los Registros Geofísicos para Ambientes de Cuenca.	110
5.4.6	Estimación de los Controles de Sedimentación y la Estratigrafía de Secuencias para la Respuesta de los Registros Geofísicos.	111
5.4.7	Superficies Clave.	113
5.4.8	Identificación de los Sistemas de Depósito para la Respuesta de los Registros Geofísicos.	117
5.4.9	Interpretación de los Sistemas de Depósito Utilizando Registros Geofísicos de Pozos.	117
5.4.10	Dificultades y Ambigüedades en el Análisis de Secuencias para datos de Registros Geofísicos.	118

5.4.11	Lista de Control para la Interpretación de la Estratigrafía de Secuencias de una base de datos de Registros Geofísicos de Pozos.	119
Capítulo VI.- Estratigrafía de Secuencias Aplicada a la Cuenca de Chicontepec.		121
6.1	Ubicación de los Afloramientos.	121
6.2	Descripción de la Cuenca de Chicontepec.	122
6.3	Grupo Chicontepec.	124
6.3.1	Modelo Sedimentario.	125
6.4	Ciclos del Nivel del Mar	135
6.5	Conceptos y Principios de Estratigrafía de Secuencias Aplicados a la Cuenca de Chicontepec.	139
6.5.1	Conceptos Asociados al Borde de Cuenca.	139
6.6	Secuencias Estratigráficas y Sistemas de Depósito.	140
6.6.1	Límites de Secuencias.	140
6.6.2	Sistemas de Depósito de Lowstand.	143
6.6.2.1	Abanicos de Piso de Cuenca.	143
6.6.2.2	Abanicos de Talud.	144
6.6.2.3	Depósitos Turbidífticos.	145
6.6.2.4	Derrumbes (Slump).	151
6.6.2.5	Deslizamiento (Slide).	152
6.6.3	Sistemas de Depósito Transgresivos.	153
6.6.4	Sistemas de Depósito de Highstand.	154
6.6.5	Superficie de Máxima Inundación.	155
6.6.6	Parasecuencias.	156
Capítulo VII.- Sistema Petrolero.		165
7.1	Sistema Petrolero.	165
7.1.1	Roca Generadora.	165
7.1.2	Roca Almacenadora.	165
7.1.3	Roca Sello.	165
7.1.4	Roca Sobrecarga.	165
7.1.5	Formación de la Trampa.	165
7.1.6	Generación – Migración – Acumulación.	166
7.1.7	Preservación.	166
7.2	Provincia Tampico-Misantla.	166
7.2.1	Roca Generadora.	166
7.2.2	Rocas Almacenadoras.	168
7.2.3	Rocas Sello.	169
7.2.4	Generación – Migración.	169
7.2.5	Trampas.	170

7.3	Sistema Chicontepec.	170
7.3.1	Rocas Generadoras.	170
7.3.1.1	Formación Santiago.	171
7.3.1.2	Formación Tamán.	171
7.3.1.3	Formación Pimienta.	171
7.3.2	Migración.	172
7.3.3	Rocas Almacenadoras.	173
7.3.4	Roca Sello.	173
7.3.5	Trampas.	173
7.3.5.1	Trampas Estructurales.	173
7.3.5.2	Trampas por Variación de la Permeabilidad.	174
7.3.5.3	Trampas Combinadas.	174
7.3.5.4	Trampas Típicas en la Cuenca de Chicontepec.	175
7.3.5.5	Sincronía.	176
7.4	Plays Productores.	177
7.4.1	Play.	177
7.4.2	Generalidades del Play Chicontepec.	178
7.4.3	Play Chicontepec Paleoceno-Eoceno Inferior.	179
7.4.4	Play Chicontepec Canal (Eoceno Inferior Tardío).	179
7.4.5	Play Tantoyuca (Eoceno Tardío).	179
7.4.6	Rocas Generadoras de los Plays en la Cuenca de Chicontepec.	180

Conclusiones y Recomendaciones. 181

Bibliografía 184

Índice de Tablas

Tabla 4.1	Nomenclatura que se utiliza para la clasificación de las facies sísmicas.	78
Tabla 6.1	Tabla que muestra los cinco órdenes de magnitudes de ciclos globales de cambios relativos del nivel del mar.	135
Tabla 6.2	Tabla que muestra los principales Límites de Secuencias (SB) y Superficies de Máxima Inundación (MFS), para el Paleoceno y Eoceno.	136

Índice de Figuras

Figura 1.1 Ubicación de la Cuenca de Chicontepec y del Paleocanal de Chicontepec.	4
Figura 1.2 Extensión de la Cuenca de Chicontepec y su cercanía con la Plataforma de Tuxpan y la Sierra Madre Oriental.	4
Figura 1.3 Propuesta de sectorización de los campos petroleros de la Cuenca de Chicontepec.	6
Figura 1.4 Provincias Fisiográficas relacionadas a la Cuenca de Chicontepec.	7
Figura 1.5 Región hidrológica “Tuxpan Nautla”.	9
Figura 1.6 Muestra la historia de perforación y producción de aceite.	14
Figura 2.1 Ubicación geológica de la Provincia Tampico Misantla, en la que se encuentra la Cuenca de Chicontepec.	15
Figura 2.2 (a) Modelo conceptual de abanico Submarino, (b) Modelo conceptual Tectono-sedimentario de la Cuenca de Chicontepec.	18
Figura 2.3 Columna estratigráfica general de la Provincia Tampico-Misantla.	19
Figura 2.4 Columna Estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec.	20
Figura 2.5 Descripción de biozona y ambiente de depósito del Grupo Chicontepec.	31
Figura 3.1 Esquema de correlación litoestratigráfica de las unidades de conglomerados 1 y 2, las unidades de areniscas 3, 4 y 5 y unidades de lutita 6, 7 y 8; en cambio la correlación con estratigrafía de secuencias correlacionaría las líneas de tiempo A-A', B-B' y C-C'.	47
Figura 3.2 Esquemas que muestran la subsidencia tectónica en el rift, antepais y deslizamiento según la orientación de las cuencas sedimentarias.	48

Figura 3.3 Perfil típico de una unidad progradante del borde de la cuenca, incluyendo los topsets y las clinofomas separadas por una discontinuidad en el talud; otras discontinuidades en offlap y en los bottomsets también puede estar presentes.	49
Figura 3.4 Esquema que muestra los principales parámetros relativos al nivel del mar. Nivel del mar eustático, nivel de base para los sistemas fluviales que entran en el océano, tirante de agua, etc.	50
Figura 3.5 Nivel base en ambientes fluviales, de línea de costa y de plataforma. Se muestran los cambios en el nivel relativo del mar balanceado contra los ritmos de acumulación del sedimento; se muestra el espacio de acomodación que es responsable de las transgresiones y las regresiones.	52
Figura 3.6 Arquitectura depositacional en función del volumen del arreglo y del suministro del sedimento.	52
Figura 3.7 Diferentes condiciones de acomodación de sedimentos con sus correspondientes resultados.	53
Figura 3.8 (a) Ritmos de denudación para las 35 cuencas más grandes de drenaje del mundo basados en datos sólidos y solutos. Complementando se ha hecho para el componente del no-denudacional de las cargas del soluto. La densidad del origen de la roca se asume para ser 2700 kg/m^3 . (b) Cargas de sedimento y de soluto para las cuencas de drenaje más grandes del mundo.	55
Figura 3.9 Geometrías pertenecientes a un conjunto de estratos en una secuencia de tipo 1, en un margen de discontinuidad de plataforma. Se muestran los paquetes sedimentarios separados, asignados tradicionalmente a tres sistemas de transporte y depósito; el lowstand, el transgresivo y el highstand.	57
Figura 3.10 Componentes del sistema de depósito de lowstand en un margen de la discontinuidad de la plataforma. Se muestran los sistemas activos de la porción del Lowstand; concretamente el relleno de los valles de incisión fluvial y plano aluvial costero de los estratos superiores, un cinturón marino somero y un sistema activo de talud, que en sus primeras fases pueden contener cantos de turbiditas.	59
Figura 3.11 Componentes del sistema de depósito transgresivo.	60

Figura 3.12 Componentes de los sistemas de depósito de highstand en un margen de discontinuidad de plataforma. Esto incluye a los estratos superiores (aluvial, costero), marino somero, y a sistemas de plataforma.	62
Figura 3.13 Evidencias de la presencia de límites de secuencias. Éstos incluyen un movimiento hacia abajo en el onlap costero, una dislocación de facies reconocida en el pozo 3 y la incisión del valle reconocida en el pozo 1. El pozo 2 puede encontrar poca o ninguna evidencia del límite de secuencias.	65
Figura 3.14 Conformidad correlativa en la cima del abanico de piso de cuenca como sugirió Vail (1987), contra los modelos de Hunt y Tucker (1992 y 1995) (Tomada de Haugton, 2008).	66
Figura 4.1 Comparación de la resolución de los métodos de interpretación para el Campo Beatrice, Mar del Norte. (a) Una sola onda sinusoidal del ciclo de 30 Hz en medio de la velocidad 2000 ms ⁻¹ (o 60 Hz; 4000 ms ⁻¹); (b) Big Ben, Londres, c. 380 pies; (c) Un registro de rayos γ a través del Campo Petrolífero Beatrice.	68
Figura 4.2 Esquema que muestra la Zona de Fresnel y las limitaciones en la resolución sísmica lateral.	70
Figura 4.3 Tipos de terminación de reflexión de las unidades estratigráficas, tanto de su base como de su cima.	71
Figura 4.4 Imagen que muestra el límite superior de una secuencia y que corresponde con un Toplap.	72
Figura 4.5 Representación esquemáticamente los cuatro tipos de discontinuidades estratigráficas: Angular, Disconformidad, Paraconformidad y Discordancia basal que pueden corresponder con truncamiento erosional.	73
Figura 4.6 Representación esquemática de un onlap típico.	74
Figura 4.7 Representación esquemática de un downlap.	75
Figura 4.8 Representación esquemática de un Baselap.	76
Figura 4.9 Esquema que muestra los tipos de geometría de las reflexiones que se pueden identificar en una sección sísmica a partir de los perfiles de las clinoformas.	77

Figura 4.10 Posibles superficies sísmicas dentro de una secuencia estratigráfica.	79
Figura 4.11 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito de lowstand en donde se identifica una cuña progradante de lowstand. El límite de secuencia subyacente es reconocido por un desplazamiento hacia abajo en el onlap costero. Secuencias del Eoceno Tardío, del Mar del Norte central.	81
Figura 4.12 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito de lowstand, en donde la cuña de lowstand puede ser vista como una unidad de clinofoma, con un nivel de Toplap significativamente por debajo de la anterior ruptura del offlap del highstand. Una unidad de abanico del lowstand es visto como una unidad de montículos con downlap en dos direcciones. Secuencias del Eoceno Temprano, del Mar del Norte central.	82
Figura 4.13 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito de highstand. Este sistema de depósito downlap en una unidad retrogradacional subyacente (la truncación aparente puede ser observado por debajo de la superficie de downlap), que está cubierta por un límite de secuencia. Pertenece a una secuencia del Eoceno Temprano, Outer Moray Firth, Mar del Norte Central.	84
Figura 4.14 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito transgresivo. Este sistema contiene dos reflexiones retrogradacionales prominentes con grandes amplitudes, causadas por dos capas de carbón. El sistema de depósito está cubierto por una superficie de downlap a una unidad de clinofomas suprayacentes. Secuencia del Eoceno Temprano, del Mar del Norte central.	84
Figura 4.15 Esquema que muestra como no en todas las líneas sísmicas se encuentran todos los sistemas de depósito; en la línea sísmica A – A' falta el valle de incisión y el abanico de lowstand.	86
Figura 5.1 Ejemplo de parasecuencias interpretados a partir de estudios de núcleo del pozo P6-11-48-21W4 de la Formación Vikingo, Alberta, Canadá. FS, secuencia de inundación; SB, límite de secuencias.	91
Figura 5.2 Arquitectura de la parasecuencia retrogradacional del Jurásico Medio de la costa de Yorkshire. FS, Superficie de Inundación, MFS, Superficie de Máxima Inundación, SB, Límite de Secuencia.	92
Figura 5.3 Límite de secuencias donde se tienen facies que presentan cambios importantes entre los sedimentos marinos y fluviales.	94

Figura 5.4 Progradación de carbonatos del Triásico, Catanaccio, Dolomitas italianas. La superficie de downlap progradante está cerca de la Superficie de Máxima Inundación, que se encuentra dentro de la Formación Livinallongo. La Formación Livinallongo está por encima de una plataforma de carbonato de Anisian.	95
Figura 5.5 Conjunto de registros de pozos adecuados para la interpretación litológica y estratigráfica. Este conjunto está basado en datos reales del Grupo de Brent, Mar del Norte, Jurásico Medio. Se trata de un conjunto siliciclástico con carbón y calizas de menor importancia en secuencias.	96
Figura 5.6 Tendencias de registros geofísicos de pozo idealizadas, asumiendo que los poros están rellenos de agua salada.	100
Figura 5.7 Registro geofísico que corresponde a una secuencia de areniscas con menor contenido de arcillas hacia arriba de la Formación Tarbert, del Jurásico Medio del Grupo Brent, en el norte del Mar del Norte. Esta unidad representa una unidad depositacional granocreciente, producida por somerización durante una progradación en un ambiente marino somero.	101
Figura 5.8 Registro geofísico donde el contenido de arcillas se incrementa hacia arriba, en la Formación Tarbert, del Jurásico Medio del Grupo Brent, al norte del Mar del Norte. Esta unidad representa una unidad depositacional que se adelgaza hacia arriba, producto de una profundización durante una retrogradación en un ambiente marino somero.	103
Figura 5.9 Registros geofísicos de pozo de areniscas turbidíticas del Jurásico Tardío para el Campo Miller, en la parte central del Mar del Norte (Garland, 1993). Muchos de los paquetes depositacionales pueden ser descritos como “caja”; teniendo bases y cimas abruptas, por lo que se presenta el registro de rayos gamma consistente.	104
Figura 5.10 Registros geofísicos de pozo de una unidad depositacional submarina del Jurásico Tardío para el Campo Ettrick, en la parte central del Mar del Norte. Estas unidades tienen un registro de “curva”, con una disminución gradual luego de un incremento en la respuesta de rayos gamma, reflejando un crecimiento y disminución en la sedimentación en una mezcla de abanicos de arena y lodo. La mejor tendencia de desarrollo de arena está en la parte media de la curva.	105
Figura 5.11 Parasecuencias de topset apilados de la Formación Ness, del Grupo Brent, al norte del Mar del Norte.	109

Figura 5.12 Ejemplos de grupos de parasecuencias interpretadas para datos de registros geofísicos de pozos en secciones de edad Cretácico en “Western Interior Seaway”, E. U. A.	110
Figura 5.13 Interpretación de una secuencia estratigráfica del conjunto de registros que corresponde con la Figura 5.5.	112
Figura 5.14 Registro geofísico de pozos a través del yacimiento del Campo Ula del Jurásico Tardío, en el litoral de Noruega.	115
Figura 5.15 Imagen que muestra dos límites de secuencias dentro del Grupo Brent del Jurásico Medio, al norte del Mar del Norte.	116
Figura 6.1 Carta topográfica con la ubicación de los puntos correspondientes a los afloramientos utilizados.	122
Figura 6.2 Ubicación de las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo.	123
Figura 6.3 Posición de los abanicos submarinos en la Cuenca de Chicontepec.	123
Figura 6.4 Esquema que muestra la formación del canal principal y los canales secundarios de la Cuenca de Chicontepec.	126
Figura 6.5 Modelo depositacional de un abanico submarino no confinado rico en arena, rasgos morfológicos relacionados, medio ambiente depositacional y facies resultantes.	128
Figura 6.6 Modelo para abanico submarino antiguo que muestra el desarrollo y la mecánica de los depósitos turbidíticos en las zonas de la plataforma continental, el talud continental y la cuenca.	130
Figura 6.7 Modelo conceptual de abanico submarino.	131
Figura 6.8 Partes de un abanico, así como la litología predominante en cada una de sus partes.	134
Figura 6.9 Corte transversal de un abanico submarino, aquí se muestran los depósitos característicos del talud.	134
Figura 6.10 Escala de tiempo estratigráfico, eventos Magneto-estratigráficos, Crono-estratigráficos, Bio-estratigrafía, Estratigrafía de Secuencias y Curvas Estratigráficas para el Paleoceno-Plioceno.	138

Figura 6.11 Sección sísmica que muestra una unidad progradante, donde se aprecia claramente una clinoforma, estas formas nos indican una progradación en la plataforma.	139
Figura 6.12 Imagen que muestra un límite de secuencia, se observan downlaps que ayudan a identificar esta superficie, estos downlaps corresponden a abanicos de piso de cuenca.	141
Figura 6.13 Imagen que muestra un abanico de piso de cuenca, observe las flechas que indican un downlap característico.	144
Figura 6.14 Imagen que muestra un abanico de talud, se observa hacia la izquierda un onlap y hacia la de derecha un downlap.	145
Figura 6.15 Sección sísmica en la que se muestra un flujo de detritos, se observa como una zona sin reflexión y con algunos puntos aislados.	150
Figura 6.16 Sección sísmica en la que se muestra una zona transgresiva, se puede interpretar de acuerdo a los reflectores sísmicos que ocurrió retrogradación.	154
Figura 6.17 Sección sísmica que muestra depósitos de Highstand, donde ocurrió una progradación característica de este tipo de depósito.	155
Figura 6.18 Figura que muestra la sección sísmica A – A'	160
Figura 6.19 Figura que muestra la sección sísmica B – B'	162
Figura 6.20 Figura que muestra la sección sísmica C – C'	164
Figura 7.1 Muestra la aportación de hidrocarburos por play.	167
Figura 7.2 Columna Geológica Cuenca Tampico-Misantla.	168
Figura 7.3 Características de las rocas generadoras en la Cuenca de Chicontepec.	172
Figura 7.4 Cuerpos arenosos que constituyen las trampas estratigráficas de la Cuenca de Chicontepec.	175
Figura 7.5 Trampa por variación de la permeabilidad. En lentes de arenas característicos de la Cuenca de Chicontepec.	176
Figura 7.6 Trampa de tipo combinado, poco común en la Cuenca de Chicontepec.	176

Figura 7.7 Eventos del sistema petrolero con relación a la sincronía.	177
Figura 7.8 Plays productores de la Cuenca de Chicontepec.	178
Figura 7.9 Muestra la distribución del Cuenca de Chicontepec y una sección transversal en donde se muestra la ubicación de los tres plays productores.	180

Índice de Fotografías

Fotografía 5.1 Engrosamiento de una parasecuencia hacia arriba en un afloramiento de la Formación Panther Tongue del Cretácico, de la región central de Estados Unidos de América.	89
Fotografía 6.1 Imagen que muestra un límite de secuencias en un afloramiento del Grupo Chicontepec, este límite se determina al observar el cambio brusco en la litología, abajo del límite de secuencia se observa una litología de arcilla y arriba se observa un cambio brusco a areniscas, una localidad cercana a Acatepec (Punto 1, Figura 6.1).	142
Fotografía 6.2 Fotografía donde se observa un límite de secuencias que separa una zona de plegamientos de depósitos subhorizontales en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 6, Figura 6.1).	142
Fotografía 6.3 Parte distal de un abanico submarino, con tamaño de grano granocreciente; en la parte izquierda se ve un contacto de arena con lodo (límite de secuencias), a partir de este punto se ve un bloque de lodo, que cambia gradualmente a arena de grano grueso, una localidad cercana a Acatepec (Punto 1, Figura 6.1).	147
Fotografía 6.4 Fotografía en la que se puede observar marcas de bioturbación, localidad cercana a Candelaria, Hidalgo (Punto 3, Figura 6.1).	148
Fotografía 6.5 Fotografía donde se muestra una zona de deformación intraformacional (pliegue recumbente), en la localidad de Huitzotlaco (Punto 5, Figura 6.1).	149
Fotografía 6.6 Fotografía de un afloramiento en la que se tiene un flujo de detritos, observe como se distingue una mezcla de sedimentos en donde podemos ver desde sedimentos muy finos hasta bloques, (Falta la localidad).	150

Fotografía 6.7 Fotografía en la que se muestra una zona con pliegues incompletos, esto es debido a que en el momento del depósito había fuerte pendiente en el terreno o los sedimentos contenían mucha agua en su interior; en la parte superior se ven capas subhorizontales que se forman posteriormente al plegamiento sinsedimentario, en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 6, Figura 6.1).	151
Fotografía 6.8 Intercalación de lodo y arcillas con un poco de arenas gruesas, también presenta un adelgazamiento y engrosamiento de las capas; se observa una falla normal local sinsedimentaria con plegamiento; todo se asocia a un deslizamiento de capas, que son movimientos gravitacionales en el talud, en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 4, Figura 6.1).	152
Fotografía 6.9 Fotografía en la que se muestra los pliegues formados por un deslizamiento, en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 4, Figura 6.1).	153
Fotografía 6.10 Fotografía que corresponde a una secuencia completa, en rojo observamos un límite de secuencias y en verde una superficie de máxima inundación, observe como la superficie de máxima inundación corresponde a los depósitos más finos, en la localidad cercana a Acatepec, Hidalgo (Punto 1, Figura 6.1).	156
Fotografía 6.11 Parasecuencia, se logran observar dos secuencias completas, en rojo se observan los límites de secuencia y en verde se observan las superficies de máxima inundación, en la localidad cercana a Acatepec (Punto 1, Figura 6.1).	158

Resumen.

La Cuenca de Chicontepec ha sido un sitio de interés en las últimas décadas, debido a que se considera económicamente estratégica por su potencial petrolero y por la cantidad de reservas que se estiman existen en el subsuelo, sin embargo, no existen trabajos publicados de Ciencias de la Tierra donde se haya aplicado la estratigrafía de secuencias en esta área, por lo que es de suma importancia hacerlo. En este trabajo se aplican estos conceptos con ayuda de la estratigrafía sísmica y de afloramientos representativos ubicados en el sector noroeste de la cuenca, en el frente de la Sierra Madre Oriental.

La Cuenca de Chicontepec cubre un área de aproximadamente 11, 300 Km² y se ubica geográficamente en la porción centro-oriental de la República Mexicana sobre la Planicie Costera del Golfo de México, entre los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí; geológicamente se ubica dentro de la provincia Tampico – Misantla.

El área de estudio comprende sectores representativos de la cuenca, en los que se interpretaron secciones sísmicas locales y regionales. El trabajo de campo se llevó a cabo en la parte noroccidental de la cuenca, en los afloramientos cercanos a los poblados de Candelaria, Huitzotlaco, Atlapexco y Tepetitla, en el límite de los estados de Hidalgo y Veracruz.

La Cuenca de Chicontepec se formó en el Paleoceno y Eoceno, durante las últimas fases de levantamiento de la Sierra Madre Oriental, cuando se originó una gran depresión (cuenca sintectónica), acompañada de un fuerte proceso erosivo que afectó a las secuencias jurásicas y cretácicas con el posterior relleno de sedimentos arcillosos y arenosos, en un proceso de sedimentación compuesta de turbiditas de ambiente nerítico, complejos de abanicos submarinos y una red de abundantes canales, constituida de arenas lenticulares con intercalaciones de lutitas. Los principales mecanismos de transporte que actuaron en la Cuenca de Chicontepec son los abanicos de talud y de piso de cuenca, derrumbes, los flujos de detritos y los deslizamientos.

El presente trabajo describe los principios de la estratigrafía de secuencias, explicando detalladamente cada uno de los conceptos, utilizando afloramientos, respuestas de registros geofísicos y estratigrafía sísmica; para lograr esto se utilizaron ejemplos de trabajos publicados de diversos lugares del mundo como el Mar del Norte, la Formación Livinallongo (Italia), la costa de Yorkshire, entre otros; así como la información disponible de la Cuenca de Chicontepec.

Se lograron identificar para la Cuenca de Chicontepec las principales unidades correspondientes a la estratigrafía de secuencias como son, límites de secuencias (discordancia progresiva), superficie de máxima inundación, sistemas de depósito de lowstand, sistemas de depósito transgresivo, sistema de depósito de highstand, así como los principales sistemas de sedimentación como son los abanicos de piso de cuenca, abanicos de talud, derrumbes, flujos de detritos y deslizamientos. Dichos patrones estratigráficos se interpretaron utilizando secciones sísmicas regionales y afloramientos que permitieron reconocer un cambio importante en el nivel del mar (base del grupo Chicontepec) y cambios de menor orden durante el Paleoceno y Eoceno.

El sistema petrolero de Chicontepec es razonablemente bien definido, dado que las secuencias estratigráficas no presentan deformaciones estructurales significativas. Las trampas son de tipo estratigráfico, cuyo origen se asocia con abanicos submarinos, superficies de erosión y rellenos de paleocanales que en sus facies arenosas originaron cuerpos lenticulares de areniscas de reducido espesor y poca extensión que corresponden con las rocas almacenadoras; las rocas generadoras son las facies arcillo-calcáreas de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta del Jurásico Superior, así como en menor medida los horizontes arcillosos de las formaciones Chicontepec Inferior y Medio. La migración se dio principalmente en una sola dirección, en sentido vertical ascendente, con moderada extensión hacia rocas con mayor porosidad como son los estratos arenosos del Grupo Chicontepec o de la Formación Aragón del Eoceno Inferior. Todos los elementos del sistema petrolero están concatenados en tiempo y espacio por lo que se tiene buena sincronía.

1. Generalidades.

Objetivos:

- a) Describir los principales conceptos establecidos de estratigrafía de secuencias y aplicarlos a la Cuenca de Chicontepec.
- b) Utilizar secciones sísmicas que permitan conocer y describir los principales sistemas de depósito de la Cuenca de Chicontepec utilizando la estratigrafía secuencial.
- c) Con base en datos de afloramientos, describir e interpretar los sistemas de depósito de la Cuenca de Chicontepec aplicando los principios de la estratigrafía de secuencias.
- d) En subsuelo, caracterizar las respuestas sísmicas de las secciones regionales de la Cuenca de Chicontepec, interpretando los diferentes sistemas de depósito con base en criterios sismo-estratigráficos secuenciales.

Ubicación.

La Cuenca de Chicontepec se ubica geográficamente en la porción centro-oriental de la República Mexicana; fisiográficamente se encuentra sobre la Planicie Costera del Golfo de México, comprendida entre los estados de Hidalgo, Veracruz, Puebla y Tamaulipas; geológicamente se ubica dentro de la provincia Tampico – Misantla. Se encuentra aproximadamente a 250 Km al noreste de la Ciudad de México y su porción sur se localiza a 5 Km al oeste de Poza Rica, Veracruz. La Cuenca de Chicontepec (Figura 1.1) cubre un área de aproximadamente 11, 300 Km², mientras que el área que enmarca al Paleocanal de Chicontepec (Chicontepec Superior) tiene una superficie de aproximadamente 3 785 Km².

La Cuenca de Chicontepec está limitada al este por la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), al norte por la cuenca de Tampico, al oeste y sur por las estribaciones orientales de la Sierra Madre Oriental. En el subsuelo, el Grupo Chicontepec alcanza, en algunos sitios, hasta 2 500 m de espesor en el depocentro. Tiene una longitud de 123 Km y una anchura que varía de 12 a 23 Km.

La Cuenca de Chicontepec se encuentra entre las coordenadas geográficas 21° 39' 53.72" y 19° 55' 55.76" de latitud Norte, 98° 53' 07.75" y 96° 46' 22.52" de longitud Oeste (Figura 1.2). Debido a su gran extensión y distribución, es administrada por PEMEX por los activos Altamira y en mayor parte por Poza Rica, ambos pertenecientes a la Región Norte.

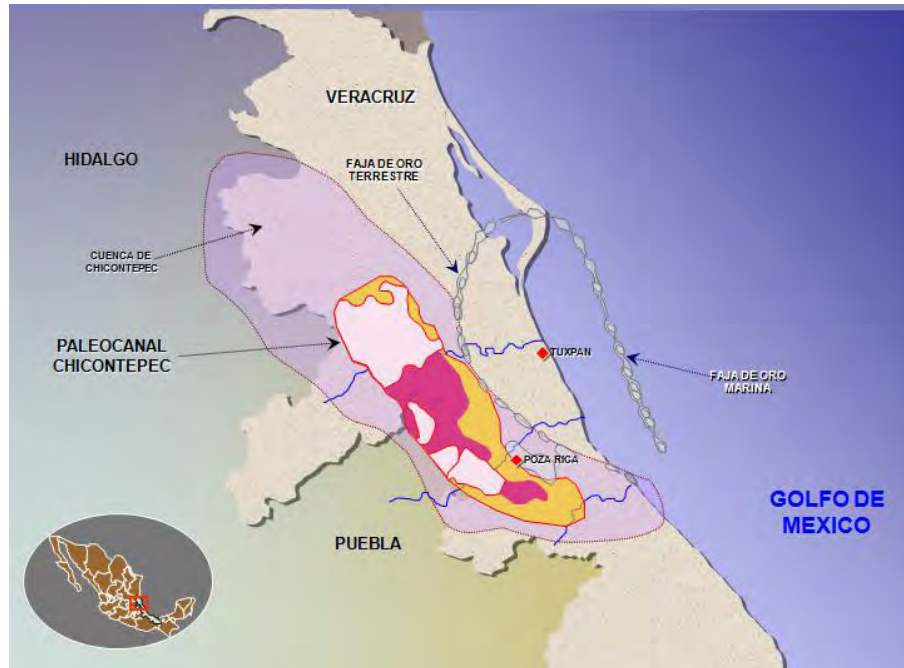


Figura 1.1 Ubicación de la Cuenca de Chicontepec y del Paleocanal de Chicontepec (PEMEX, 2004).

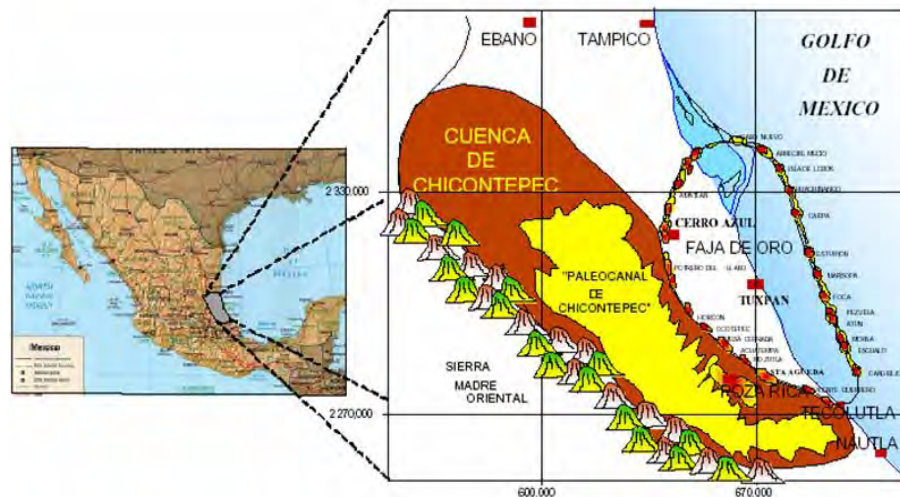


Figura 1.2 Extensión de la Cuenca de Chicontepec y su cercanía con la Plataforma de Tuxpan y la Sierra Madre Oriental, (González, P. y Cruz, P., 1999).

Ubicación de Proyecto.

Considerando las instalaciones superficiales, el modelo geológico y la distribución de reservas, el proyecto Chicontepec se divide en ocho sectores estratégicos tanto para exploración como para explotación; a continuación se indican cuales son estos sectores, que a su vez, están divididos en veintinueve campos (Figura 1.3).

Sector 1.

Campos: Tenexcuintla y Sabana Grande.

Sector 2.

Campos: Pastoría, Tlacolula, Sitio, Aragón, Ahuatepec, Amatitlán y Cacahuatengo.

Sector 3.

Campos: Coyotes, Horcones, Gallo, Soledad Norte, Soledad, Palo Blanco y Agua Nacida.

Sector 4.

Campos: Coyol y Humapa.

Sector 5.

Campos: Miquetla y Milahuapan.

Sector 6.

Campos: Coyula y Escobal.

Sector 7.

Campos: Agua Fría, Coapechaca, Tajín y Corralillo.

Sector 8.

Campos: Furbero, Presidente Alemán y Remolino.

De los veintinueve campos petroleros de la Cuenca de Chicontepec, el campo Soledad Norte está desarrollado; mientras que los campos Coyotes, Soledad, Miquetla, Aragón, Agua Fría, Tajín, Coapechaca, Amatitlán y Horcones, se encuentran parcialmente desarrollados. En el resto de las áreas se está iniciando la actividad de exploración y/o producción; sin embargo tienen potencial suficiente para su exploración y producción futura, en el mediano y largo plazo (PEMEX, 2008).

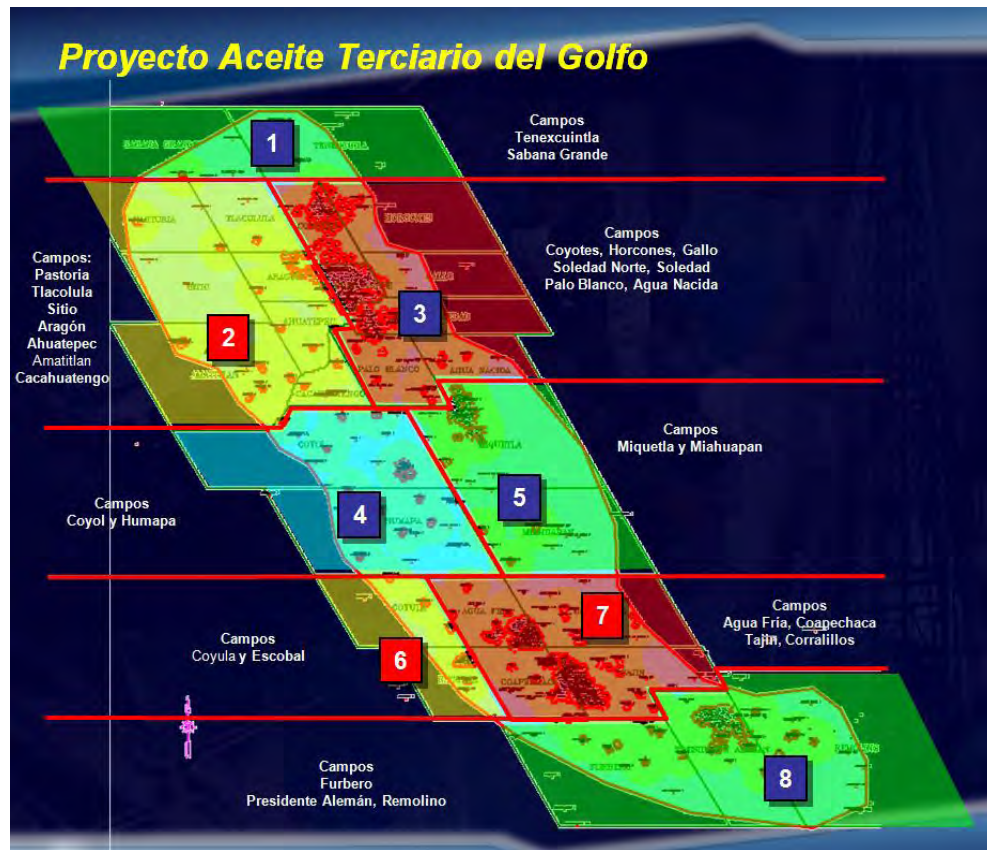


Figura 1.3 Propuesta de sectorización de los campos petroleros de la Cuenca de Chicontepec, (PEMEX, 2008).

Fisiografía.

De acuerdo con la Carta Fisiográfica México, escala 1: 1 000 000, publicada por el INEGI (2005), la Cuenca de Chicontepec se encuentra en la porción sur de la Provincia de la Planicie Costera del Golfo de México; está limitada al oeste-suroeste por la provincia de la Sierra Madre Oriental y al sur por el Eje Neovolcánico (Figura 1.4).

1.3.1 Planicie Costera del Golfo de México.

La Cuenca de Chicontepec se ubica en la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo de México; esta planicie se extiende dentro del país a lo largo de 700 Km, bordeando el litoral que presenta una forma cóncava y sinuosa a lo largo del litoral del Golfo de México, desde el río Bravo hasta llegar a las estribaciones del Eje Neovolcánico, quedando limitada al occidente por la Sierra Madre Oriental. Su anchura es variable e irregular, alcanzando su máximo en el paralelo que pasa por Matamoros, Tamaulipas (200 Km) y la menor en su extremo sur (75 Km).



Figura 1.4 Provincias Fisiográficas relacionadas a la Cuenca de Chicontepec (Modificada de INEGI, 2005).

En general, la planicie costera del Golfo de México es una superficie plana con suave inclinación al oriente, donde la altitud va del nivel del mar hasta 200 m; el relieve se originó por levantamientos tectónicos del Cenozoico caracterizado por formas de planicie costera, pero cuya evolución posterior no ha sido uniforme; gracias a ello es posible distinguir dos porciones bien contrastadas a las que sirve de límite el río Tamesí. La parte norte muestra amplias áreas de tierras bajas, arenosas o pantanosas, en las que las corrientes no han socavado su cauce, sino que las han rellenado, quedando en alto respecto a los terrenos vecinos. Existe una porción central intermedia entre las dos regiones, que está formada por una serie de bajas colinas cubiertas de lutitas.

La parte central es más angosta y se le conoce como La Huasteca; en ella los ríos labran su cauce siendo poco profundos; los terrenos llanos forman fajas alargadas de norte a sur. Abundan en ella lomeríos y cadenas aisladas de poco relieve topográfico, pero de gran relevancia económica, porque han dado origen a las estructuras en que se alojan importantes yacimientos petrolíferos (INEGI, 2005).

1.3.2 Sierra Madre Oriental.

Se encuentra en forma más o menos paralela a la costa del Golfo de México. Se inicia en el cinturón cordillerano de Norteamérica en USA, se extiende en el sur del estado de Texas, en la región del “Big Bend”, para continuar dentro del país en la Sierra del Burro y terminar al norte del Cofre de Perote, punto de contacto con la Cordillera Neovolcánica (Faja Volcánica Transmexicana); tiene una longitud de 1 350 Km, y una anchura media de 150 Km. Las cimas conservan en lo general una altitud de 2 200 m y alcanzan como máximo 3 000 m.

En su parte norte se separa hasta más de 500 Km, de la costa del Golfo de México, pero converge hacia ella en el sur, al grado de que al terminar al norte del Cofre de Perote, solo quedan 75 Km. Por esta circunstancia, la planicie costera es muy amplia en algunos sectores.

Es fundamentalmente un conjunto de sierras menores de estratos intensamente plegados y fallados; dichos estratos son en la mayoría de los casos, rocas sedimentarias marinas antiguas del Cretácico y del Jurásico Superior, en las que predominan las calizas, quedando en segundo término las areniscas y las lutitas (INEGI, 2005).

1.3.3 Faja Volcánica Transmexicana.

Se caracteriza por un complejo de rocas volcánicas de diversos tipos, acumuladas en numerosos y sucesivos episodios volcánicos que se iniciaron a mediados del Terciario y que continúan hasta el presente. Uno de sus rasgos característicos es la franja de volcanes que se extienden de oeste a este, casi en línea recta, más o menos sobre el paralelo 19. Asimismo, integran a esta región grandes sierras volcánicas, enormes coladas lávicas, conos dispersos o en enjambre, amplios escudos (volcanes de basalto); depósitos de ceniza y otros; los volcanes se encuentran dispersos entre llanuras de extensión diversa. Existen también depresiones circulares de origen volcánico llamadas calderas, maars y xalapaxcos (INEGI, 2005).

1.3.4 Orografía de la Cuenca de Chicontepec.

El área donde se ubica la Cuenca de Chicontepec, corresponde con lomeríos en la Planicie Costera del Golfo de México; también se tienen cerros y pequeñas prominencias de formas redondeadas cuyo relieve no rebasa los 500 m sobre el nivel medio del mar; se encuentra influenciada principalmente por la denominada zona montañosa de la Huasteca, y en menor medida por la Sierra Madre Oriental, la Sierra de Papantla y la Sierra de Chicontepec (INEGI, 2005).

1.4 Hidrografía.

La Cuenca de Chicontepec se ubica totalmente dentro de la llamada región hidrológica “Tuxpan-Nautla”, que ocupa la porción noreste del territorio veracruzano y está integrada por las cuencas de los ríos Nautla, Tecolutla, Cazones y Tuxpan; además un rasgo sobresaliente corresponde con la Laguna de Tamiahua. Los ríos desembocan en el Golfo de México y tienen su origen en numerosos afluentes fuera de la entidad o nacen en la Sierra Madre Oriental (Figura 1.5).

La laguna de Tamiahua, una de las más grandes de la República Mexicana, se une con el río Pánuco a través de los canales Chijol, Calabozo, Wilson y con la laguna de Tampico Alto.

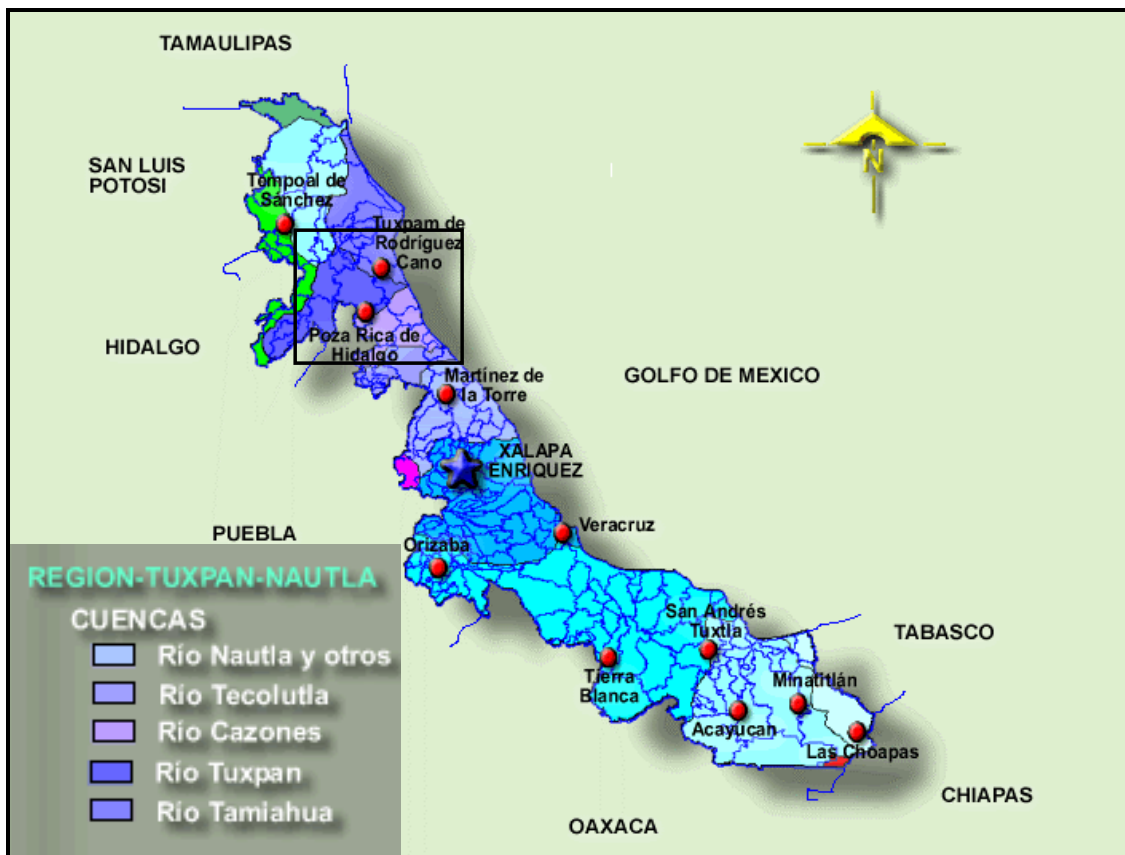


Figura 1.5 Región hidrológica “Tuxpan-Nautla” (INEGI, 2007).

1.5 Estudios Previos.

1.5.1 Antecedentes Históricos.

La cuenca Cenozoica de Chicontepec ha sido uno de los sitios más estudiados en las últimas décadas, sin embargo, aún es poco entendida geológicamente; a esta provincia se le considera económicamente estratégica, debido a su potencial petrolero y por la cantidad de reservas probables con que cuenta.

El Grupo Chicontepec ha sido tradicionalmente descrito como una secuencia "flysch" de más de 2 000 m de espesor, constituida principalmente por lutitas interestratificadas con capas de areniscas de grano fino a grueso, que gradúa hacia la porción superior de la secuencia estratigráfica a sedimentos texturalmente más finos, donde predominan lutitas y limolitas.

Los primeros trabajos geológicos publicados del área, consideraban a las rocas del Grupo Chicontepec como facies de aguas someras, equivalentes de la Formación Velasco, ya que Chicontepec es mucho más arenoso y contiene abundantes fragmentos de madera y fauna de aguas someras. Estos fósiles fueron probablemente resedimentados dentro de aguas profundas, ya que son depósitos que se formaron en ambientes de aguas profundas de nerítico externo a batial superior.

El origen de la Cuenca de Chicontepec era pobremente entendida; se consideraba, por ejemplo, que el origen fue por erosión y subsidencia de la cuenca, sedimentación subsecuente y relleno de canales por turbiditas de aguas profundas. En estudios más recientes se ha constatado que hay erosión en la base de la cuenca al norte de Poza Rica, Veracruz y la extensión del paleocañón principal podría quedar restringida a la porción sureste, donde las rocas de las formaciones del Grupo Chicontepec yacen discordantemente sobre estratos mesozoicos más antiguos (Jurásico). La erosión presente en la base de la cuenca, en las proximidades del área de Poza Rica, es variable y dificulta la determinación de las unidades litológicas, porque muchas de las secuencias del Cretácico Inferior y Superior aparecen como cuerpos delgados abajo del canal; tal canal erosionó espesores de 200 a 300 m de margas y calizas del Cretácico Superior y se acumula un espesor adicional de 600 m del Paleoceno.

Los estudios más importantes en cuanto a la sedimentación de las secuencias del Grupo Chicontepec han sido estudiadas en superficie por Reyes (1974), Busch y Govela (1975 y 1978), Carrillo (1980) y Cantú (1985); Busch y Govela (1978) que describieron en detalle un rasgo erosional en el área cerca de Poza Rica, Veracruz, por lo que lo denominaron Paleocañón de Chicontepec; otros estudios no publicados extienden el Paleocañón propuesto por Busch y Govela, 75 Km hacia el norte. Cantú (1985), argumenta en algunos sectores la

presencia de una secuencia normal de zonas bioestratigáficas del Paleoceno Inferior hasta el Eoceno Inferior; también existe en la porción norte de la cuenca, con muy poca o nula erosión. Las facies turbidíticas del Grupo Chicontepec dentro de la cuenca cerca de Poza Rica, descansan en discordancia sobre rocas del Cretácico Superior o estratos del Jurásico Superior. Busch y Goveia (*op. cit.*), consideran que el canal principal fue cortado dentro de la cuenca afectando a sedimentos de las formaciones Chicontepec Inferior, Medio y Velasco, así como a estratos más antiguos, durante el Paleoceno Tardío y Eoceno Temprano y simultáneamente este se rellenó con sedimentos turbidíticos desde el Paleoceno Superior hasta el Eoceno Inferior.

Los estudios en décadas pasadas adolecían de varias limitaciones, ya que no existían registros geofísicos en toda la cuenca, los fósiles índices no son abundantes y los intervalos muestreados, también carecen de gran precisión de correlación en tiempo estratigráfico y de zonificación faunística con foraminíferos planctónicos; estas limitaciones hacen muy difícil la identificación de una discordancia erosional durante el Paleoceno en algunos sectores de la cuenca ya que esta se va atenuando al corresponder con una discordancia progresiva. Cantú (1985) pone en duda que sea una discordancia intrapaleoceno existente en la vecindad de Poza Rica y sugiere en cambio, que la discordancia presente en la base de Chicontepec, represente erosión del Pre-Paleoceno.

Bitter (1993) realiza un estudio de sedimentación y procedencia de las areniscas de Chicontepec, asociándolas al levantamiento de la Sierra Madre Oriental y el Macizo de Teziutlán, en la porción centro-este de México.

En 1997, Mutti y Araujo elaboran un librito guía sobre un seminario de campo sobre facies turbidíticas del Terciario Temprano en la Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo, San Luis Potosí, Puebla y Veracruz, como parte de las investigaciones realizadas por el Instituto Mexicano del Petróleo.

Cheatwood y Guzmán (2002), por su parte, realizan una comparación de las propiedades de reservorio del campo Spraberry en el oeste de Texas y el campo Chicontepec en México. Aguayo y colaboradores (2006) presentan un resumen de la Geología Regional de la Cuenca de Chicontepec del centro-oriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramiento, dentro del III Simposio: La investigación y Desarrollo en la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Santillán (2009) dice que los mecanismos de transporte de las secuencias sedimentarias fueron por derrumbes y flujos de escombros, en forma de depósitos de pie de talud no canalizado y por corrientes turbidíticas, cuyos depósitos forman abanicos longitudinales, dependiendo del volumen y

frecuencia de los aportes sedimentarios, de la pendiente y relieve del talud y del piso marino, de la velocidad, dirección y persistencia de las corrientes de fondo.

1.5.2 Antecedentes Petroleros.

La presencia de hidrocarburos en la zona de estudio se conoce desde 1926, cuando al perforar pozos con objetivo Cretácico por las compañías “El Águila” y “Stanford”, encontraron areniscas con manifestaciones de hidrocarburos, que en ese tiempo no resultaron atractivas por ser incosteable su explotación. Sin embargo, en mayo de 1935 con la prueba de producción efectuada en el pozo Poza Rica 8, se confirma el potencial de hidrocarburos con atractivo económico dentro de las unidades del Grupo Chicontepec. Posteriormente, entre los años 1952 y 1963 al perforarse pozos con objetivo Jurásico, en campos de los distritos Poza Rica y Cerro Azul, se detectó nuevamente la presencia de hidrocarburos en formaciones arcillo-arenosas del Cenozoico, sin embargo, debido a su baja permeabilidad no se consideró rentable su explotación (PEMEX, 2004).

Fue entre los años 1952 y 1970 cuando en los campos Presidente Alemán y Soledad, productores en la Formación Tamabra, se analizaron pozos con objetivo Chicontepec, después de que habían dejado de fluir en las brechas de la Formación Tamabra. Basados; con los resultados de estas pruebas, así como en el éxito obtenido en los pozos con objetivo Eoceno Inferior, se exploraron otras áreas, y se concluyó que ésto hacía atractivo el desarrollo de los campos, ya que, si bien no eran pozos de alta productividad, si eran someros y por lo tanto de bajo costo de perforación. Por estas razones se inició la exploración comercial de la Cuenca de Chicontepec en el año de 1970, con la perforación de seis pozos en el campo Presidente Alemán.

En noviembre de 1971 se aplica por primera vez en la Cuenca de Chicontepec la técnica de fracturamiento hidráulico con apuntalante (arena-aceite) en el pozo Presidente Alemán 126, incrementando su producción de 13 a 70 BPD; apoyados en este resultado se incluye el fracturamiento de manera rutinaria con apuntalante como parte de la terminación en la mayoría de pozos de desarrollo.

De 1974 a 1977, PEMEX realizó estudios en la zona (Nava, 2001); de los cuales se confirmó la existencia de la Cuenca de Chicontepec con dimensiones de 123 Km de longitud por 25 Km de ancho aproximadamente. De 1946 a 1981 se perforaron 49 pozos exploratorios en el área, de los cuales 47 resultaron productores, incorporando importantes reservas nacionales en el año de 1979. En la década de los 70 del siglo pasado se desarrollaron los campos Soledad y Soledad Norte, al norte de la cuenca; en los años 80`s se agregaron los campos Tajín y Agua Fría, y en 1990 el campo Escobal (Mayol, 2005).

En 1976, de acuerdo a la evidencia geológica existente en ese tiempo, se utilizó por primera vez el término “Paleocanal de Chicontepec” y se comienza la perforación intensiva de 300 nuevos pozos, resultando todos ellos productores. En 1978 la compañía “DeGolyer and MacNaughton” validó el volumen original en 106 MMBPCE y en 1979 se elabora el “Proyecto Chicontepec”, en el cual se proponen diversos escenarios de desarrollo. La producción máxima de aceite alcanzada fue de 17,000 bpd en la década de los 90, cuando se llevó a cabo un programa de fracturamiento masivo en los campos Agua Fría y Tajín (PEMEX, 2004).

En 1998, PEMEX Exploración y Producción (PEP) realizó un estudio geológico-geofísico previo a la certificación de reservas, que en 1999 vuelve a realizar la compañía “DeGolyer and MacNaughton”; este estudio sirvió para sustentar el nuevo valor de aceite “in situ” de 136 MMBPCE, con una reserva probable 2P de 9 000 MMBPCE; además, se identificaron 5 áreas de oportunidad inmediata, la cual considera la disponibilidad de instalaciones superficiales, calidad del aceite (grados API), espesor de los yacimientos, índice de productividad y profundidad de los yacimientos. En el año 2002 inician nuevamente trabajos de perforación masiva utilizando nuevas tecnologías para la terminación y fracturamiento de pozos (PEMEX, 2004).

Desde 1998, PEP de PEMEX, por medio de estudios regionales en la Cuenca de Chicontepec, se ha concluido que las características petrofísicas, calidad de los aceites, espesor neto impregnado, cálculo de volumen original de hidrocarburos y la densidad del aceite que varía entre los 18 y 45 °API, son comunes en 5 áreas de mayor potencial de hidrocarburos.

Los campos Agua Fría, Coapechaca y Tajín, destacan debido a que presentan las mejores condiciones petrofísicas y de calidad del yacimiento; actualmente estos campos se encuentran en explotación y cuentan con la disponibilidad de instalaciones que permiten manejar la producción oportunamente. La producción acumulada a febrero del 2007 es de 174 MMBPCE.

El sector Cerro-Azul y Naranjos ha tenido una historia de producción moderada; sin embargo, corresponde con una importante área de oportunidad, ya que en este sector se encuentra prácticamente el 50 % de la Reserva del Proyecto Chicontepec en los Campos Amatitlán, Profeta, Tzapotempa, Vinazco, Aragón, Coyotes y Horcones, entre otros (PEMEX, 2008). Los cuales si se desarrollan adecuadamente podrán incrementar la producción a largo plazo a niveles de 300 BPD de aceite ligero con una densidad de entre 38 y 45°API. A continuación se muestra la historia de la producción de aceite para la Cuenca de Chicontepec (Figura 1.6).

La Historia de Producción de la cuenca se puede resumir de la siguiente manera (Figura 1.6):

1952 – 1970: Reparaciones mayores en los campos Presidente Alemán y Soledad.

1970 – 1982: Perforación y desarrollo en los campos Soledad, Aragón, Coyotes, Horcones y Soledad Norte.

1982 – 1992: Mantenimiento de pozos, perforación y desarrollo del campo Agua Fría y Tajín.

1992 – 2001: Mantenimiento de pozos, perforación de 3 pozos del campo Agua Fría.

2001 – 2004: Perforación y desarrollo del proyecto Agua Fría-Coapechaca-Tajín.

2005 – 2008: Desarrollo integral del proyecto Chicontepec.

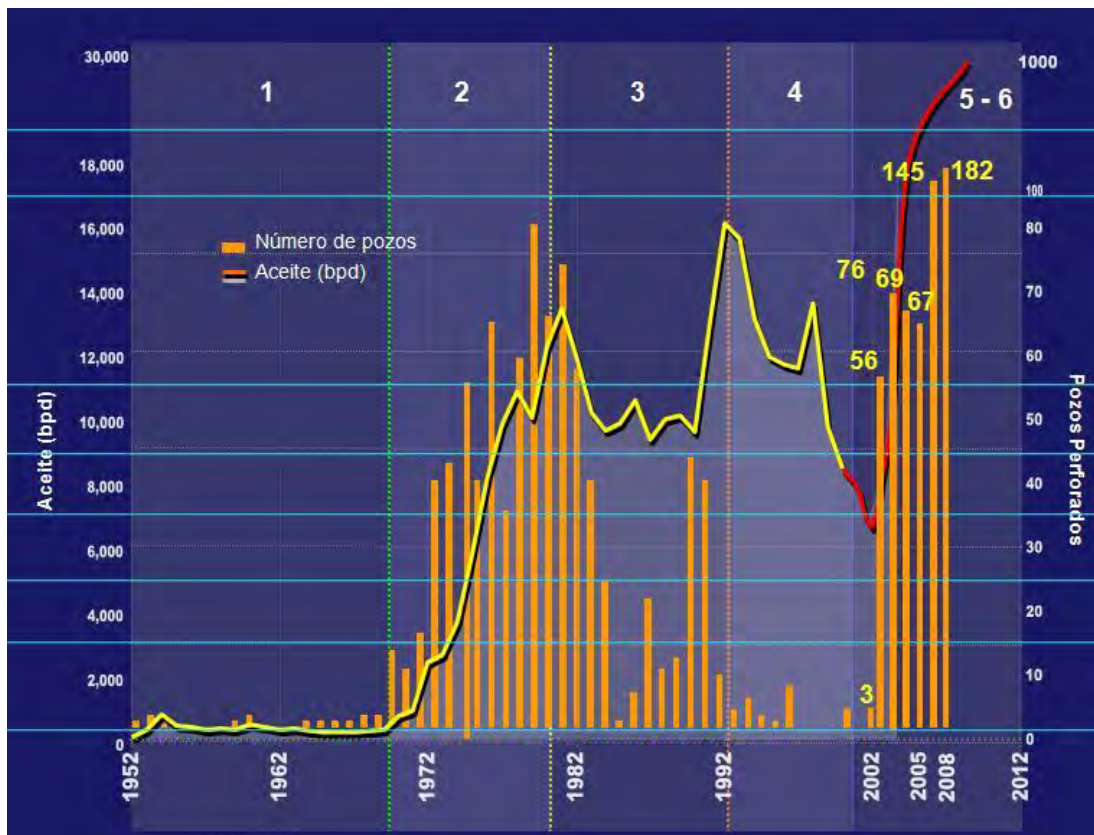


Figura 1.6 Muestra la historia de perforación y producción de aceite (PEMEX, 2008).

2. Marco Geológico Regional.

2.1. Evolución Geológica.

Desde el punto de vista geológico, la Provincia Tampico-Misantla donde se ubica la Cuenca de Chicontepec, se localiza entre el frente del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y la isobata -500 m del Golfo de México; el Arco de Tamaulipas se encuentra al norte y el Eje Neovolcánico por el sur (Figura 2.1); comprende una historia geológica que va desde el Triásico hasta el Reciente, aunque la Cuenca de Chicontepec, como tal, tiene una historia que involucra al Paleoceno y Eoceno.

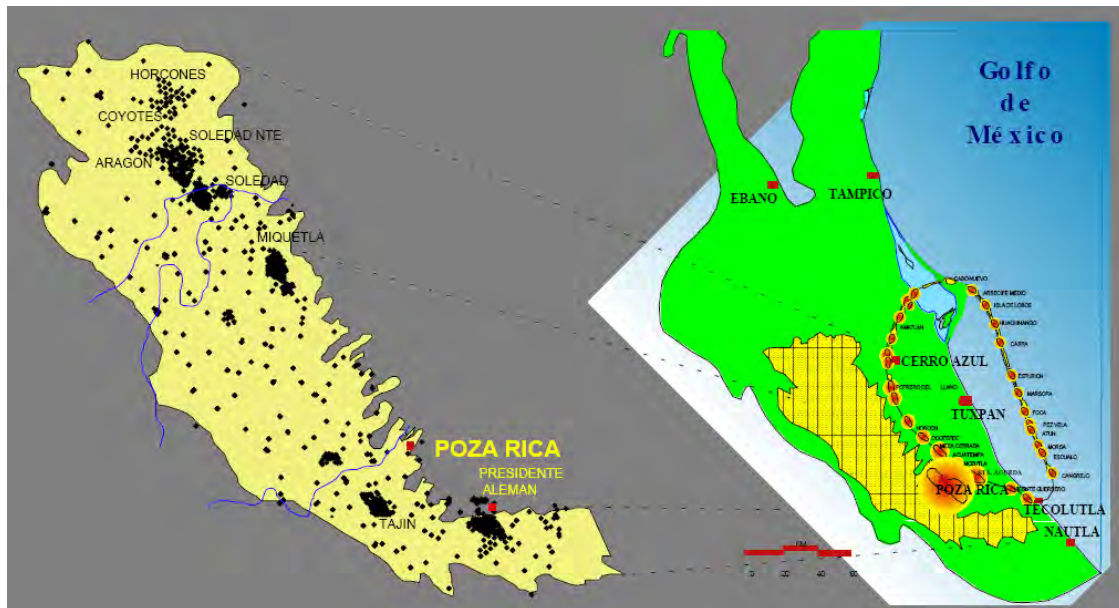


Figura 2.1 Ubicación geológica de la Provincia Tampico-Misantla, en la que se encuentra la Cuenca de Chicontepec (Tomado de Mayol, 2005).

La Cuenca de Chicontepec se originó en el Paleoceno-Eoceno, durante los levantamientos de la Sierra Madre Oriental (Orogenia Laramide) y su límite de secuencia corresponde con una discordancia sintectónica. La sedimentación del Paleógeno se compone de turbiditas de ambiente nerítico externo a batial, complejos de abanicos submarinos y una red de abundantes canales; el relleno sedimentario está constituido por arenas lenticulares con intercalaciones de lutitas. Durante este período ocurrieron varios eventos de erosión y relleno de sedimentos clásticos, cuyos componentes son en gran medida fragmentos de carbonatos.

2.2. Sedimentología.

La Cuenca de Chicontepec corresponde con una cuenca sedimentaria "Foreland", con un aporte de fuentes clásticas múltiples. Las facies sedimentarias más comunes corresponden a facies gravitacionales de talud (MTC) y turbiditas; en segundo orden de frecuencia están los abanicos distales. Las facies de canal y de desborde son menos frecuentes en los afloramientos. La cuenca debe considerarse como un sistema de carga mixta (arena - lodo) para el Eoceno y rico en lodo para el Paleoceno.

2.2.1. Ambientes de Depósitos Sedimentarios.

En observaciones de campo en afloramientos del Grupo Chicontepec al oeste de Poza Rica y Papantla, Ver., y con investigaciones de subsuelo (Busch y Govela, 1978), fue posible describir los aspectos sedimentológicos que le caracterizan. Los afloramientos consisten de repeticiones de una secuencia gradada de turbiditas; mientras que las facies de subsuelo son confinadas a depósitos de aguas más profundas determinados con asociaciones de microfauna. Este sistema de depósito permitió una mayor acumulación de sedimentos en el piso de la cuenca con múltiples sistemas tributarios alimentadores.

En cuanto a la constitución litológica, aproximadamente la mitad de la Formación Chicontepec consiste en lutitas y lutitas limosas, el resto de la formación está constituida de múltiples cuerpos con intercalaciones de capas delgadas de areniscas y lutitas, y con muy pocos horizontes de capas medianas y gruesas de areniscas.

La granulometría de las areniscas varía de muy fina a media y comúnmente son arcillosas; los antiguos sistemas de drenaje fluviales suministraron sedimentos hacia la cuenca provenientes de la Sierra Madre Oriental y de la Plataforma de Tuxpan, con aportes de sedimentos calcáreos texturalmente medianos y finos que constituyen la composición de las arenas turbidíticas, causando con ello la disminución relativa de la porosidad y permeabilidad primarias por efecto de la diagénesis; ya que los sedimentos calcáreos se disolvieron parcialmente y reprecipitaron como cemento, disminuyendo aún más los atributos positivos petrofísicos de las rocas almacenadoras. Aunque las areniscas de la Cuenca de Chicontepec, contienen aceite y gas comercial, los yacimientos no presentan las condiciones petrofísicas más favorables para producir hidrocarburos en grandes volúmenes por pozo.

Numerosos pozos en diversos campos de la Cuenca de Chicontepec producen aceite y gas de diferentes horizontes de areniscas correspondientes al Grupo Chicontepec, con porosidades y permeabilidades bajas, del orden máximo del 14% y de 0.01 a 100 milidarcys respectivamente, con factores de recuperación de aceite del 7 al 10% y del 70% de gas natural (Aguayo y Santillan, 2008).

2.2.2. Modelo Sedimentario.

En los últimos 20 años los sistemas de depósitos clásticos de aguas profundas han sido extensamente investigados a través de imágenes acústicas de abanicos modernos y penetración profunda de perfiles sísmicos en sistemas sepultados, principalmente en cuencas localizadas en márgenes divergentes y en cuencas cratónicas; estas investigaciones han aportado información valiosa publicada en revistas especializadas. El problema básico es, que mucho de lo que se ha aprendido en los últimos años sobre abanicos modernos y sistemas sepultados de aguas profundas en márgenes continentales divergentes, tiene aparentemente muy poco en común con lo que se ha aprendido a través de más de 40 años de estudios, sobre arenas turbidíticas de sistemas depositacionales antiguos.

El uso de modelo de abanicos submarinos, como esquemas predictivos generales del estudio de ambientes de depósito en sistemas arenosos modernos y antiguos depositados en aguas profundas, toman en cuenta factores tectónicos, tales como, cuencas divergentes y convergentes en un marco geodinámico de colisión, así como los aspectos de transporte de masas, flujos de gravedad y corrientes profundas de fondo marino y fluctuaciones del nivel del mar. Además se consideran las interacciones complejas entre tectónica y tasas de sedimentación a través del tiempo geológico; las secuencias estratigráficas recientemente han adicionado un nuevo modelo general para sistemas clásticos de aguas profundas, el cuál está basado en las variaciones eustáticas del nivel del mar, manejados como ciclos eustáticos de tercer orden y restringidos al tiempo de esos periodos relativos de descensos del nivel del mar. Este modelo eustático se interpreta a partir de los reflectores sísmicos y de los registros eléctricos de pozo característicos de cuerpos de arenas de aguas profundas, pero son a gran escala, por lo que se deben de considerar también a detalle las facies y los procesos asociados a los mismos.

El modelo que propuso Pemex (2005) de las secuencias turbidíticas del grupo Chicontepec (Figura 2.2) es principalmente de forma conceptual y generalizada según la información existente; por lo que, Santillan (2009) y Santillan y Aguayo (2009) propusieron un modelo más real, aplicando los conceptos actuales existentes para los depósitos de facies turbidíticas en aguas profundas, con lo cual obtendríamos un conocimiento mejor de la geometría y distribución de las facies en el subsuelo, y en consecuencias de las propiedades petrofísicas asociadas con estas.

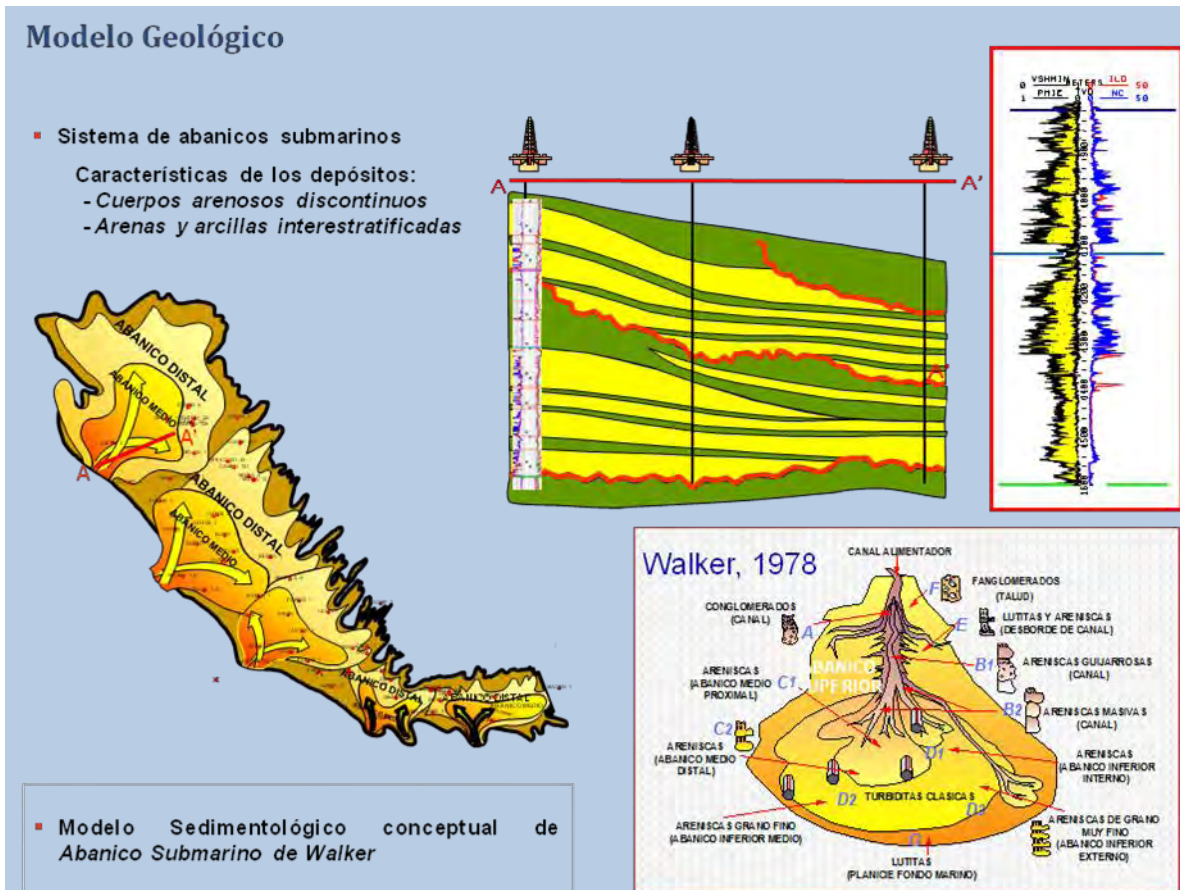


Figura 2.2 (a) Modelo conceptual de abanico Submarino (Walker, 1978 y PEMEX, 2005), (b) Modelo conceptual Tectono-sedimentario de la Cuenca de Chicontepec (Santillán (2009) y Santillán y Aguayo (2009)).

2.3. Estratigrafía.

La secuencia sedimentaria que cubre el basamento cristalino de la Provincia Tampico-Misantla, está compuesta por 31 formaciones geológicas, de las cuales 13 son Cenozoicas y las restantes 18 son Mesozoicas, reportándose en los depocentros espesores de hasta 7 Km. para esta cubierta sedimentaria de rocas calcáreo-arcillosas y carbonatadas del Mesozoico y terrígenos del Cenozoico.

De acuerdo a PEMEX (2000) la columna estratigráfica completa de la Provincia Tampico-Misantla donde se encuentra la Cuenca de Chicontepec, está representada esquemáticamente en la Figura 2.3.

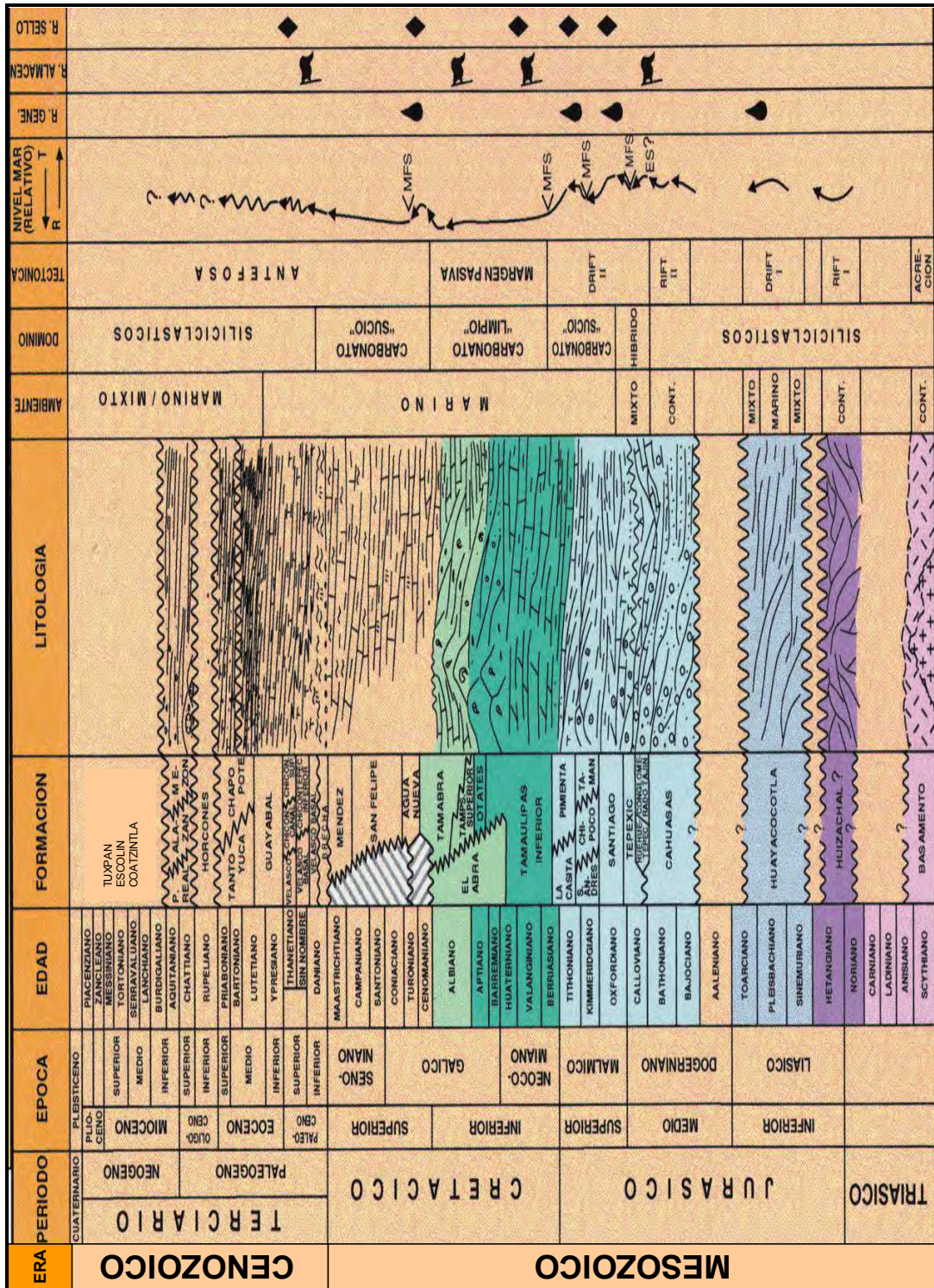


Figura 2.3 Columna estratigráfica general de la Provincia Tampico-Misantla (PEMEX, 2000).

2.3.1. Columna Estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec.

La columna estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec se compone de veinte formaciones geológicas: tres del Periodo Jurásico, siete del Cretácico y diez del Cenozoico, siendo estas últimas las que constituyen el relleno de la cuenca Cenozoica (Figura 2.4); mediante un límite de secuencias con una discordancia progresiva. El basamento cristalino del Pérmico - Triásico y ocho formaciones geológicas; una del Triásico (Formación Huizachal), y siete del Jurásico Inferior y Medio (formaciones Huayacocotla, Cahuadas, Tenexcate, Huehuetepec, Tepéxic, Santiago y San Pedro), no forman parte de las relaciones estratigráficas del límite de secuencias inferior, ya que los paleocanales de Chicontepec no alcanzaron a erosionarlas; las unidades más antiguas que están en contacto con el Grupo Chicontepec, son las formaciones San Andrés y Tamán.

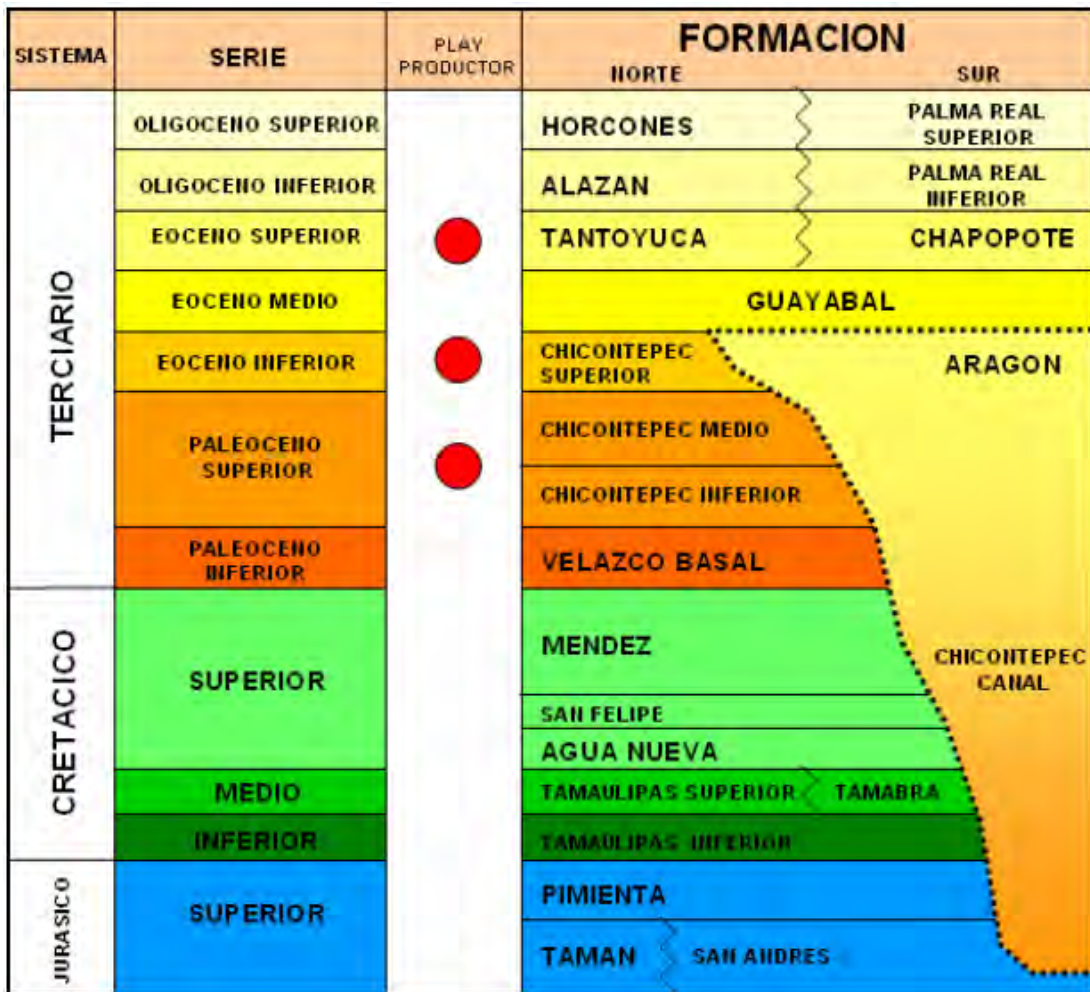


Figura 2.4 Columna Estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

A continuación se describen las principales características de las unidades estratigráficas que tienen una mayor relación con el relleno de la Cuenca de Chicontepec y con el sistema petrolero.

2.3.1.1. Formación Tamán (Oxfordiano-Kimeridgiano).

Fue propuesta por Heim en 1926, la localidad tipo se encuentra, de acuerdo a Erben en 1956, en los afloramientos cercanos a la población de Tamán en las cercanías de Tamazunchale, San Luis Potosí (Nava y Alegría, 2001).

Se reporta en pozos petroleros de la Cuenca de Chicontepec y en los pozos perforados en las márgenes de Plataforma Valles-San Luis Potosí; se define como una secuencia de calizas bien estratificadas, de color negro, de grano fino y microcristalinas, con intercalaciones de lutita negra. Incluyen una alternancia de lutitas calcáreas color negro, carbonosas, con calizas arcillosas de color gris oscuro, en estratos con espesores de 40 a 50 cm; las lutitas tienen estratos con espesores de 10 a 15 cm, con tonos rojizos por intemperismo (Nava y Alegría, 2001).

Se considera una unidad con un gran espesor (alrededor de 700 m) en las paleodepresiones; sin embargo, sus espesores disminuyen notablemente hacia las partes altas del paleorelieve, e incluso hasta desaparecer. Presenta estratos de biomicrita con organismos pelágicos, como radiolarios, equinodermos y *Rhaxella*. Su macrofauna ha permitido establecer su edad, la que corresponde al Oxfordiano-Kimeridgiano.

Los análisis geoquímicos realizados en muestras de superficie y del subsuelo por Petróleos Mexicanos (PEMEX), muestran la presencia de estratos bituminosos con abundante materia carbonosa; basándose en esto, se interpreta que se acumuló en un ambiente de depósito correspondiente a las márgenes de una plataforma. Se correlaciona con la formación San Andrés al sur de la Cuenca y se le considera una importante roca generadora y sello por sus horizontes arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.2. Formación San Andrés (Oxfordiano-Kimeridgiano).

Fue definida por Cantú en 1971. Se reporta en el sur de la Cuenca de Chicontepec y es considerada como la última formación junto con la Formación Tamán que fue erosionada por el complejo de paleocanales del Grupo Chicontepec (Mayol, 2005).

Está representada por grainstone de oolitas, peletoides, bioclastos e intraclastos. Campa (1970), la describe como calcarenitas porosas, con cambio de facies de calizas micríticas a calizas calcareníticas, en lentes o franjas. La divide en dos partes, el miembro superior esta formada por más del 70% de

calizas calcareníticas, compuestas de intraclastos y pellets en diferentes combinaciones dentro de un cementante de espatita; son de color café oscuro en algunos casos por impregnación de aceite. El miembro inferior está constituido en más del 60% de calcarenitas oolíticas con cementante de espatita y a veces en matriz de micrita; además presenta algunos estratos de dolomías y de areniscas feldespáticas cementadas con calcita (Nava y Alegría, 2001).

El ambiente de depósito es mixto (transicional) o de rampa cercana al litoral o en el mismo litoral, inclusive en lagunas con barras arenosas; se depositó en aguas someras, cálidas, muy cargadas de sales y otros minerales solubles a lo largo de costas arenosas que proporcionaron la gran abundancia de terrígenos incluidos. La Formación San Andrés es una excelente roca almacenadora.

Se considera de edad equivalente a la Formación Tamán del Jurásico Superior (Oxfordiano-Kimeridgiano), (Mayol, 1998), y también se correlaciona con la Formación Chipoco, la cual corresponde con una roca sello (PEMEX, 2000).

2.3.1.3. Formación Pimienta (Kimeridgiano-Tithoniano).

Fue definida por Heim en 1926. La localidad tipo se encuentra en el Rancho Pimienta en el Valle del Río Moctezuma, en el Km. 337 de la carretera México-Laredo. La litología de la localidad tipo se compone de una secuencia de calizas de color gris oscuro en capas delgadas con bandas de pedernal. Contiene también, calizas mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas y lutitas laminares negras, con abundante materia orgánica; presenta algunos lentes de pedernal negro. Los estratos de carbonatos se distinguen por contener gran cantidad de foraminíferos, además también se tiene un horizonte de 50 cm de espesor de coquinas con abundantes amonitas dentro de las calizas arcillosas de color negro, que afloran cerca de Tepatlán, Puebla (Nava y Alegría, 2001).

Varios de los pozos perforados dentro de la Cuenca de Chicontepec atraviesan esta formación, y en otros casos afloran como ocurre en los alrededores del Rancho Pimienta, al sur-sureste de Tamazunchale, San Luis Potosí; también se tienen buenos afloramientos al sur de Poza Rica, Ver. en la cañada, del Río Zempoala, al suroeste y sureste de Jonotla, en las cercanías de Cuetzalan del Progreso y Mazatepec, Puebla. El espesor reportado para esta unidad es muy variable, desde 28 hasta los 600 m.

La edad de esta formación es Kimeridgiano-Tithoniano, marcando en su parte superior el límite J-K, edad que fue obtenida por el contenido faunístico que incluye especies como: *Calpionella alpina*, restos de equinodermos y tintínidos. De acuerdo a su fauna y litología, se infiere que se depositó en condiciones de plataforma con comunicación al mar abierto y un importante aporte de

terrígenos finos, con cambio litológico hacia la cima que se explica por una variación en las condiciones batimétricas que corresponden a mares someros de baja energía.

Se le considera roca generadora de hidrocarburos de acuerdo a estudios geoquímicos que indican alto contenido de materia orgánica, además también funciona como roca sello por sus capas de calizas arcillosas y lutitas (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.4. Formación Tamaulipas Inferior (Neocomiano).

Fue definida por Stephenson en 1921 y descrita más ampliamente por Muir en 1936. Se encuentra aflorando al sur de la paleopenínsula de Tamaulipas, en el este-centro de la Sierra Madre Oriental y en el sector transversal; además también aflora en el norte y noreste de la cuenca Mesozoica del centro de México; todos estos sitios donde hay afloramientos están fuera de la Cuenca de Chicotepec, pero dentro de la cuenca se ha encontrado durante la perforación de varios pozos petroleros.

La localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas, en este lugar consiste de una secuencia de calizas densas de grano fino, de color crema, en estratos plegados, con nódulos de pedernal (Nava y Alegría, 2001).

En el subsuelo esta unidad es reportada en varios pozos petroleros de la cuenca, manteniéndose continua a través de toda su extensión, también se encuentra en otras cuencas como la de Burgos, Veracruz y todas las demás áreas que conforman la Provincia Tampico-Misantla.

La litología está compuesta de calizas wackestone y mudstone de color gris y gris oscuro, con microfósiles planctónicos; incluye lentes y bandas de pedernal gris oscuro a negro, además presenta intercalaciones de lutitas negras laminares. Contiene en su parte basal grainstone con oolitas, bioclastos y peletoides, seguidos por un wackestone con horizontes bentoníticos, después se compone de wackestone grueso con oolitas, de color gris y diseminaciones de hematita. El espesor de los estratos varía de 0.6 a 2.20 m. y el espesor promedio de la formación es de 400 m (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.5. Formación Tamaulipas Superior (Albiano-Cenomaniano).

Fue descrita informalmente por Stephenson en 1921, después por Belt en 1925 y definida formalmente por Muir en 1936. Su distribución es muy amplia, se ha reportado al sur de la Península de Tamaulipas, al este de la Sierra Madre Oriental, al sureste de la Cuenca de Sabinas, al este de la cuenca Mesozoica del Centro de México y la Cuenca de Burgos, así como en la Cuenca de

Chicontepec; aunque autores como Salas (1949) y Mayol (2005), la ubican solo en la parte norte de la Cuenca, haciéndola equivalente a la Formación Tamabra en la parte sur en el área de Poza Rica, Veracruz. La localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas donde se define como una secuencia de calizas blancas con pedernal blanco, intercaladas con calizas arcillosas grises con pedernal negro, en capas de 30 a 50 cm.

En el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec consiste de calizas mudstone a wackestone gris claro y café oscuro, con estilolitas, contiene bandas y lentes de pedernal y nódulos de hematita. Presenta intercalaciones de lutitas, margas y delgados horizontes de tobas, además abundante disolución. Hacia la base contiene intercalaciones de estratos delgados de bentonita de color claro, verde y gris; su espesor varía de 60 a 400 m.

Por su microfauna se le asigna una edad del Albiano-Cenomaniano, ya que contiene micro y macrofósiles tales como: *Rotalispora* sp. *Colomiella recta*, *Nannoconus Truitti*, *Calciesphaerula innominata*, *Inoceramus comancheanus*, *Microcalamoides diversus*, *Praeglobotruncana aptiensis*, *Pithonella ovalis*, *Munuaniceras uddeni* y *Kingena wacoensis*, entre otros.

Su ambiente de depósito corresponde a facies de cuenca con influencia volcánica ya que contiene material tobáceo bentonítico en capas delgadas, proveniente de la actividad volcánica del arco magmático del occidente. Se le considera roca almacenadora dada su buena porosidad secundaria por fracturamiento, en especial en la zona de Ébano y Pánuco.

2.3.1.6. Formación Tamabra (Albiano-Cenomaniano).

Fue definida por Muir en 1936, descrita más ampliamente por Heim en 1940 y Flores en 1955. Se encuentra aflorando al este de la Sierra Madre Oriental, al oriente de los bordes arrecifales de la Plataforma San Luis Valles y del Atolón de la Faja de Oro; así mismo se encuentra en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec, en el área de Poza Rica y en Misantla, Veracruz. Es un conjunto litológico constituido por brechas de carbonatos, es decir, son rocas clásticas de talud (dolomitizadas o parcialmente dolomitizadas); se constituye de rocas derivadas del borde de plataforma, por lo que, contiene clastos de ambiente arrecifal, moluscos y rudistas.

La unidad consiste de brechas intraformacionales con fragmentos de packstone y grainstone, mudstone de foraminíferos y dolomías microcristalinas. Esta formación se divide, en el Campo Poza Rica, en miembro superior (zona de calcarenitas biógenas) y un miembro inferior (zona de calcirruditas biógenas y dolomías) (Nava y Alegría, 2001). La presencia de arcillas como matriz en estos sedimentos, apoya el origen pelágico de sus sedimentos. El espesor promedio

de esta secuencia es de 200 m para la zona de Poza Rica, aunque localmente los espesores pueden ser mayores, por ejemplo Salas (2001), reporta 370 m. para un pozo cerca de Poza Rica, Ver; en otras localidades se reportan que van de 300 a 1 500 m. Su edad Albiano-Cenomaniano, se confirma basándose en su posición estratigráfica y su contenido faunístico de especies planctónicas y bentónicas como: *Stomiosphaera conoidea*, *Microcalamoides diversus*, *Nannoconus minutus*. Su ambiente de depósito es el de talud, representando la facies intermedia entre depósitos de arrecife y mar abierto. Dada la presencia de rocas carbonatadas bioclásticas, brechoides y microcristalinas, corresponde con potenciales rocas almacenadoras y productoras de hidrocarburos (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.7. Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano).

Definida por Power en 1925, es una secuencia compleja de facies de plataforma, en la que se tienen depósitos de post-arrecife y de arrecife; en su facies lagunar se compone de una potente sección de mudstone a packstone de miliólidos y bioclastos de color gris claro, con dolomías y evaporitas. Contiene abundantes bioclastos, intraclastos y fósiles que se encuentran localizados en mayor o menor proporción en una matriz micrítica (wackestone) o bien cementados por calcita espática (grainstone); a veces la matriz está recristalizada dando la apariencia de cementante.

Se le subdivide en dos facies principales (de plataforma carbonatada) con edades semejantes:

- a) Facies Arrecifal (Facies Taninul), está formada por una potente secuencia de boundstone de caprínidos, radiolítidos, toucasias, nerineas y escasos corales; las rocas son de color gris y gris-café, masivas, intercaladas por packstone y grainstone de bioclastos y oolitas. Se caracteriza por formar montículos de diversos tamaños bordeando a la plataforma de Tuxpan. Es una excelente roca almacenadora.
- b) Facies Post-Arrecifal (Facies El Abra), se le considera una gruesa secuencia de mudstone-wackestone, calizas bioclásticas y calcarenitas con miliólidos y toucasias, dolomitas y calizas parcialmente dolomitizadas, de aspecto sacaroide; se presentan intercalaciones de bentonita de color gris verdoso; son de color gris azulado y verde, depositadas sobre una gran plataforma interna, en aguas claras lagunares, cálidas y poco profundas.

El espesor de sus facies (arrecifal y lagunar) llega a medir 2 000 m; presenta cavernas, vórgulos y porosidad primaria, además de abundante fracturamiento que incrementan la permeabilidad de esta formación. Su ambiente de depósito se define como el de una plataforma carbonatada amplia y estable de aguas someras.

Se le ha asignado una edad Albiano-Cenomaniano aunque, a veces, se extiende en algunas localidades al Aptiano y al Turoniano en otras. Este complejo de sedimentos carbonatados formadores de bancos o arrecifes en dicha plataforma, constituyen verdaderas trampas estratigráficas con buena porosidad, permeabilidad y capacidad de constituir una excelente roca almacenadora.

2.3.1.8. Formación Agua Nueva (Turoniano).

Fue definida por Stephenson en 1921 y estudiada ampliamente por Muir en 1934, aflora en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, al noreste de la Cuenca Mesozoica del centro de México y al sur de la Península de Tamaulipas; en el subsuelo se ha cortado en pozos petroleros en las cuencas de Burgos y Tampico-Misantla. En la Cuenca de Chicontepec no aflora, solo se ha encontrado en cortes de núcleos de los pozos perforados en ella, aunque presenta una constante continuidad lateral a través de toda la cuenca.

La localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas, en donde se caracteriza por una secuencia calcáreo-arcillosa; se divide en dos miembros, el miembro inferior se compone de calizas arcillosas con laminaciones de lutita e impresiones de *Inoceramus labiatus*; el miembro superior se caracteriza por calizas wackestone en estratos delgados con un espesor de 127 m (Nava y Alegría, 2001).

La unidad estratigráfica consiste de una alternancia de mudstone, wackestone con nódulos y bandas de pedernal; contiene intercalaciones de lutitas carbonosas y cuerpos de margas bentoníticas. Los estratos son delgados y medios en la base, laminares en la parte media y superior. Incluyen mudstone y calizas arcillosas, biógenas y bandeadas, wackestone gris claro con nódulos y bandas de pedernal negro. En algunas localidades presenta intercalaciones de lutitas calcáreas laminares, mudstone-wackestone gris, ligeramente arcilloso con abundantes nódulos de pedernal negro con interestratificaciones de lutitas gris verdoso de aspecto laminar (Nava y Alegría, 2001); el espesor promedio de la unidad es de 240 m. Su edad es Turoniano, aunque en algunas porciones es Cenomaniano Superior-Turoniano, caracterizada por el siguiente contenido faunístico: *Calcisphaerula Innominata*, *Inoceramus Labiatus*, *Rotalipora appenninica*, *Marginotruncana indica*, *Globotruncana helvetica* (Nava y Alegría, 2001).

El ambiente de depósito es de plataforma externa en aguas relativamente profundas con circulación restringida, de baja energía con poca oxigenación; se interpreta influencia de vulcanismo proveniente del lado del Pacífico. Se asocia con una regresión ligera dentro de una transgresión general. Se correlaciona con las formaciones Maltrata de la Cuenca de Zongolica, Soyatal del área de Zimapán, Cautla de la Cuenca Guerrero-Morelos y con Tamasopo de la región

Valles-San Luis Potosí. Tiene las tres posibilidades dentro del sistema petrolero: roca generadora, basándose en su contenido de materia orgánica, roca almacenadora debido a su porosidad y permeabilidad secundaria por fracturamiento y roca sello por sus horizontes arcillosos y por las calizas mudstone y wackstone.

2.3.1.9. Formación San Felipe (Coniaciano-Santoniano).

Fue definida por Jeffreys en 1910, presenta una amplia distribución, ya que, se le reporta al sur de la Paleo-Península de Tamaulipas, en las cuencas de: Burgos, Veracruz y las del Sureste; aflora en el este de la Sierra Madre Oriental y en la cuenca Mesozoica del centro de México. También se encuentra en afloramientos o en el subsuelo de la Provincia de Tampico-Misantla, incluyendo Chicontepec, aunque con espesores muy variados a lo largo de la cuenca.

La localidad tipo se ubica al oeste del poblado de San Felipe en San Luis Potosí, en donde se caracteriza por una alternancia de calizas y lutitas en estratos delgados gris verdoso con capas de bentonita verde (Nava y Alegría, 2001).

Su litología dominante es mudstone y wackstone bentoníticos, con escasos nódulos de pedernal; alterna con capas de lutitas color gris claro a gris verdoso, con material glauconítico. En la mayor parte de los sitios en la que se ha estudiado se compone de wackstone gris verdoso que intertemperiza a café, en estratos de 10 a 40 cm de espesor, con intercalaciones de lutitas bentoníticas gris verdoso, así como capas laminares de bentonita de 5 a 10 cm. de espesor (Nava y Alegría, 2001). Su espesor va de 50 hasta 330 m., aunque en Poza Rica, Veracruz, se reportan espesores en subsuelo de 50 a 150 m.

Algunas especies de su amplio contenido faunístico son las siguientes: *Globotruncana lapparenti*, *Heterohelix globulosa*, *Inoceramus unduloplicatus*, *Ostrea plumosa*, *Globotruncana fornicata*, *Marginotruncana difformis*, lo que implica una edad Coniaciano-Santoniano. El ambiente de depósito de esta formación es el de cuenca, con gran influencia del material volcánico proveniente del arco magmático del Occidente de México en plena actividad en el tiempo de depositación de esta formación. Se le tiene considerada como roca almacenadora en sus brechas fracturadas de la parte basal, así como roca sello por algunos horizontes bentoníticos de baja porosidad (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.10. Formación Méndez (Campaniano-Maestrichtiano).

Fue definida por Jeffreys en 1910 y descrita más ampliamente por DeGolyer en 1916. Su localidad tipo se encuentra al oriente de la estación Méndez en el Km 629 del ferrocarril de San Luis Potosí a Tampico; su litología se caracteriza por margas grises con fracturamiento concoidal. En la cima, las margas son de

color rosado y se conocen como “Méndez rojo”, este miembro tiene intercalaciones de margas grises con areniscas arcillosas. Aflora en la mayoría de los casos en el eje axial de los sinclinales del frente este de la Sierra Madre Oriental.

Se compone de una secuencia de lutitas y margas de color gris y gris verdoso, que llegan a alternar con capas de bentonita blanca; incluyen calizas arcillosas de color gris, lutitas en parte bentoníticas en capas delgadas. El espesor de la Formación Méndez varía desde 100 m hasta 1 000 m aproximadamente. Es de edad Campaniano Superior-Maestrichtiano, siendo la última formación del Periodo Cretácico que erosionaron los paleocanales de la Cuenca de Chicontepec.

Por su contenido faunístico, compuesto de *Globotruncana conica*, *Globotruncana bulloides*, *Heterohelix ct cieneuxiae*, *Globotruncana ventricosa*, *Planulina dayi*, *Clavulinoidea trilaterata*, entre otros, y por su posición estratigráfica, se confirma que su edad corresponde al Campaniano-Maestrichtiano. El ambiente sedimentario de esta formación es el de mar abierto, de aguas tranquilas representadas por facies de relleno de cuenca con aporte de terrígenos y cenizas volcánicas. Se le considera roca almacenadora por su litología en horizontes brechoides y también roca sello por sus horizontes limosos y arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.11. Formación Velazco (Paleoceno Inferior).

Fue definida por Cushman y Trager en 1924. Tiene su localidad tipo en la estación Velazco del ferrocarril Tampico-San Luis Potosí, se encuentra expuesta en el lado este y sureste del Sinclinal de Magiscatzin en Tamaulipas, se reporta también con buenos afloramientos al sur en la Cuenca de Chicontepec. Se compone de lutitas de color gris, verde, algunas capas son calcáreas y otras se componen de bentonita verde, con interestratificaciones de areniscas calcáreas en capas delgadas. Al sur de la Cuenca de Chicontepec, la Formación Velazco consiste de margas de color gris, gris-verde, con capas muy delgadas de bentonita, cenizas y areniscas. Presentan en ocasiones horizontes de anhidritas, huellas de oleaje y anélidos; al este de la Faja de Oro la Formación Velazco está representada por lutitas de color verde, el espesor promedio es de 140 m (Nava y Alegría, 2001).

Al oeste de Ebano-Pánuco, en las Haciendas de Tulillo, se zonificó a la Formación Velazco en dos miembros distintivos por su contenido faunístico: Velazco Basal y Velazco Superior (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.12. Grupo Chicontepec (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior).

Este grupo estratigráfico se encuentra desde el sureste de San Luis Potosí hasta Teziutlán Puebla, paralelamente a la margen oriente de la Sierra Madre Oriental, aunque su mayor desarrollo se tiene en la Cuenca de Chicontepec; también se ha reportado en el subsuelo de la Cuenca de Veracruz (Nava y Alegría, 2001).

Fue estudiada por primera vez, según Contreras (1979), por Cummins a inicios del siglo XX, en las cercanías del poblado de Chicontepec, Ver., sin embargo, sus estudios nunca fueron publicados. Dumble, en 1918, fue el que le dio el nombre de Formación Chicontepec a dicha unidad estratigráfica, refiriéndose a la secuencia que posteriormente sería denominada "Grupo Chicontepec". Nuttall (1930), fue el primero en dividir al Grupo Chicontepec en tres miembros: Chicontepec Inferior, Medio y Superior, división que hasta ahora prevalece por la buena diferenciación que se puede hacer con sísmica y con micropaleontología.

La localidad tipo se encuentra a 2.5 Km. al este de Chicontepec, Veracruz, donde se compone de una alternancia de areniscas arcillosas con limolitas y lutitas, gris verdosas con estratificación rítmica e intercalaciones delgadas de margas arenosas de color gris oscuro (Nava y Alegría, 2001). Las tres biozonas de la Formación Chicontepec: Inferior o Basal, Medio y Superior o Canal, actualmente son consideradas como formaciones por sí solas, ya que, reúnen las características estratigráficas que permiten su separación, y son cartografiables, además se pueden separar en el subsuelo por sus contactos discordantes en secciones sísmicas. Las dos primeras corresponden con una edad del Selandiano-Thonetiano dentro del Paleoceno Superior, mientras que la Chicontepec Superior o Canal se ubica en una edad del Ypresiano correspondiente al Eoceno Inferior.

Los sedimentos que rellenan la Cuenca de Chicontepec se caracterizan por ser de origen turbidítico, depositadas primero por corrientes submarinas que erosionaron el sustrato para dar forma a la Cuenca y después hubo un depósito volumétricamente importante en las depresiones formadas por la erosión en abanicos submarinos (Alemán, 1980). Mineralógicamente la mayor parte de las areniscas están constituidas por 45% de cuarzo, 4% de feldespatos, 30% de fragmentos líticos (Calcáreos, areniscas retrabajadas y volcánicos), 15% de matriz arcillosa, 5% de bioclastos y 1 % de micas; que de acuerdo con Folk la roca se clasifica como una litarenita (Alemán, 1980).

La textura general es de arenita lítica, pobremente clasificada que varía de grano fino a medio y en menor medida a grueso. La matriz está constituida principalmente de minerales arcillosos de clorita e illita. Así mismo, el cementante está constituido por carbonato de calcio y sílice.

La distribución de los sedimentos está marcada por las dimensiones de lo que fue la cuenca y los canales asociados; fuera de la cuenca se encuentran sedimentos de areniscas y lutitas correspondientes a la Formación Velazco (Alemán, 1980).

La profundidad de los depósitos tuvo variaciones de norte a sur, de 400 hasta 2 400 m bajo el nivel del mar y el espesor de las formaciones varía desde 0 m en los bordes de la cuenca hasta más de 2 500 m en el depocentro de la parte central de la Cuenca (Alemán, 1980); sin embargo, Contreras (1979), reporta un espesor máximo para todo el Grupo en el depocentro de 3 300 m.

Presenta variaciones de continuidad lateral importantes, ya que en ocasiones de un pozo a otro, se tiene una secuencia que cambia en su granulometría de forma significativa con acuñamientos que pueden deberse a que durante los depósitos sedimentarios no lograban cubrir toda la cuenca (Pérez, 1990).

Formación Chicontepec Inferior (Paleoceno Superior).

Consiste principalmente de lutitas suaves, grises, ligeramente arenosa con tonos verdosos y café, con contenidos moderados de bentonita blanca y verde; se presentan intercalados con areniscas arcillosas grises de grano fino; contienen en impregnaciones de aceite residual (Pérez, 1990; Alemán, 1980). Aflora en la parte norte de la Cuenca de Chicontepec, desde Huejutla hasta el norte del Arroyo Tanlajas, y a lo largo de la carretera México-Poza Rica en los Kilómetros 229, 256 y 261 (Contreras, 1979), con muy buenos afloramientos en las proximidades de Ceiba, Puebla.

Por medio de los pozos perforados en el centro de la Cuenca de Chicontepec los espesores de esta formación alcanzan hasta 1 500 m. Tiene un amplio contenido faunístico dentro de las que destacan las siguientes especies: *Anomalina velascoensis*, *Morozovella*, *Globorotalia wilcoxensis*, *Nuttalides florealis* y *Spiroplectammina grzybowskii*, entre otras; por lo que se le asigna una edad del Paleoceno Superior.

El depósito de esta formación se asocia al continuo levantamiento del Occidente y un acelerado hundimiento o basculamiento al Oriente. Este episodio es relacionado con la Orogenia Laramide, que da por resultado la Sierra Madre Oriental y que al erosionarse aporta un gran volumen de sedimentos hacia la cuenca en condiciones próximas a los litorales y a zonas marginales de profundidad somera y también como depósitos que ocurrieron de manera irregular en abanicos submarinos. Se le considera roca almacenadora por sus horizontes lenticulares arenosos (Nava y Alegría, 2001); lo cual puede corroborarse, ya que al NW del campo Soledad se presenta como roca almacenadora productora (Pérez, 1990), (Figura 2.5), sus facies arcillosas corresponden con rocas generadoras o sello.

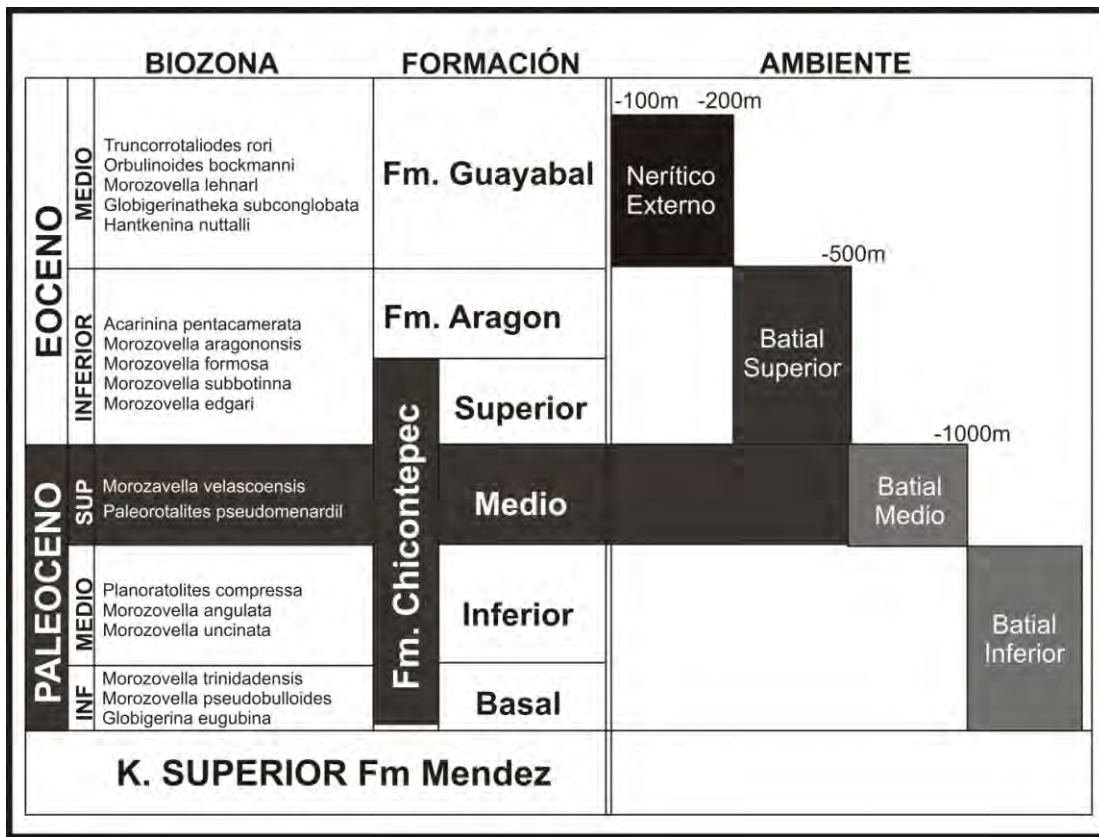


Figura 2.5 Descripción de biozona y ambiente de depósito del Grupo Chicontepec, (PEMEX, 2005).

Formación Chicontepec Medio (Paleoceno Superior).

Se compone de una secuencia de lutitas de color gris verdoso, gris y café con contenidos de bentonita, en varias localidades presenta impregnaciones de aceite (Pérez, 1990). En algunas localidades se caracteriza por la presencia de guijarros de caliza de areniscas conglomeráticas, alternadas con areniscas oscuras de grano fino a medio, compactas y con restos de plantas; el sur de la Cuenca de Chicontepec se compone de lutitas compactas, masivas, color gris, sin estratificación visible y con láminas de areniscas calcáreas (Nava y Alegría, 2001).

Se caracteriza por contener en los sedimentos de grano fino las siguientes especies fósiles: *Chiloqumbelina critina*, *Morozovella*, *Chilestomella sp*, *Bulimina trihedra*, *Globigerina velascoensis* y *Gümbelina globulosa*; por lo que se le asigna una edad Paleoceno Superior como se muestra en la Figura 2.5. Su contacto superior es concordante en algunos sitios o discordante en otros con las formaciones Chicontepec Superior y Aragón; en tanto que el contacto inferior es también concordante o discordante con la Formación Chicontepec

Inferior. Se considera un ambiente de depósito similar al de la Formación Chicontepec Inferior (abanicos submarinos), con diferencia en la magnitud de los periodos de aporte, esto se interpreta por la variación en la alternancia de los sedimentos arcillosos. Se le considera roca almacenadora por sus horizontes arenosos los que presentan alta porosidad y permeabilidad (Nava y Alegría, 2001).

Formación Chicontepec Superior (Eoceno Inferior).

Consiste de areniscas calcáreas o ligeramente calcáreas de color gris claro a gris oscuro, de grano fino a medio con ligera impregnación de aceite residual en varias localidades donde aflora. Contiene escasos estratos de lutitas suaves levemente arenosas, de color pardo oscuro, gris verdoso y verde oscuro, también con impregnaciones de aceite residual (Aleman, 1980).

Presenta estructuras primarias como: laminación cruzada, canales de corte y relleno, rizaduras de corrientes, huellas de carga y restos de carbón diseminado; el espesor promedio es de 400 m.

Se infiere que estos sedimentos se depositaron en una plataforma clástica con influencia de flujos turbidíticos distales, en el marco del relleno de la Cuenca de Chicontepec; en un ambiente poco profundo, en donde proliferaban organismos bentónicos. Se han identificado fósiles del Eoceno Inferior tales como: *Globigerina pseudobulloides*, *Trochammina diagonis*, *Globorotalia rex*, entre otros como se muestra en la Figura 2.5. Es roca sello por sus horizontes arcillosos, y en sus horizontes arenosos se tienen las mejores posibilidades de contener hidrocarburos (Nava y Alegría, 2001; Pérez, 1990).

2.3.1.13. Formación Aragón (Eoceno Inferior).

Fue definida por Nuttall en 1930, consiste de lutitas de color gris claro, gris oscuro y verdoso; se distingue por presentar estratificación bien marcada por laminación causada por intercalaciones de bentonita. Solamente en la parte inferior de la formación se encuentran algunos horizontes de areniscas y a veces algunos nódulos calcáreos pequeños. Su espesor va desde los 80 a los 325 m., aunque en ocasiones no se ha definido perfectamente debido a que tiene una litología similar a la de la Formación Chicontepec Superior (Nava y Alegría, 2001).

Su edad es del Ypresiano, que pertenece al Eoceno Inferior, edad que se determinó basándose en algunas especies fosiles como: *Globorotalia aragonensis*, *Globigerina orbiformis*, *Globigerina soldadoensis*, *Textularia agglutinans* y *Vulvulina pectinata var. mexicana* (Figura 2.5). Los sedimentos de la Formación Aragón se depositaron en un ambiente de aguas poco profundas en una plataforma clástica que recibía aportes de terrígenos de los elementos

exhumados inestables procedentes del occidente, de la Sierra Madre Oriental. Se considera almacenadora por sus horizontes arenosos y roca sello por sus horizontes arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.14. Formación Guayabal (Eoceno Medio).

Definida por Adkins en 1925 y descrita más ampliamente por Cole en 1927. Su localidad tipo se encuentra en Guayabal, Municipio de Tanatoco, Ver., más o menos a 12 Km al oeste de Potrero del Llano, en el camino a Tlacolula, Veracruz (Hernández, 2005). Consiste de lutitas de color gris azul con intercalaciones de areniscas de grano fino, a veces calcáreas; localmente contiene nódulos de siderita (característicos de esta formación). Al sureste de Poza Rica, Veracruz, se distingue por presentar cuerpos de conglomerados lenticulares con fragmentos de calizas del Cretácico. Incluyen una secuencia de margas color verde olivo, con estructura nodular, e intercalaciones de lutitas plásticas de color verde a café ligeramente arenosas de aspecto masivo. La estratificación, por lo general, no es muy clara y ocasionalmente tiene una estructura laminar, particularmente cuando tiene intercalaciones de areniscas. Su espesor varía de 60 a 1 200 m., incrementándose de norte a sur (Nava y Alegría, 2001).

Su edad es del Eoceno Medio (Lutetiano), la cual se determinó por la presencia de especies planctónicas y bentónicas como: *Globigerina topilensis*, *Globorotalia albeari*, *Amphistegina mexicana*, *Nodosaria mexicana* y *Eponides guayabalensis*, así como algunos moluscos como: *Ostrea sellaeformis*, *Trunconotaloides rohri*, *Protocardia gambrina*, *Venericardia serricosta*; además de abundantes briozoarios y corales (Nava y Alegría, 2001).

Sus condiciones de depósito fueron en mares tranquilos, relativamente someros de plataforma clástica (Figura 2.5); sus cambios de espesor muestran que una gran parte del depósito ocurrió en un cañón submarino inclinado al sur, recibiendo sedimentos del oeste. Se le considera roca sello por su baja permeabilidad y porosidad (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.15. Formación Tantoyuca (Eoceno Medio-Superior).

La Formación Tantoyuca fue mencionada por primera vez en un Reporte Geológico inédito de la Compañía "El Águila" por Ickes (1913), siendo Wiebe en 1924, quien publicó por primera vez las características geológicas de esta formación. Su localidad tipo se encuentra a 1 Km. al este de la población de Tantoyuca, Veracruz, a 150 m al NE del cruce del camino de Tantoyuca a Chopopo (Hernández, 2005).

Está constituida por una secuencia arenoso-conglomerática, areniscas y conglomerados arenosos de grano grueso que varía a fino, con cementante

calcáreo y algunas intercalaciones de lutita arenosa de color gris a gris oscuro; presenta también algunos conglomerados y brechas con fragmentos de calizas cretácicas de diferentes colores, así como fragmentos de pedernal negro y areniscas, probablemente provenientes de la erosión del Grupo Chicontepec, del Eoceno Inferior (Hernández, 2005).

En otras localidades consiste de areniscas de cuarzo de grano fino a grueso y conglomeráticas, con cementante calcáreo y sin estratificación definida, con algunas intercalaciones de lutitas bentoníticas y margas arenosas; además presenta esporádicos horizontes de conglomerados y brechas, formados de fragmentos de calizas del Cretácico, areniscas de la Formación Chicontepec, pedernal, rocas metamórficas y volcánicas; su espesor llega a alcanzar los 1 000 m (Nava y Alegría, 2001).

Es considerada junto con la Formación Chapopote de edad Eoceno Medio-Superior (Lutetiano Sup.-Bartonian-Priaboniano), que se confirma con el contenido faunístico reportado, que consta de abundantes foraminíferos encontrados en las fracciones finas y que corresponden a los géneros *Operculina* y *Lepidocyclina* (Nava y Alegría, 2001).

Las condiciones de depósito para la Formación Tantoyuca evidentemente fueron costeros, pues está formada principalmente por material detrítico de facies deltáicas, derivado de regiones altas adyacentes del oeste.

2.3.1.16. Formación Chapopote (Eoceno Superior).

Fue definida por Cole en 1927. Su localidad tipo se encuentra en la margen norte del río Tuxpan cerca de la población de Chapopote, Tamaulipas, en el cruce de la carretera de Álamo a Potrero del Llano, Veracruz; se compone de margas de color claro y gris verdoso que intemperizan a color crema (Nava y Alegría, 2001).

Se caracteriza por presentar estratificación irregular y se compone de margas con intercalaciones en la cima de capas delgadas de bentonita de color amarillo verdoso, en las localidades donde se presenta el cambio de facies con la Formación Tantoyuca; en otros sitios donde aflora, contiene intercalaciones de arenisca de cuarzo de grano fino, con cementante calcáreo. En la base se compone de lutitas calcáreas, verdes, que intemperizan a amarillo, plásticas y arenosas; contiene también algunas capas delgadas de areniscas de grano fino con horizontes de lutitas. En algunas localidades presenta areniscas conglomeráticas con intercalaciones de lutitas grises y algunas capas de bentonita. El espesor varía de 80 hasta 800 m. En general el contacto inferior es concordante con la Formación Guayabal, así mismo, el contacto superior también es concordante con las formaciones Horcones y Palma Real Inferior (Nava y Alegría, 2001).

Los foraminíferos son muy abundantes en las dos facies (Tantoyuca y Chapopote), pudiéndose citar para la Formación Chapopote el conjunto faunístico siguiente: *Anomalina dorri*, *Bulimina semicostata*, *Globorotalia cerroazulensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Textularia eoacaena*, lo que define su edad del Eoceno Superior.

El ambiente de depósito corresponde con el de una plataforma marina somera, clástica en un mar tranquilo con aporte de terrígenos fina, cerca de la línea de costa. Se le considera excelente roca sello por su baja porosidad y permeabilidad (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.17. Formación Alazán (Oligoceno Inferior).

Fue definida por Dumble en 1912, su localidad tipo se encuentra en el río Buenavista, en el cruce del antiguo camino entre la Hacienda de Alazán y la de Mozula, Veracruz. Se encuentra distribuida a lo largo de una franja de 280 Km. desde el río Cazonas hasta las cercanías de Aldama, Tamaulipas (Nava y Alegría, 2001).

Esta formación consiste en una serie de margas y lutitas de color gris a gris oscuro, que intemperizan a color gris rojizo con intercalaciones de capas delgadas de areniscas. En algunos pozos se reportan intercalaciones de lutitas grises que cambian a areniscas de color gris con intercalaciones arcillosas; su espesor es variable, desde 60 hasta 930 m (Nava y Alegría, 2001).

La fauna reportada corresponde con las especies *Ammospirata mexicana*, *Anomalina alazanensis*, *Bolivina tectoniformis*, *Globorotalia opima*, que le asignan su edad perteneciente al Oligoceno Inferior (Rupeliano). Por su litología y por su contenido faunístico se interpreta que esta formación se depositó en una plataforma clástica. Es probable que los sedimentos de la Formación Palma Real Inferior equivalente en edad, pertenezcan a mares que se hayan extendido desde el flanco norte del Macizo de Teziutlán hasta el flanco este de la Sierra de Tamaulipas, extendiéndose al oriente hasta el actual Golfo de México (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.18. Formación Palma Real Inferior (Oligoceno Inferior).

Fue descrita inicialmente por Nuttall en 1928 y definida por Villatoro en 1932. Su localidad tipo se encuentra en el cruce del camino entre Potrero del Llano y Temapache, Veracruz, en la Hacienda de Palma Real. Aquí se compone de una secuencia clástica de características variables, en función de su proximidad a la línea de costa; el espesor promedio es de 250 m. Está constituida por lutitas calcáreas de color amarillo café, muy intemperizadas y quebradizas, laminares y nodulares con intercalaciones de areniscas en capas delgadas de grano fino (Nava y Alegría, 2001).

Consiste en otros sitios de lutitas arenosas, areniscas de cuarzo, conglomerados y gravas de calizas y pedernal, con abundantes foraminíferos, incluso presentan desarrollos lenticulares de calizas coralinas; las areniscas presentan huellas de oleaje (Nava y Alegría, 2001). Sobreyace a las formaciones Tantoyuca y Chapopote y subyace a la Formación Palma Real Superior. El contenido fosilífero de especies como: *Ggyroidina broekhuana*, *Cibicides aknerianus*, *Anomalina grosserugosa*, *Operculina operculinoides*, *Vaginulina elegans*, permiten definir su edad en el Oligoceno Inferior (Rupeliano). Se considera por su posición estratigráfica, su litología y el contenido faunístico que su depósito ocurrió en un ambiente de plataforma terrígena. Es de notarse que la variación tan notable en la litología se explica por la transgresión que tuvo lugar durante el principio del Oligoceno; incluso otros autores mencionan que esta formación descansa en discordancia angular sobre las formaciones Chapopote-Tantoyuca, Guayabal y Chicontepec, debido que al depositarse, la superficie de sedimentación, tenía una inclinación al este. Se considera como una roca sello por su baja porosidad y permeabilidad cuando predominan las fracciones finas (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.19. Formación Palma Real Superior (Oligoceno Superior).

Fue descrita inicialmente por Nuttall en 1928 y definida por Villatoro en 1932; consiste de lutitas grises, arenosas, bentoníticas, con intercalaciones de areniscas de cuarzo de grano fino, con cuerpos lenticulares de calizas coralinas con abundantes orbitoides; contiene un horizonte de areniscas de cuarzo, de grano fino a medio; también se reporta que contiene conglomerados al noroeste de Poza Rica, Veracruz (Nava y Alegría, 2001).

Se han perforado espesores de hasta 280 m en el Campo Poza Rica. Como el depósito de estos sedimentos se efectuó al final de la transgresión después de que se depositó la Formación Palma Real Inferior, su litología es muy semejante, siendo muy difícil su separación; la cual se hace únicamente por microfósiles, aunque se considera que tienen contacto concordante (Nava y Alegría, 2001).

Contiene abundantes ejemplares de foraminíferos bentónicos, como *Lepidocyclina tuberculata*, *Lepidocyclina parvula*, *Lepidocyclina esterodisca* y *Schenckiella cyclostomata*, que permiten situarla en el Oligoceno Superior (Nava y Alegría, 2001). Al final del depósito de la Formación Palma Real debió efectuarse una regresión, pues en general, aparece en su cima un intervalo de clásticos, llamado Conglomerado Mecatepec. Los sedimentos de esta formación presentan serias dificultades para su estudio, debido a los cambios laterales de facies encontrados en varias localidades (Nava y Alegría, 2001).

2.3.1.20. Formación Horcones (Oligoceno Superior).

Fue definida por Grimdale en 1933. Su localidad tipo se encuentra al sureste y noreste de Colipa, Veracruz, también se reporta en el pozo petrolero Plan de Las Hayas 1, en donde consisten de lutitas y areniscas conglomeráticas de color gris claro con intercalaciones aisladas de bentonita gris. Aflora al noreste, oeste y sureste de Poza Rica, Veracruz y se ha encontrado en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec al este y al oeste de la Faja de Oro, así como en la Cuenca de Veracruz (Nava y Alegría, 2001).

La unidad se compone de lutitas gris claro y gris oscuro, calcáreas, que intemperizan a café, con intercalaciones de areniscas de cuarzo finas y algunos estratos de conglomerados calcáreos, en capas de 10 a 15 cm de espesor, con algunas intercalaciones de ceniza volcánica. También se reportan capas gruesas de hasta un metro de conglomerados heterogéneos con fragmentos redondeados de calizas y dolomias, con pedernal negro y en menor proporción fragmentos de rocas ígneas y areniscas calcáreas. Su espesor es muy variable, con un rango que va de 60 a 450 m.

Su edad es del Oligoceno Superior (Chatiano), que se determinó por su contenido faunístico de especies como: *Lepidocyclina fauosa*, *Globigerina ampliapertura*, *Planulina cocoaensis*, *Rotaliatina mexicana*, *Textularia eocaona* (Nava y Alegría, 2001). Se depositó en aguas someras cercanas a la costa, con aporte de material detrítico resultado de la erosión de rocas más antiguas. Se le considera roca almacenadora por sus propiedades petrofísicas de alta porosidad y permeabilidad en sus horizontes conglomeráticos; sin embargo se le considera poco atractivo desde el punto de vista petrolero porque casi siempre está aflorando (Nava y Alegría, 2001).

2.4. Geología Estructural.

El área que ocupa la Provincia Tampico-Misantla tiene que ver con cinco tipos de secuencias estratigráficas distintas, la primera esta constituida principalmente por rocas arenosas y calcáreo arcillosas del Jurásico Tardío; la segunda se compone de rocas carbonatadas del Cretácico Inferior (Neocomiano-Cenomaniano); la tercera por una secuencia calcáreo-arcillosa del Cretácico Superior, la cuarta, por unidades siliciclásticas cenozoicas de gruesos espesores y la quinta secuencia está conformada por rocas volcánicas del Plioceno y Pleistoceno.

La secuencia jurásica y cretácica identificada en el subsuelo en el área de estudio, es la más deformada (Orogenia Laramídica); está constituida estructuralmente por anticlinales, sinclinales y fallas inversas con cabalgaduras de varios kilómetros de desplazamiento. El tipo de pliegues es muy variado, los

hay asimétricos, recostados, recumbentes y buzantes, muchos de ellos dislocados por fallas inversas y normales. La base de esta secuencia formada por clastos constituye un grueso espesor de relleno terrígeno (lechos rojos), acumulado en lo que geológicamente correspondió con depresiones tectónicas (grabens) que condicionaron y modelaron a la Provincia de Tampico-Misantla. En el Cenozoico se formaron en el oriente de México, varias cuencas post-orogénicas en las que se acumularon también, gruesas secuencias de clastos, entre los que se encuentra la cuenca, que corresponde al área de estudio, que es conocida como Cuenca de Chicontepec, la cual colinda al sur, con la Cuenca de Veracruz; estas cuencas iniciaron su relleno en el Paleoceno. Las rocas cenozoicas más antiguas y deformadas tectónicamente se encuentran en las serranías en las estribaciones de la Sierra Madre Oriental, cambiando a secuencias más jóvenes y menos deformadas hacia la línea de costa actual, la inclinación de la mayoría de los estratos es con dirección al Oriente. La secuencia terrígena en su porción superior, más joven, no ha sufrido fuertes deformaciones, sólo fallamiento normal y plegamiento muy suave. Algunos de sus rasgos mejor conocidos y reportados son el Paleoabánico Submarino "La Flor de Ayotoxco" (Paleoceno Tardío), los paleocanales de Chicontepec y Nautla (Eoceno Temprano) y los paleodeltas de Cazones y Tecolutla (Eoceno Tardío). De los varios basculamientos regionales que tuvieron lugar en la paleocuenca, destacan el que ocurrió en el Eoceno-Oligoceno y otro durante el Mioceno.

Por sus características estructurales se reconocen los efectos de deformación frágil y dúctil más intensos en la secuencia mesozoica, los que muestran un estilo de deformación característico en la gruesa secuencia sedimentaria. Las secuencias del Cenozoico registran menos deformación, caracterizándose por numerosas estructuras sedimentarias.

La secuencia de rocas volcánicas, pertenecientes a la Faja Volcánica Transmexicana, forman parte de un elemento estructural que cruza la República Mexicana por su parte central con dirección este-oeste y que limita al sur el área de estudio; esta secuencia es producto de eventos volcano-tectónicos, que han originado una serie de fosas, calderas, aparatos y estructuras volcánicas de gran diversidad y tamaño. Estos eventos tectónicos están relacionados con la subducción de las Placas de Cocos y Rivera debajo de la Placa Norteamericana en la costa pacífica mexicana.

En lo que se refiere al área de estudio, se reconocen cuatro fases de deformación característicos, la primera corresponde a un sistema de horst y grabens originados en el Triásico-Jurásico Medio y que se originaron por la apertura del Golfo de México; la segunda es un cinturón orogénico al que pertenece el frente de la Sierra Madre Oriental (frente cordillerano) y que afecta los sedimentos del Paleoceno y más antiguos, que se encuentran en las cuencas Jurásicas-Cretácicas, de Chicontepec y Magiscatzin; se caracterizan

por pliegues asimétricos, recostados y fallas inversas originadas por la Orogenia Laramídica. El tercer estilo de deformación, corresponde a la parte media del área estudiada y se caracteriza por anticlinales suaves más o menos simétricos. El último estilo de deformación se reconoce en la parte norte, entre el Río Pánuco y la Sierra de Tamaulipas, se compone de anticlinales alargados, pliegues buzantes y sinclinales asociados al buzamiento sur del Arco de Tamaulipas. En la región de Pánuco-Ebano, dichos plegamientos, de intensidad moderada, están cortados por fracturas y fallas normales de poco desplazamiento, paralelas o transversales a los ejes de las estructuras mayores.

En la porción norte de la Provincia de Tampico-Misantla, las trampas petroleras están relacionadas con una componente estratigráfica importante, por un lado, se tienen levantamientos estructurales orientados de norte a sur, limitados por fallas de tipo normal que originaron el fracturamiento asociado. Los grabens, propiciaron la sedimentación clástica, en las depresiones, formando gruesas cuñas, que contribuyeron a la configuración de las estructuras en forma de rampa. También se tienen estructuras de pliegues buzantes, asimétricos con buzamiento hacia el sureste en unos casos, y en otros al noreste, con ejes longitudinales hasta de 11 Km. de largo por 6 Km. de ancho.

En la Llanura Costera del Golfo de México Norte se han descrito cuatro elementos tectónicos básicos: La Plataforma de Tamaulipas, la Cuenca Tampico-Misantla, la Plataforma Tuxpan-Tecolutla y la Cuenca de Veracruz; entre las dos últimas se interpone un pilar tectónico del basamento denominado Macizo de Santa Ana. El nombre de Provincia de Tampico-Misantla, evolucionó del término antiguo "Paleobahía de Tampico" (Tampico Embayment). Excepto las rocas sedimentarias del Paleoceno y Eoceno Inferior, que al pie de la Sierra Madre Oriental están moderadamente plegadas y cabalgadas, las demás rocas del Cenozoico en su mayoría conservan su posición original de depósito, o presentan ligera inclinación y fallamientos locales debido al fenómeno de compactación diferencial.

La expresión superficial de la Plataforma de Tamaulipas es la Sierra de Tamaulipas, al norte del Puerto de Tampico, la cual evolucionó a partir de un pilar tectónico formado por rocas graníticas, teniendo al oriente y al poniente fosas tectónicas en las que se presentan rocas paleozoicas marinas cubiertas discordantemente por capas rojas del Triásico Superior; dicho pilar tectónico quedó cubierto por sedimentos marinos carbonatados durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y tuvo un gran aporte de clastos marinos durante el Cretácico Tardío y Cenozoico. Su estructura actual corresponde a un anticlinorio, y las rocas aflorantes más antiguas son del Cretácico Inferior. Los pliegues que conforman a este anticlinorio son suaves y en varios sitios se presentan intrusiones de rocas graníticas. La Plataforma de Tamaulipas

presenta una anchura máxima de 50 Km. y una orientación general Nor-noroeste-Sur-sureste.

La Plataforma de Tuxpan (Tuxpan-Tecolutla), se extiende en el subsuelo desde el norte, en el área de Cabo Rojo hasta el sur en la playa de Tecolutla, alcanzando una longitud de 150 Km. y una anchura máxima de 70 Km. a la altura de Tuxpan; el núcleo de la plataforma está formado por rocas intrusivas del Paleozoico Tardío, que localmente están cubiertas por restos de lechos rojos del Triásico Tardío. Estas rocas a su vez fueron cubiertas por sedimentos evaporíticos del Cretácico Temprano que después se caracterizan en el Albiano-Cenomaniano por un notable desarrollo de facies arrecifales, sobre todo a lo largo de su borde occidental formando la denominada "Faja de Oro". Los movimientos verticales que dieron origen a esta plataforma perduraron hasta el final del Cretácico, propiciando los grandes acantilados a lo largo del borde de esta plataforma y finalmente su basculamiento hacia el noreste como producto de la Orogenia Laramídica.

La Cuenca de Veracruz presenta semejanza a la Provincia de Tampico-Misantla, ya que casi la mitad del volumen total de los sedimentos cenozoicos de estas cuencas lo representan las rocas miocénicas, que contienen importantes aportes de rocas piroclásticas.

Las rocas de la Cuenca de Veracruz correspondientes al Paleoceno y Eoceno Inferior y Medio, también fueron afectadas por el plegamiento moderado junto a la Sierra Madre Oriental. En cambio hacia el oriente de la sierra, la secuencia cenozoica guarda su posición original de depósito o posee estructuras que resultaron del proceso de compactación diferencial y de los efectos de la intrusión de cuerpos ígneos hipabisales.

2.5. Evolución Geológica y Origen de la Cuenca de Chicontepec.

La evolución geológica de la Provincia Tampico-Misantla está relacionada con todos los eventos geológicos que afectaron a la región, primeramente lo ocurrido en el Cratón de Norteamérica en el Precámbrico Tardío, el cual fue afectado por la Orogenia Grenvilliana (800 – 1 100 Ma.). Sobre este cratón se depositaron desde el Cámbrico hasta el Devónico, sedimentos en las cuencas sedimentarias, para luego ser deformados, intrusionados y metamorfoseados por los eventos de alta presión y temperatura originados por la Orogenia Taconiana. Posteriormente durante el Carbonífero y el Pérmico, ocurrió sedimentación de plataforma clástica y carbonatada, que evolucionó a ambiente de aguas profundas. Posteriormente, todas las secuencias fueron afectadas por procesos Orogénicos como resultado de la acreción, sobre el basamento o cratón de Norteamérica, originados por la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon dando como resultado los esquistos de la región de Tamaulipas y los

que se encuentran en el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla y en las áreas de Teziutlán y Acatlán en Puebla (Complejo Acatlán) y de Nochistlán en Oaxaca. Posteriormente, se produjo actividad intrusiva Permo-Triásica para cerrar el ciclo de formación de la Pangea a finales del Paleozoico. En el Mesozoico en un ambiente continental, inició en el Triásico la formación de horsts y grabens, que fueron rellenados por material clástico continental (lechos rojos), principalmente de la Formación Huizachal, dado que, estando el continente expuesto a la erosión, se produjeron reajustes en el marco tectónico global y consecuentemente, ocurrieron cambios muy notables en la sedimentación. Primero, ocurrió un adelgazamiento cortical y fenómenos de tipo distensivo (rifting) que originaron la fragmentación de la masa continental y dieron lugar al desarrollo de cuencas intracontinentales; esta ruptura está documentada por depósitos de capas rojas (Formación Huizachal) compuestas de arcosas, limolitas, lutitas y conglomerados. También hubo desarrollo contemporáneo de lavas, diques y mantos de composición basáltica y andesítica, además de la intrusión de cuerpos graníticos y granodioríticos; las localidades con rocas triásicas de origen continental se encuentran reportadas en los siguientes lugares: Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, Anticlinorio de Huayacocotla, subsuelo del estado de Tamaulipas, subsuelo de la región de Tampico-Misantla y área del Macizo de Teziutlán.

En el Anticlinorio de Huayacocotla, las rocas triásicas sobreyacen discordantemente a las rocas pérmicas deformadas y erosionadas, mientras que en el Macizo de Teziutlán están sobre granitos erosionados del Paleozoico Tardío e interestratificadas con derrames lávicos, principalmente andesíticos.

En los núcleos de los Anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla afloran rocas metamórficas del Precámbrico, así como secuencias sedimentarias correspondientes al Silúrico, Devónico, Pensilvánico y Pérmico (Formación Guacamaya).

Durante el Triásico Temprano y hasta el Jurásico Temprano la región permaneció emergida, prevaleciendo un ambiente continental, el cual favoreció el depósito de sedimentos arcillo-arenosos y conglomeráticos de la Formación Huizachal, acumulada en ambientes de abanicos aluviales, canales y sedimentos acumulados en las planicies de inundación.

En el Jurásico Temprano, una invasión marina que provino del Océano Pacífico dio lugar a la Formación Huayacocotla, la cual se encuentra en la porción central y Suroeste del área; esta formación está constituida por lutitas y areniscas de ambiente marino somero y transicional. El depósito de esta secuencia se explica por una depresión originada por un aulacógeno o “rift abortado”, producto de los esfuerzos iniciales que se asocian a la apertura inicial del proto-Golfo de México (Marmissolle y Deguerre, 1984).

Al finalizar el Jurásico Temprano, la Formación Huayacocotla y Huizachal sufrieron plegamiento y emersión, quedando toda el área expuesta durante el Jurásico Medio, propiciando depósitos de rocas continentales correspondientes a la Formación Cahuassas (Arellano *et al*, 2004), también de ambiente continental fluvial, formado por areniscas, lutitas y conglomerados acumulados en abanicos aluviales, canales, barras y planicies de inundación. De manera contemporánea hubo vulcanismo al oriente, formando la secuencia vulcano-clástica andesítica-riolítica de la Formación Tenexcate.

En el Caloviano–Oxfordiano tuvo lugar una gran trasgresión marina asociada a la apertura del Paleo Golfo de México, la cual fue invadiendo gradualmente la planicie costera, desarrollándose un sistema de archipiélagos en cuyas márgenes durante la parte final del Oxfordiano y en el Kimeridgiano se depositaron rocas de alta energía (oolitas) que constituyen a las calcarenitas de la Formación Tepexic y en otros sectores a la Formación San Andrés; esta última corresponde con una de las principales rocas almacenadoras de la Provincia Tampico-Misantla. Posteriormente en las depresiones situadas entre las áreas positivas, se depositaron las principales rocas generadoras de hidrocarburos correspondientes a calizas arcillosas y lutitas negras de las formaciones Santiago y Tamán (Nava y Alegría, 2001).

Durante el Tithoniano, continuó la transgresión, por lo que toda la región fué cubierta por el mar y se depositó la Formación Pimienta, constituida por lutitas y carbonatos arcillosos con pedernal; en el sector norte sobre algunas áreas, que funcionaron anteriormente como islas, se depositó en ambientes de alta energía, la Formación La Casita, constituida por areniscas; las lutitas oscuras de la misma formación se depositaron en depresiones dentro de la plataforma, en zonas protegidas por lo que la materia orgánica se preservó al existir un ambiente anóxico local. Las formaciones La Casita y Pimienta corresponden con excelentes rocas generadoras de hidrocarburos. En la parte final del Jurásico continuó la sedimentación arcillosa y calcáreo arcillosa (Nava y Alegría, 2001).

Al iniciarse el Cretácico continuó la trasgresión marina, por lo que se desarrollaron bancos, rampas, plataformas carbonatadas y áreas con aguas profundas, por lo que se depositaron los sedimentos químicos y aloquímicos de las formaciones Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, El Abra y Tamabra; con la característica de que las aguas fueron cálidas y más limpias al no haber zonas continentales próximas que aportaran terrígenos y con un clima adecuado para la formación de plataformas carbonatadas, desarrollándose consecuentemente durante el Aptiano-Albiano-Cenomaniano, crecimientos arrecifales sobre las márgenes de las plataformas y bancos aislados en el interior de la misma; esto dió lugar al desarrollo de la Plataforma de Tuxpan, también conocida como Atolón de la Faja de Oro y a otro complejo arrecifal que bordea a la Plataforma de Valles-San Luis Potosí. En las porciones con aguas

más profundas, se depositaron calizas con pedernal, correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior y Superior (Arellano *et al*, 2004).

Durante el mismo Albiano-Cenomaniano, en el frente de los atolones, en el talud, se depositaron un importante volumen de flujos de calizas clásticas, provenientes de la denudación de las plataformas carbonatadas que dieron origen a la Formación Tamabra, la cual está constituida por brechas calcáreas (calizas intraformacionales); en este proceso, la gravedad contribuyó al movimiento de masas de carbonatos fragmentados que se acumularon al pie del talud bordeando la Paleo-Plataforma de Tuxpan en flujos de escombros.

Para el Cretácico Tardío la circulación del agua estuvo restringida por los elementos positivos (tierra firme) que empezaron a emerger en el occidente de México originado por la acción tectónica de la subducción de la placa Farallón (paleo-pacífica) debajo de la Placa de Norteamérica, al mismo tiempo continuó el movimiento del bloque de Yucatán hacia el Sur; con estos eventos inicia la acumulación de terrígenos finos intercalados con carbonatos y como consecuencia, ocurre un incremento del material terrígeno que origina a la Formación Soyatal al poniente y las formaciones calcáreo-arcillosas Agua Nueva, San Felipe y Méndez, al oriente.

Al final del Cretácico y el principio del Paleógeno la región continuó sujeta a compresión por el evento tectónico denominado Orogenia Laramide (Orogenia Cordillerana), la cual es responsable del plegamiento y fallamiento inverso de toda la secuencia Mesozoica, teniendo como resultado la estructura de la Sierra Madre Oriental así como pliegues y fallas en el subsuelo de la Planicie Costera del Golfo de México.

Este evento tectónico y las corrientes marinas y de litoral propiciaron que en el Cretácico Tardío y en el Paleógeno se formaran cuencas sintectónicas con canales submarinos, con su correspondiente relleno de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico (Formaciones Velazco y Chicontepec) y areno-arcillosos con carbonatos en el occidente (Formación Soyatal) (Arellano *et al*, 2004).

La secuencia cenozoica clástica inicia su depósito en el Paleoceno, producto de la erosión de las rocas expuestas como resultado del levantamiento de la Sierra Madre Oriental, que originaron entre la Plataforma de San Luis Valles y la Plataforma de Tuxpan una depresión de considerable magnitud denominada ante-fosa o Cuenca de Chicontepec; en ella se depositó un gran volumen de sedimentos terrígenos correspondientes a las Formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio. Al poniente y norte del área ocupada por el Atolón de la Faja de Oro, se desarrollaron de manera contemporánea la Cuenca de Chicontepec y Bejuco-La Laja, que fueron rellenados por sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico, rellenos de canal y abanicos submarinos.

Simultáneamente, en la porción noroeste de esta región se desarrolló la fosa de Magiscatzin que fue rellenada por sedimentos arcillo-arenosos de la Formación Velazco.

Durante el Eoceno Temprano se mantuvo la continuidad en las condiciones de depósito, representadas por facies arenosas de tipo turbidítico (Chicontepec Superior o Chicontepec Canal) y una secuencia predominantemente arcillosa (Velazco Superior); en el Eoceno Medio ocurrió el depósito de sedimentos arcillosos de ambiente batial. La columna geológica encontrada en el frente de la Sierra Madre Oriental y la cortada por los pozos petroleros de la Cuenca de Chicontepec va desde el Jurásico Inferior hasta el Oligoceno Superior. En el sureste del área, la secuencia clástica de las formaciones Chicontepec Inferior y Medio descansan discordantemente en el Jurásico Superior San Andrés; en la parte centro y norte, subyacen al Cretácico Superior Méndez. El Paleoceno está representado por las formaciones Velazco, Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio, mientras que el Eoceno Inferior se caracteriza por las formaciones Aragón y Chicontepec Superior en el Canal. El Eoceno Medio por la Formación Guayabal y el Eoceno Superior por las formaciones Tantoyuca y Chapopote.

El Eoceno Tardío presenta dos secuencias, una arcillosa de aguas profundas que corresponde con la Formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltáico, conocida como Formación Tantoyuca.

Durante el Oligoceno, el Mioceno y Plioceno, el área fué sometida a constantes transgresiones y regresiones menores, propiciando el depósito de sedimentos areno-arcillosos y en ocasiones, conglomeráticos como ocurre con las formaciones Palma Real Inferior, Palma Real Superior y Tuxpan; con lo que la cobertura sedimentaria llegó a tener un espesor de hasta 8 000 m. en la zona del depocentro; al finalizar el Plioceno, se presentó una regresión generalizada que tiene como límite la actual línea de costa (Marmissolle y Deguerre, 1984).

3. Estratigrafía de Secuencias.

Perspectiva Histórica.

La estratigrafía de secuencias surgió en las décadas de los 60's y 70's del siglo pasado, cuando el desarrollo de registros digitales y de proceso de multicanales de datos sísmicos permitió construir una gran escala de imágenes de dos dimensiones a través de las cuencas disponibles. Vail (1977a), en la memoria 26 de la AAPG, es uno de los trabajos más referidos sobre la estratigrafía de secuencias hasta la fecha, por su gran contribución a esta área del conocimiento, y marca un cambio interpretativo donde la industria tomó la delantera a la academia, en el desarrollo de la estratigrafía de secuencias; posteriormente se hicieron por varios autores otras aportaciones a la estratigrafía de secuencias, utilizando secciones sísmicas; las ideas fueron gradualmente ampliadas para incorporar los datos de la perforación y al estudio de afloramientos (Vail, 1984). El concepto de variaciones del nivel del mar (eustatismo) fue destacado como el mecanismo que controlaba el desarrollo de las secuencias sedimentarias. En 1985 Hubbard, propuso un mecanismo tectónico para explicar la subdivisión del relleno de cuenca en "megasecuencias", tomando como base los cambios en procesos tectónicos. La discusión tectónica y su relación con el concepto de eustacia continuó nuevamente, aunque para algunos geocientíficos la estratigrafía sísmica fue sinónimo de cambio del nivel del mar eustático, posiblemente debido a su aplicación como herramienta de exploración global para la búsqueda de hidrocarburos. En 1987, la carta global del ciclo del nivel del mar de Haq fue publicada, este trabajo sigue estando confuso o incompleto para aplicarlo a las interpretaciones locales para explicar el levantamiento o la subsidencia tectónica, y la datación de discontinuidades a la exactitud implicada para áreas locales (Miall, 1991).

En 1989, los geocientíficos de Estados Unidos dedicados a la exploración petrolera reconocieron la necesidad de ampliar el recurso de los especialistas en estratigrafía de secuencias, y crearon un grupo de estudio estratigráfico. Este grupo incluyó inicialmente a algunos expertos, pero fue compuesto principalmente por un grupo multidisciplinario de geofísicos, sedimentólogos y bioestratígrafos, quienes debían capacitarse como especialistas en estratigrafía de secuencias, pero lo más importante, era traer la experiencia de sus disciplinas para aportar al conocimiento científico y a la industria.

Definiciones

3.1.1. Estratigrafía.

La estratigrafía, como parte de la Geología, estudia aquellos estratos constituidos de cuerpos rocosos, reconociendo en ellos la geometría, la composición litológica, las propiedades geofísicas y geoquímicas, sucesiones originarias, relaciones de edad, distribución y contenido fosilífero. Todas estas características sirven para reconocer y reconstruir secuencialmente eventos geológicos tales como el ascenso o descenso del mar, plegamientos o las extinciones ocurridas a determinados organismos en el transcurso del tiempo geológico; las subdivisiones del tiempo geológico es estudio de la Cronoestratigrafía. Las unidades estratigráficas corresponden con cuerpos rocosos de la corteza terrestre individualizados y descritos dentro de los estudios geológicos relativos a regiones diversas. Se pueden hacer dos distinciones entre unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas. Las unidades litoestratigráficas son subdivisiones efectuadas con base en las características litológicas y a su posición en la sucesión de los estratos. En orden jerárquico de la mayor a la menor se pueden diferenciar en: Supergrupo, Grupo, Formación, Miembro y Estrato o Capa. Las unidades bioestratigráficas se caracterizan por su contenido fosilífero, tanto de plantas como de animales, llamadas biozonas.

3.1.2. Estratigrafía de Secuencias

La estratigrafía de secuencias es una subdisciplina de la estratigrafía, la cual inicialmente fue definida como “la geología histórica de rocas estratificadas”. Posteriormente se dieron muchas definiciones de estratigrafía de secuencias, pero quizás la más simple, y la más aceptada por los autores se describe a continuación.

“La estratigrafía de secuencias es el estudio de las relaciones de las rocas dentro de un marco cronoestratigráfico, de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de erosión o no depósito, o sus concordancias correlativas”.

Varias disciplinas geológicas afines contribuyen al estudio de la estratigrafía de secuencias, incluyendo la estratigrafía sísmica, bioestratigrafía, cronoestratigrafía, sedimentología, geología estructural y tectónica; la litoestratigrafía es una subdivisión de la estratigrafía que contribuye provechosamente en los estudios de estratigrafía de secuencias. La litoestratigrafía implica el estudio de los tipos de rocas y la correlación de las litologías similares, que son comúnmente sincrónicas y que representan un tiempo significativo (Figura 3.1). La correlación litoestratigráfica es útil siempre que los límites de la estratigrafía de secuencias envuelva el intervalo de interés que se restringe (Emery y Myers, 1996).

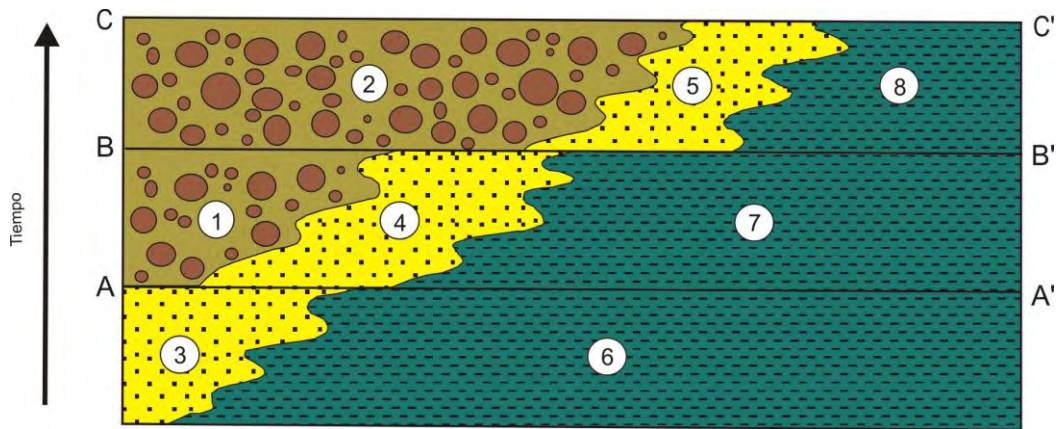


Figura 3.1 Esquema de correlación litoestratigráfica de las unidades de conglomerados 1 y 2, las unidades de areniscas 3, 4 y 5 y unidades de lutita 6, 7 y 8; en cambio la correlación con estratigrafía de secuencias correlacionaría las líneas de tiempo A-A', B-B' y C-C' (Tomado de Emery y Myers, 1996).

Conceptos y Principios de Estratigrafía de Secuencias.

3.1.3. Procesos de Génesis de Cuencas.

De acuerdo a Emery y Myers (1996), el tectonismo representa el control primario en la creación y destrucción de los arreglos estratigráficos, considerando que sin subsidencia tectónica no hay cuenca sedimentaria. También influye en el proceso de formación de cuencas, la velocidad en el suministro de sedimentos que van rellenoando la depresión y el o los ambientes sedimentarios involucrados. La subsidencia tectónica resulta a partir de los mecanismos principales, que se asocian a extensión o carga flexural de la litosfera y a los tipos de las placas tectónicas. La Figura 3.2 ilustra el proceso tectónico teórico de la subsidencia extensional, antepais y el desplazamiento según la orientación de las cuencas. Estas curvas en efecto controlan cuánto sedimento puede acumularse en la cuenca, modificado por los efectos de la carga, de la compactación y de la eustasia del sedimento (Emery y Myers, 1996).

3.1.4. Conceptos Asociados al Borde de Cuenca.

Muchos de los conceptos y de los principios de estratigrafía de secuencias se basan en la observación de los datos sísmicos que corresponden a sedimentos que progradan hacia el borde de la cuenca, que a menudo tienen una geometría depositacional constante (Figura 3.3). El topset (estratos superiores) es un término usado para describir la porción proximal del perfil del borde de la cuenca, que se caracteriza por presentar pendientes bajas ($< 0.1^\circ$). Los topsets aparecen prácticamente planos en datos sísmicos y corresponden con sistemas depositacionales aluviales, deltáicos y someros marinos (Emery y Myers, 1996).

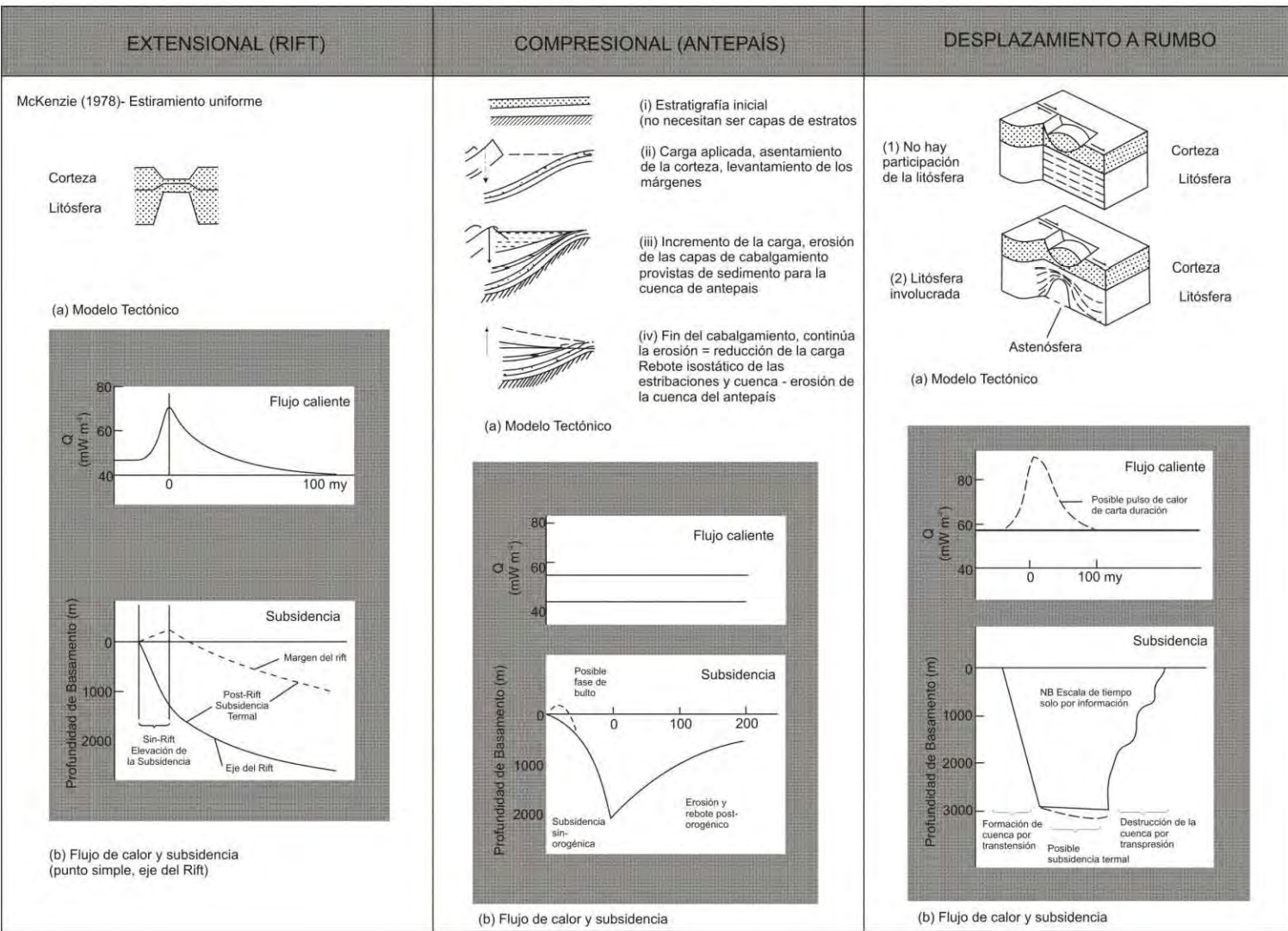


Figura 3.2 Esquemas que muestran la subsidencia tectónica en el rift, antepais y deslizamiento según la orientación de las cuencas sedimentarias (Tomado de Emery y Myers, 1996).

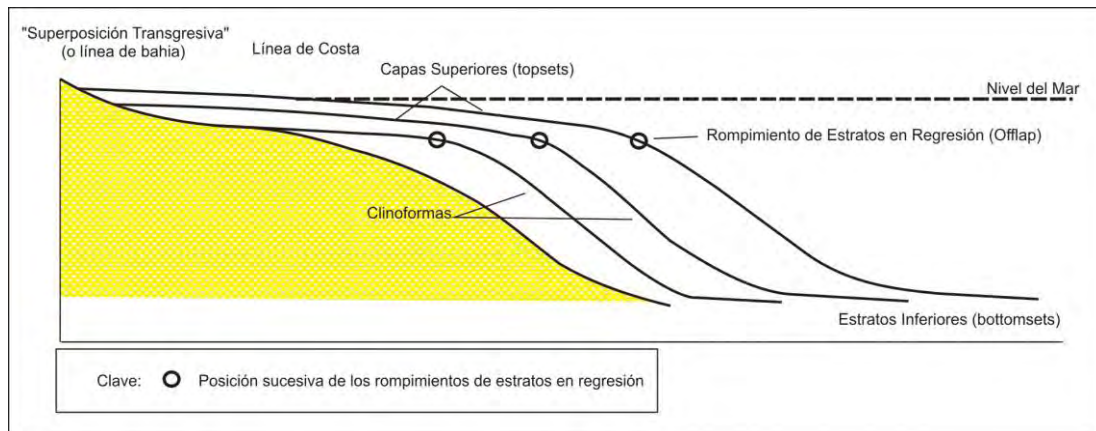


Figura 3.3 Perfil típico de una unidad progradante del borde de la cuenca, incluyendo los topsets y las clinoformas separadas por una discontinuidad en el talud; otras discontinuidades en offlap y en los bottomsets también puede estar presentes (Tomado de Emery y Myers, 1996).

La línea de costa se puede situar en cualquier momento dentro del topset, puede en algunos casos coincidir con el corte del offlap o puede ocurrir a cientos de kilómetros en dirección al continente. La terminación proximal del topset se llama generalmente el punto de onlap costero, se refiere al límite superior de la línea de costa o de facies cercanas al mar. El concepto de clinoforma se utiliza para describir la porción más abruptamente sumergida en el borde de la cuenca, comúnmente con pendiente mayor a 1° ; que se desarrolla hacia la cuenca del topset. Las clinoformas representan generalmente la característica de sistemas depositacionales de agua profunda o del talud; la pendiente de las clinoformas generalmente puede ser interpretado a partir de datos sísmicos. El bottomset (estratos de la parte inferior) es un término usado a veces para describir la porción del perfil del borde de la cuenca en la base de la clinoforma caracterizada por pendientes bajas y conteniendo los sistemas depositacionales de aguas profundas (Emery y Myers, 1996).

La discontinuidad principal en el talud ocurre entre el topset y la clinoforma y se llama la discontinuidad del offlap (Vail, 1991), esta discontinuidad se ha llamado borde de plataforma (Vail y Todd 1981; Vail, 1984), que puede llevar a una confusión con la discontinuidad de la plataforma, que es usualmente un rasgo erosional más que rasgo depositacional. El término discontinuidad de la línea de costa depositacional (Van Wagoner, 1988), también se ha utilizado, pero esto implica que la discontinuidad principal en el talud coincide con la línea de costa. El término discontinuidad del offlap no implica la coincidencia de la discontinuidad principal en el talud con la línea de costa.

3.1.5. Nivel Relativo del Mar, Tectónica y Eustasia.

3.1.5.1. Definiciones de Nivel del Mar.

El término eustasia se refiere al estudio de todos los cambios del nivel del mar global, independiente de factores locales; tomando como referencia la posición de la superficie del mar referente a un dato fijo incluyendo el centro de la Tierra o un satélite en órbita fija alrededor de la Tierra (Figura 3.4, (Emery, 1996)).

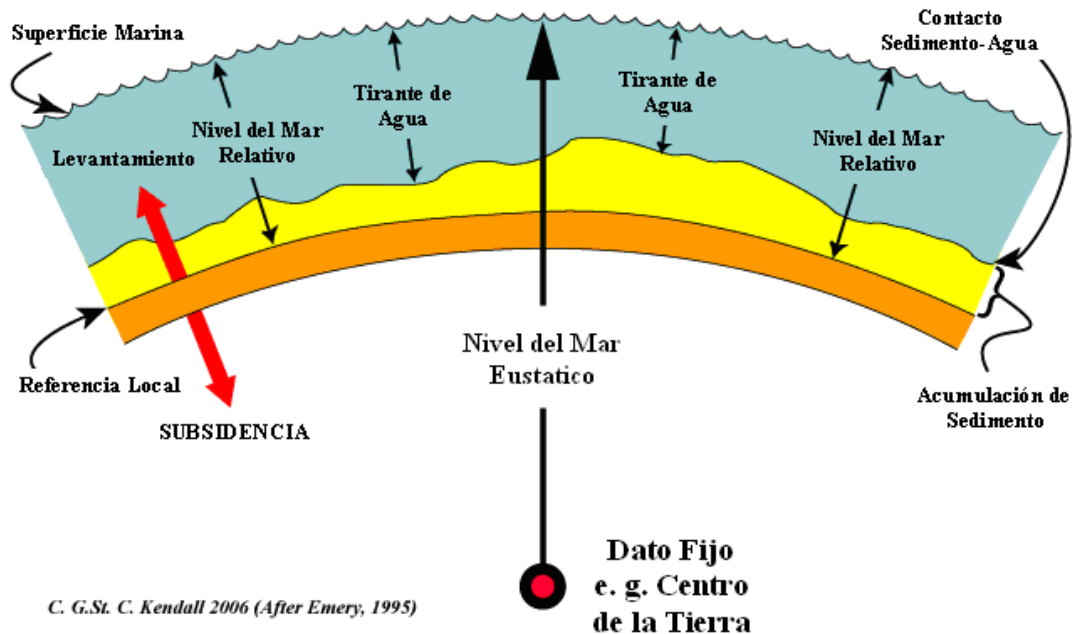


Figura 3.4 Esquema que muestra los principales parámetros relativos al nivel del mar. Nivel del mar eustático, nivel de base para los sistemas fluviales que entran en el océano, tirante de agua, etc. (Kendall, 2006 (Después Emery, 1995)).

3.1.5.2. Magnitud de los Cambios en los Niveles Eustáticos.

Es prácticamente imposible determinar la magnitud de las variaciones en la posición eustática que ocurrió durante la depositación de una sección sedimentaria (Guidish, 1984; Burton, 1987; Kendall y Lerche, 1989); esto es debido a que la posición del mar varía en función de la eustasia, del comportamiento tectónico y del relleno sedimentario. Esto puede ser demostrado ya que si el tamaño de dos de las variables se especifica, entonces el tercer valor puede ser establecido. Esto presenta un problema ya que las magnitudes de las tres variables son desconocidas. La solución elegida por la mayoría de los científicos es asumir un valor "razonable" para dos de las tres variables y solucionar el tercero.

En cambio, la posición del nivel del mar actual se puede medir y determinar por los satélites que orbitan la Tierra.

3.1.5.3. Nivel Relativo del Mar.

El nivel relativo del mar se puede definir como la posición y altura del mar respecto a la Tierra determinando a partir de la posición de la línea de costas. Aún cuando las fluctuaciones globales del nivel del mar podrían ser la consecuencia del crecimiento y fusión de glaciares continentales, y de cambios a gran escala en la configuración de las márgenes continentales y de los fondos oceánicos por actividad tectónica o volcánica, hay muchos procesos regionales que causan el ascenso o descenso del nivel relativo del mar, y que afectan algunas líneas costeras y a otras no. Estos procesos se pueden explicar por alguno o alguna combinación de los siguientes parámetros: expansión térmica de las aguas oceánicas, variaciones en la carga del agua de fusión, rebote cortical debido a la glaciación, elevación o subsidencia de áreas costeras relacionadas con varios procesos tectónicos (por ejemplo: perturbaciones sísmicas y acción volcánica, extracción de fluidos, depositación y compactación de sedimentos). Las variaciones del nivel relativo del mar también podrían ser el resultado de cambios geodésicos tales como las fluctuaciones en la velocidad angular de la Tierra o la desviación polar (Emery y Myers, 1996).

3.1.5.4. Acomodo.

El acomodo fue definido por Jervey (1998), como “el espacio disponible para la acumulación potencial de sedimento” (Figuras 3.5, 3.6 y 3.7). Este espacio es el producto combinado del movimiento de: la superficie marina (eustacia: nivel del mar global medido para un dato específico como puede ser el centro de la Tierra), el piso marino (tectónica) y el cambio en los ritmos de acumulación de sedimento.

El suministro de sedimento rellena el arreglo creado y está controlado por la profundidad de agua:

$$\Delta \text{ arreglo} = \Delta \text{ eustacia} + \Delta \text{ subsidencia} + \Delta \text{ compactación}$$

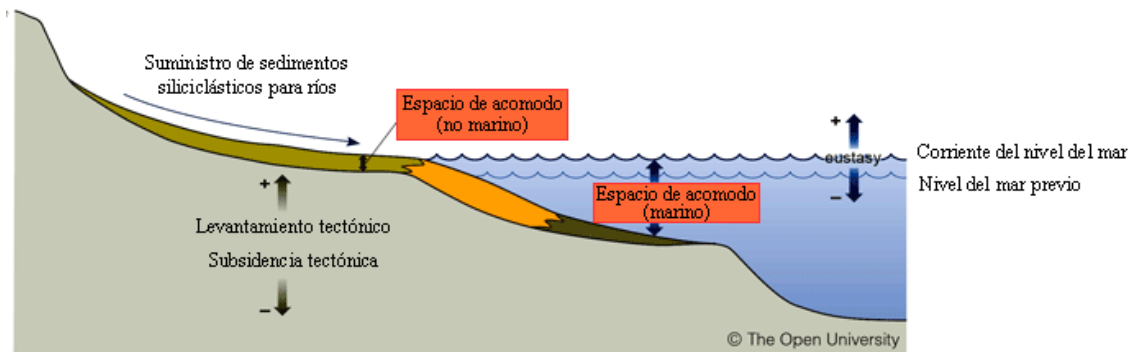


Figura 3.5. Nivel base en ambientes fluviales, de línea de costa y de plataforma. Se muestran los cambios en el nivel relativo del mar balanceado contra los ritmos de acumulación del sedimento; se muestra el espacio de acomodo que es responsable de las transgresiones y las regresiones, (The Open University, 1998).

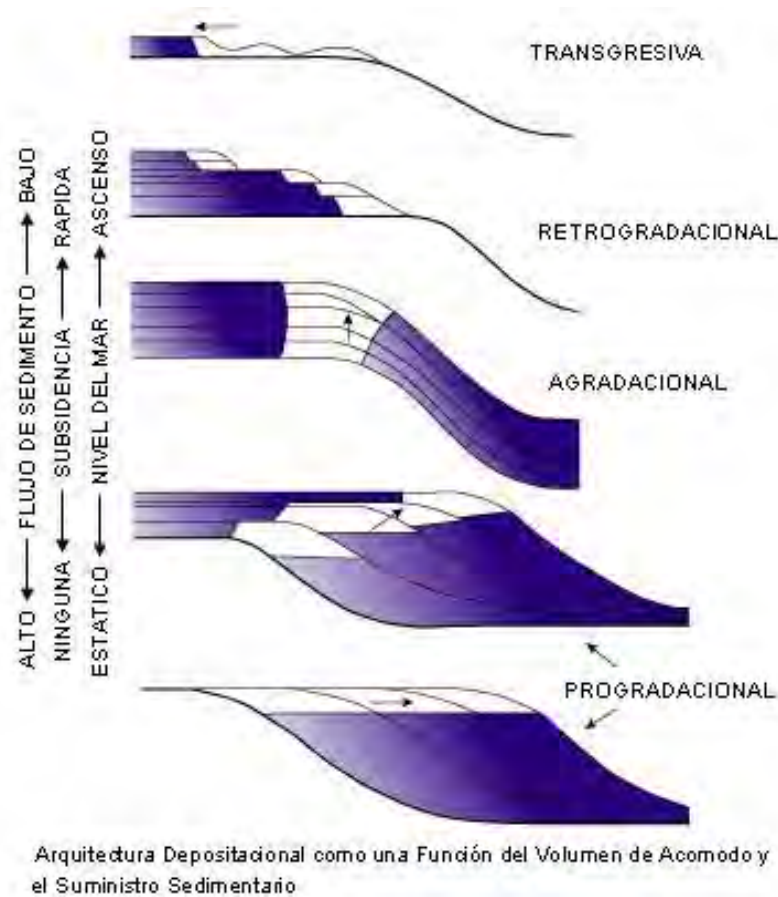


Figura 3.6. Arquitectura depositacional en función del volumen del arreglo y del suministro del sedimento (Tomado de Galloway, 1989).

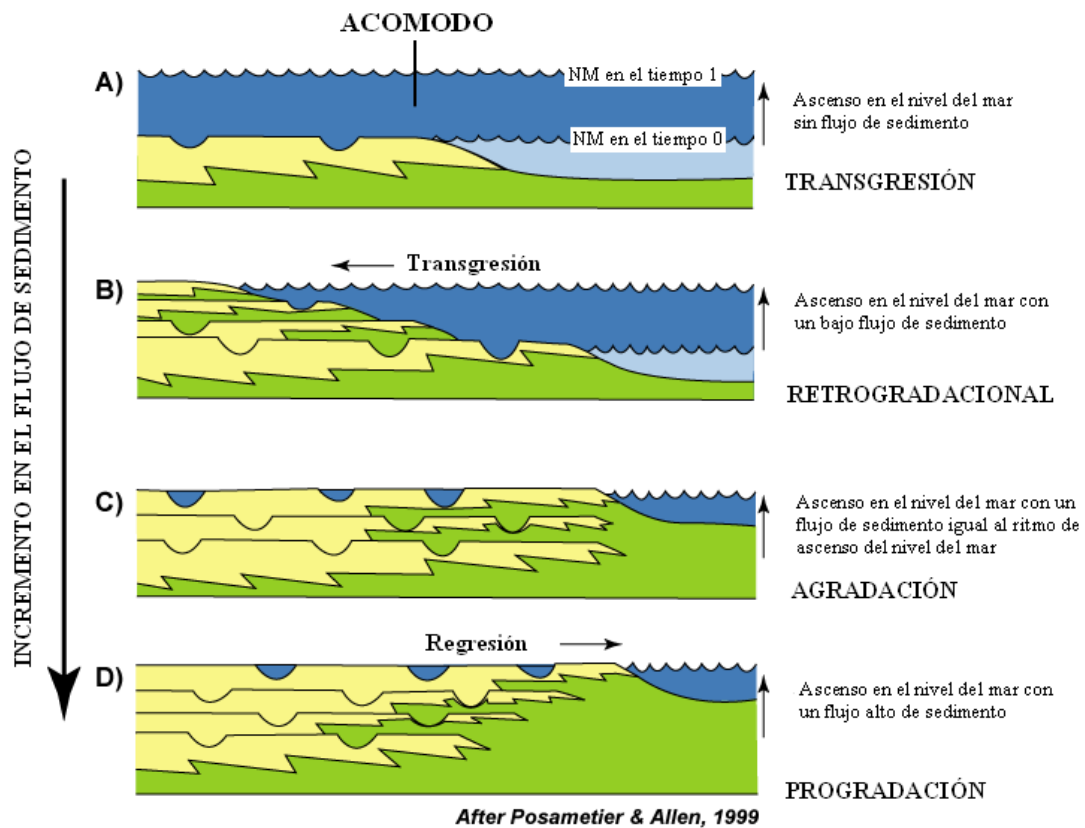


Figura 3.7 Diferentes condiciones de acomodación de sedimentos con sus correspondientes resultados (Tomado de Posamentier y Allen 1999).

De acuerdo a Posamentier y Allen (1999), las condiciones de acomodación y repartición de sedimentos puede originar los siguientes resultados:

- Si asciende el nivel relativo del mar y el flujo de sedimento es nulo o bajo, entonces resulta en transgresión.
- Si asciende el nivel relativo del mar y hay un flujo de sedimento con un ritmo bajo, entonces resulta en una retrogradación de la parasecuencia costera.
- Si asciende el nivel relativo del mar y el ritmo del flujo de sedimento nivela el ascenso del nivel del mar, entonces resulta en una agradación de la parasecuencia costera.
- Si asciende el nivel relativo del mar y el ritmo de flujo de sedimento excede el ascenso del nivel del mar, entonces resulta en una progradación de la parasecuencia costera.

El suministro del sedimento rellena el acomodo disponible (Emery y Myers, 1996). Si el ritmo del suministro del sedimento excede el ritmo de la creación del acomodo en un punto dado, las profundidades de agua disminuirán de acuerdo a la siguiente relación:

$$\Delta \text{ profundidad de agua} = \Delta \text{ eustasia} + \Delta \text{ subsidencia} + \Delta \text{ compactación} - \text{sedimento depositado}$$

Suministro del Sedimento.

El ritmo del suministro de sedimento está controlado por la cantidad y el lugar donde se rellena y se acomodan los sedimentos. El balance entre la distribución del sedimento y el ascenso del nivel relativo del mar controla si el cinturón de la facies progresivas hacia la cuenca o retrogrado hacia la tierra, y el calibre del sedimento suministrado a la cuenca tiene una fuerte influencia en las facies sedimentarias. La primera parte de esta sección considera los principios que controlan el suministro de sedimento clástico al margen de la cuenca y cómo el suministro del sedimento puede variar a través del tiempo. La segunda parte considera cómo el acomodo es relleno en localizaciones con ritmos altos, moderados y bajos de suministro del sedimento.

3.1.6. Principios de Suministro de Sedimento Clástico.

El transporte de ríos tiene el principio de transportar el material del interior continental a la cuenca depositacional. El volumen y grado de sedimentos liberados al margen de la cuenca es una función compleja en el interior de la fisio-geografía, de la tectónica y del clima. Los estudios de los ríos modernos muestran variaciones enormes en el ritmo del sedimento suministrado a los márgenes continentales (Figura 3.8). Alrededor del 70% de la carga total se suministra por sólo el 10% del área de la tierra, y solo tres ríos, el Ganges, el Brahmaputra y el Huang He (Amarillo) suministra el 20% de la carga fluvial total (Summerfield, 1991).

Es ilógico pensar que el suministro del sedimento en la margen de la cuenca fuera constante tanto espacialmente como temporalmente. El suministro local del sedimento dependerá de la proximidad a un punto de entrada fluvial al margen de la cuenca. También puede haber una conexión glacio-eustática controlada por ciclos de nivel relativo del mar y por el clima en la cuenca de drenaje fluvial (Blum, 1994). Esto significará que el suministro del sedimento puede variar durante un ciclo del nivel del mar en una manera característica de la cuenca de drenaje.

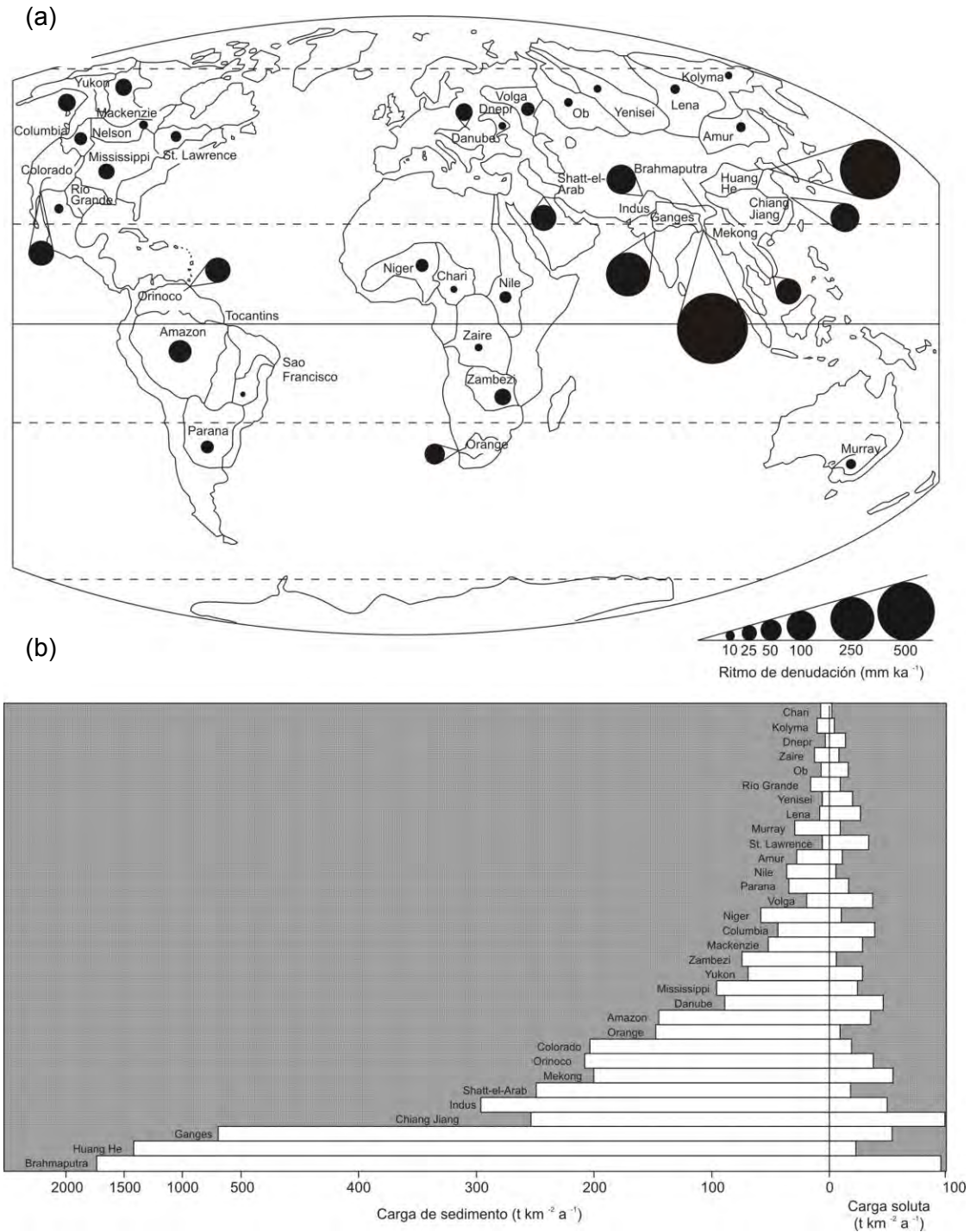


Figura 3.8 (a) Ritmos de denudación para las 35 cuencas más grandes de drenaje del mundo basados en datos sólidos y solutos. Complementando se ha hecho para el componente del no-denudacional de las cargas del soluto. La densidad del origen de la roca se asume para ser 2700 kg/m^3 . (b) Cargas de sedimento y de soluto para las cuencas de drenaje más grandes del mundo. (Tomadas de Summerfield, 1991).

Secuencias Estratigráficas y Sistemas de Depósito.

3.1.7. Secuencias y Límites de Secuencias.

El término “secuencia”, tal como es aplicado en estratigrafía de secuencias, fue definido originalmente por Mitchum (1977a) como: “Una unidad estratigráfica que está compuesta por una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitado en su cima y base por discordancias o sus concordancias correlativas”.

Esta definición generalizada no especifica la escala o la duración de la secuencia, ni implica ningún mecanismo particular para que se originen las discordancias. el término “discordancia” como se usará en este trabajo: “una separación de un estrato más joven de estratos más antiguos a lo largo de los cuales hay evidencia de erosión, no depósito o truncamiento subaéreo (puede ser erosión submarina correlativa), a lo largo de las cuáles es indicado un hiato significativo (Van Wagoner, et al., 1988). Las secuencias compuestas pueden contener discontinuidades, estas pueden tener un “orden” más alto que los que limitan la secuencia.

De esta manera las secuencias son unidades limitadas por superficies que implican erosión, esta erosión puede ser subaérea o submarina. Las unidades limitadas por las superficies condensadas marinas, superficies de transgresión o las superficies marinas de onlap, no son secuencias de acuerdo a esta definición.

Una secuencia representa un ciclo de depositación limitado por una superficie de erosión, depositada durante un “importante” ciclo de descenso (en la escala del estudio) y ascenso del nivel base del mar. En la mayoría de cuencas, el nivel base es controlado por el nivel del mar, y una secuencia es el producto de un ciclo de descenso y de ascenso de nivel relativo del mar. Una secuencia idealizada resulta a partir de un ciclo de cambio del nivel base como el que se muestra en la Figura 3.9, en donde de forma esquemática se muestra una secuencia de tipo 1, donde el descenso en el nivel relativo del mar es suficientemente grande de tal forma que los primeros estratos superiores entran en la secuencia de onlap con clinofoma de la secuencia anterior, implicando un descenso en el nivel relativo del mar en la posición del rompimiento de los estratos en regresión.

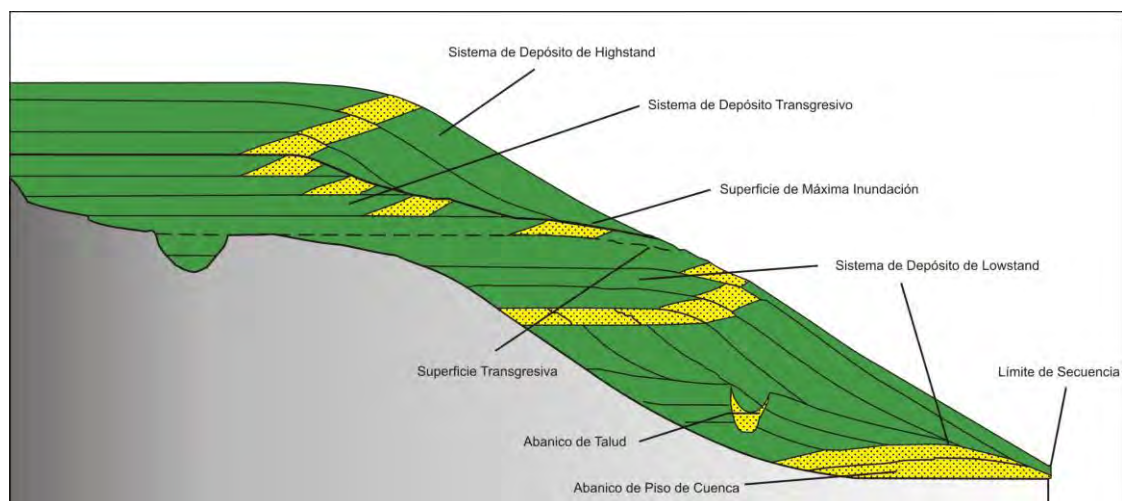


Figura 3.9 Geometrías pertenecientes a un conjunto de estratos en una secuencia de tipo 1, en un margen de discontinuidad de plataforma. Se muestran los paquetes sedimentarios separados, asignados tradicionalmente a tres sistemas de transporte y depósito; el lowstand, el transgresivo y el highstand (Tomado de Emery y Myers, 1996).

3.1.8. Definición de Sistemas de Depósito (System Tract).

Son las unidades estratigráficas genéticamente asociadas que fueron depositadas durante fases específicas del ciclo del nivel relativo del mar no importando el ambiente sedimentario (Posamentier, 1988). Estas unidades se representan en el registro de la roca como ensambles de facies tridimensionales. Se definen con base en las superficies limitantes, de la posición dentro de una secuencia y de la parasecuencia que se acumuló y que tiene un cierto patrón (Van Wagoner, 1988).

A continuación se describen los principales sistemas de depósito:

3.1.8.1. Sistemas de Depósito de Lowstand (Lowstand System Tract (LST)).

El sistema de depósito basal (estratigráficamente más antiguo) en una secuencia depositacional de tipo 1, se llama sistema de depósitos de lowstand. Estos sistemas depositan sedimentos durante un intervalo de descenso del nivel relativo del mar en la discontinuidad de los estratos en regresión y después durante el ascenso lento del nivel relativo del mar subsecuente.

Este sistema de depósito está representado por la acumulación de sedimentos que se sobreponen a la posición más baja de la curva del nivel relativo del mar. Forma a menudo una cuña progradante en la base de una margen de plataforma con su límite más bajo traslapando sobre las clinofomas

progradantes y/o sobreponiéndose sobre un abanico en la caída del talud. Es común que los patrones de las parasecuencias se apilan en los sistemas de depósito del Lowstand exhibiendo las clinoformas agradantes retrogradacionales, traslapando hacia atrás, lo que origina que la unidad se engrose en dirección opuesta a la pendiente, capturando el efecto del ritmo de ascenso del nivel relativo del mar, el cual es mayor que el ritmo de acumulación del sedimento. Este cambio en la geometría del sedimento se puede explicar como el suceso cuando el acomodo comienza a ampliarse en respuesta a un ascenso del nivel relativo del mar, que ocurre cuando el levantamiento eustático excede el índice de hundimiento.

Posamentier y Allen (1999), se refieren al sistema de depósito de Lowstand como el primer sistema de depósito que ocurre en un área de sedimentación. Tradicionalmente, los sedimentos de los sistemas de depósito de Lowstand, tal como lo define Posamentier y Allen (1999), incluyen los depósitos que ocurrieron después del inicio del descenso del nivel relativo del mar, los que entran directamente en el límite de secuencia sobre el sistema de depósitos del Highstand como un abanico de piso de cuenca y abanico de talud; estos últimos, a menudo rellenan los valles de incisión que cortan el sistema de depósito del Highstand.

Este sistema de depósito se asemeja con el desarrollo limitado de sedimentos que se forman durante un pequeño ascenso del nivel relativo del mar durante un lowstand.

Abanicos Submarinos del Lowstand.

Es frecuente encontrar dos unidades distintas de abanicos submarinos, el cual se puede reconocer dentro de los depósitos del lowstand; una unidad inicial de abanicos de piso de cuenca, se presenta separada por el pie del talud y por una unidad subsecuente de abanicos de talud, bordeando el talud (Figura 3.10).

Abanico de Piso de Cuenca.

La formación del abanico en la terminación del talud continental y en el piso de la cuenca, se asocia a la erosión de cañones en la plataforma que originalmente se formaron por la incisión de valles fluviales en la plataforma; esta es la porción que se ubica hacia el mar o hacia la cuenca del sistema de transporte y depósito del Lowstand, donde se encuentran las cuencas más profundas que se caracterizan por la depositación de terrígenos en abanicos submarinos en el talud inferior y en el piso de la cuenca. El sedimento clástico modifica a la morfología de plataforma y del talud a través de los valles y cañones que alimentan el abanico del piso de la cuenca.

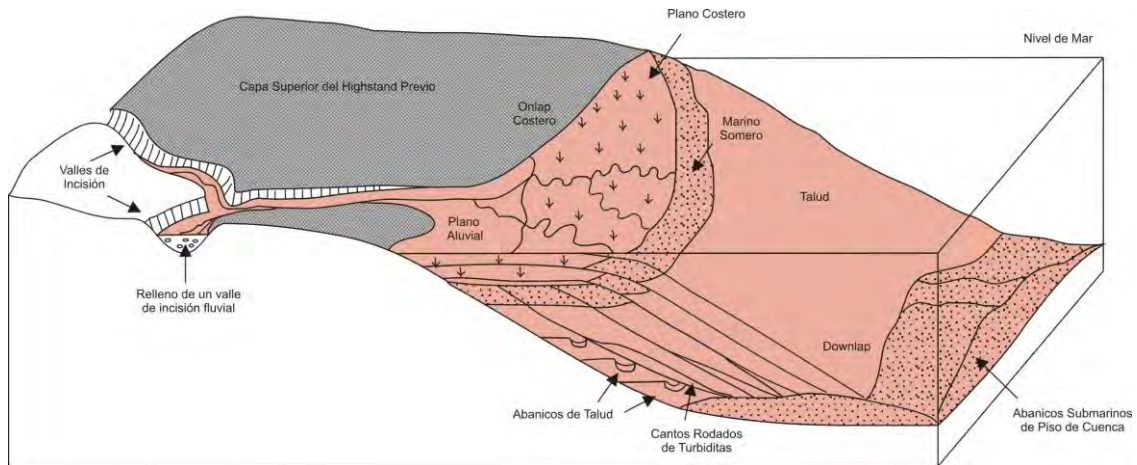


Figura 3.10 Componentes del sistema de depósito de lowstand en un margen de la discontinuidad de la plataforma. Se muestran los sistemas activos de la porción del Lowstand; concretamente el relleno de los valles de incisión fluvial y plano aluvial costero de los estratos superiores, un cinturón marino somero y un sistema activo de talud, que en sus primeras fases pueden contener cantos de turbiditas (Tomado de Emery y Myers, 1996).

El abanico del piso de la cuenca se puede depositar en la desembocadura de un cañón o muy distante de él; en algunos casos el cañón puede no ser evidente. Analizando la pendiente ascendente de la cuenca a la plataforma donde se ha tenido influencia del abanico, esta ha sido dividida en los canales medios del talud, el pie del talud, abanicos proximales, zona media del abanico y abanico distal (Beaubouef, 1999).

Desde el punto de vista de su génesis y por su importancia en los yacimientos petroleros, hay interés en diferenciar los depósitos de abanicos submarinos, de sistemas turbidíticos. Stelling (2000) y Menard (1955) definen a los abanicos submarinos como sedimentos de aguas profundas expuestos en el actual piso marino que se acumulan por flujos gravitacionales de sedimento mientras que los sedimentos similares que forman depósitos consolidados en el subsuelo y/o afloramientos corresponden de acuerdo a Stelling (2000) y Mutti y Normark (1987, 1991) a sistemas turbidíticos.

Abanicos de Talud.

Los abanicos del talud son descritos por Van Wagoner (1988), como turbiditas y deslizamientos de sedimentos depositados en la parte media o la base del talud. La depositación del abanico de talud puede ser contemporánea con el abanico de piso de cuenca o con la parte inferior de la porción del Lowstand. La cima del abanico del talud puede ser una superficie de downlap para las partes intermedias y superiores de la porción del Lowstand. Los abanicos de talud se describen típicamente como compuestos por complejos niveles de canal.

Cuando el nivel relativo del mar comienza a ascender, los valles fluviales de incisión en los estratos superiores más viejos creados durante el descenso del nivel relativo del mar comienzan a ser rellenados en sus partes más bajas con depósitos fluviales, mientras que los estratos superiores de la porción progradante se comienzan a formar. La aceleración en el ascenso del nivel relativo del mar resulta en una asociación de facies es indicativa del incremento en el volumen del acomodo, tal como un aumento de carbón hacia la parte superior, arcillas de inundación, facies lagunares, influencia de la marea, etc. También ocurre una disminución de la conectividad de cuerpos de arena fluviales.

3.1.8.2. Sistemas de Depósito Transgresivos (Transgressive System Tract (TST)).

El sistema de depósito transgresivos es el sistema intermedio de las secuencias de tipo 1 y tipo 2 (Figuras 3.9 y 3.11). Se depositan los sedimentos durante un ciclo de ascenso del nivel relativo del mar, cuando el volumen del acomodo de los estratos superiores se incrementa más rápidamente que el ritmo del suministro del sedimento. Ésta es una superficie de inundación marina que forma la primera etapa de inundación significativa en una secuencia. Marcan el inicio del periodo en que el ritmo de creación del espacio de acomodo es mayor que el ritmo de suministro de sedimento. Contiene sobre todo estratos superiores, con pocas clinofomas asociadas, y es enteramente retrogradacional. Estos sistemas pueden mostrar evidencia de insuficiente sedimento, y pueden ser ricos en carbón, depósitos de inundación y depósitos lagunares o lacustres. Los sistemas de drenaje se pueden inundar para formar los estuarios. Las amplias áreas de la plataforma son características de sistemas de depósito transgresivos, donde la influencia de las marea puede ser extensa (Emery y Myers, 1996).

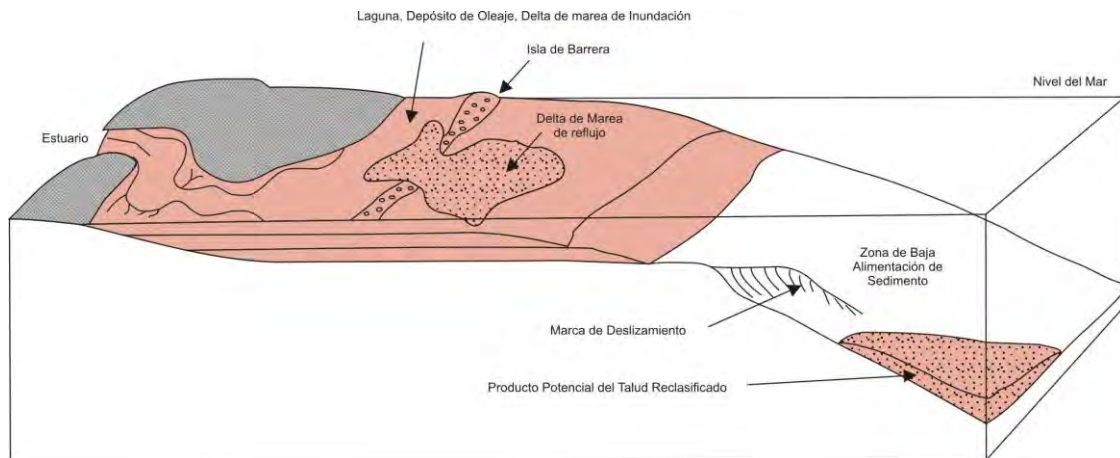


Figura 3.11 Componentes del sistema de depósito transgresivo (Tomado de Emery y Myers, 1996).

El ritmo máximo de ascenso del nivel relativo del mar ocurre en algún momento dentro del sistema de depósitos transgresivos, y el final del sistema ocurre cuando el ritmo del volumen del acomodo de los estratos superiores disminuye a un punto donde se iguala el suministro del sedimento, y la progradación comienza otra vez. Este punto se conoce como la superficie de máxima inundación.

Los estratos superiores del sistema de depósito transgresivos tiende a tener un porcentaje más bajo de arena que los otros sistemas de depósito, porque poco del sedimento de lodo se desvía a los estratos superiores. Los sistemas de depósito transgresivos pueden por lo tanto recibir a menudo horizontes denominados sello a los depósitos de los estratos superiores (Emery y Myers, 1996).

3.1.8.3. Sistemas de Depósito de Highstand (Highstand System Tract (HST)).

Los sistemas de depósito del highstand son los más jóvenes de los sistemas de depósito de secuencias de un tipo 1 o de tipo 2 (Figura 3.9). Representan a los estratos superiores progradacionales con clinofomas depositados después de la transgresión máxima y antes de un límite de secuencia, cuando los ritmos de creación del acomodo son menores que el ritmo del suministro del sedimento (Figura 3.12). El sistema de depósito del highstand es caracterizado por un ritmo de desaceleración en el ascenso del nivel relativo del mar con el tiempo, resultando en una agradación inicial y una progradación posterior. Los sistemas depositacionales pueden ser similares inicialmente a éstos en el sistema de depósito transgresivos, pero el relleno de las áreas de la plataforma por la progradación, y la disminución del ritmo de ascenso del nivel relativo del mar, puede llevar a una disminución de la influencia de marea durante un sistema de transporte del highstand, y a una disminución de la cantidad de carbón, y de arcillas de inundación, lagunares y lacustres. Los cuerpos de arena de canal llegarán a ser más comunes y con una mejor conexión (Emery y Myers, 1996).

Posamentier y Vail (1988), describieron los diversos modelos que implican que el último sistema de depósito del highstand sea caracterizado por una depositación fluvial significativa. Los autores antes citados utilizaron el concepto de "línea de costa", que definieron como la línea que la corriente litoral perfila y donde los procesos fluviales son reemplazados por procesos pelágicos (cercanos al mar) y de plataforma. La línea de costa también representa el punto costero de onlap durante el ascenso del nivel relativo del mar. Lo último que ocurre en los sistemas de depósito del highstand es que la línea de costa comienza a migrar hacia la cuenca mientras que el nivel relativo del mar desciende en la parte próxima del perfil depositacional.

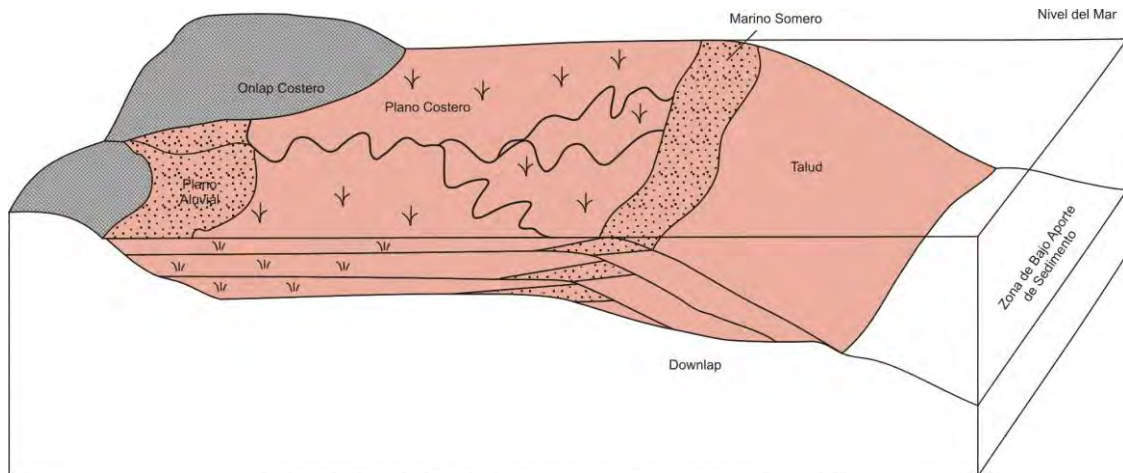


Figura 3.12 Componentes de los sistemas de depósitos de highstand en un margen de discontinuidad de plataforma. Esto incluye a los estratos superiores (aluvial, costero), marino somero, y a sistemas de plataforma (Tomado de Emery y Myers, 1996).

3.1.9. Superficie de Máxima Inundación (Maximum Flooding Surface (MFS)).

Corresponden con una superficie de depósito que se formó en el momento que la línea de costa está en su posición máxima hacia la tierra (es decir, el momento de la transgresión máxima) (Posamentier y Allen, 1999).

Esta superficie marca la época de máxima inundación o transgresión de la plataforma y separa el Sistema de depósitos Transgresivo del Sistema de depósitos de highstand; en la sísmica se expresa a menudo como una superficie de downlap. La plataforma marina y los sedimentos de la cuenca asociados con esta superficie son el resultado de bajos ritmos de depositación de sedimentos pelágicos-hemipelágicos y por lo general son delgadas y de grano fino. Estos sedimentos finos forman la sección condensada (Mitchum, 1977).

Una MFS a menudo se caracteriza por la presencia de arcillas, glauconita y suelo endurecido radioactivo que a menudo es rico en organismos. Ocurren de manera común concentraciones extensas de capas finas con gran abundancia y diversidad de fauna (secciones condensadas). Una MFS a menudo puede ser la única parte de un ciclo sedimentario que es rico en fauna. Es común que, en el continente, la superficie de máxima inundación puede coincidir con la superficie transgresiva subyacente formada durante o justo después de la fase transgresiva inicial que siguen inmediatamente al nivel del mar del lowstand.

Una MFS a menudo marca la superficie límite entre el engrosamiento y los ciclos ascendentes que se utilizan para relacionar estos ciclos a una

profundidad en una sección geológica. Es equivalente con la superficie de máxima transgresión (Helland-Hansen y Martinsen, 1996); superficie transgresiva final (Nummedal, 1993) en la cima de los estratos sean retrogradacionales, downlap de estratos normales o ciclos regresivos del highstand (Catuneanu y Eriksson, 2002).

3.1.10. Superficie Transgresiva (Transgressive Surface (TS)).

Se trata de una superficie de inundación marina que constituye la primera superficie de inundación importante en una secuencia. El TS, en la sucesión se constituye mayoritariamente de terrigenos y algunos carbonatos, marca el inicio de la época en que el ritmo de creación de espacio de acomodo es mayor que el ritmo de suministro de sedimento. Constituye la base de la parasecuencia retrogradacional que apila patrones de los Sistemas de Depósito Transgresivos. En las zonas de alto suministro de sedimentos, por ejemplo, en el borde de las plataformas carbonatadas, el ritmo de suministro de sedimentos pueden seguir el ritmo de ascenso del nivel relativo de mar y por lo tanto el TS marcará un cambio de una progradación a una parasecuencia agradacional con patrones de apilamiento. El TS marca a menudo la base del onlap más prominente.

Si no se preserva ningún lowstand o la caída de facies de sistemas de depósito se mantienen por encima del límite de secuencia, el TS puede coincidir con este límite. Un TS a menudo se caracteriza por la presencia de una superficie marcada por los lodos consolidados de tierra firme o suelo endurecido que se cementó por carbonatos; ambas superficies suelen ser penetradas por las excavaciones de los organismos (Emery y Myers, 1996).

3.1.11. Límites de Secuencia ((Sequence Boundary (SB)).

Las secuencias se pueden identificar al conocer sus límites (SB), que se identifican como discontinuidades erosionales significativas y sus conformidades correlativas. Estos límites son el producto de un descenso en el nivel del mar que erosiona la superficie de sedimentos expuestos (subaéreos) de la secuencia o de las secuencias anteriores. Estos límites son diacrónicos, cubriendo con los materiales depositados el previo sistema de depósito de Highstand y erosionando la superficie de los sedimentos depositados de manera contemporánea a la regresión forzada asociada al descenso del nivel del mar (Catuneanu y Eriksson, 2002).

Los límites de secuencia se pueden reconocer en las secciones sísmicas cuando se observan contrastes producidos por un movimiento hacia la cuenca en el onlap costero, implicando un descenso en el nivel relativo del mar, con la exposición y la erosión de los topsets del highstand. En los núcleos, registros geofísicos de pozos o un grupo de datos del afloramiento, el movimiento hacia la cuenca en el onlap costero es raramente evidente. La evidencia directa se

asocia con la exposición, la erosión y la regresión forzada que debe buscar e interpretar en el límite de secuencias (Figura 3.13). En algunos casos se puede observar una dislocación de facies, que corresponde con una superficie donde las rocas de facies más someras descansan directamente sobre rocas de facies significativamente más profundas. Esta dislocación puede ser obvia, por ejemplo donde una capa de carbón cubre una secuencia de lutitas de plataforma externa, o puede ser sutil, por ejemplo cuando se tienen facies de plataforma litoral, que cubren la plataforma baja con la plataforma media ausente. En grupos marinos someros, las facies de dislocación se asocian a menudo con un aumento abrupto en el tamaño del grano. Una dislocación de facies implica un descenso en el nivel relativo del mar y el desarrollo de una discordancia, aunque ésta podría ser en dirección opuesta al buzamiento donde se observa la dislocación, lo que permite poner un límite de secuencia o su conformidad correlativa. La dislocación de facies se desarrolla comúnmente sobre las áreas más distales de los topsets del highstand, y las clinofomas del highstand (Emery y Myers, 1996).

El valle de incisión que representa un límite de secuencias es descrito por Van Wagoner (1990), como sistemas fluviales encajonados que extienden sus canales hacia la cuenca y lo erosionan con el posterior depósito de los estratos subyacentes, en respuesta a un descenso en el nivel relativo del mar. En la plataforma, los depósitos del lowstand que rellenan los valles de incisión son limitados debajo por un límite de secuencias y arriba por la superficie transgresiva. Una dislocación de facies puede estar presente en la base del valle de incisión, aunque una rejilla de pozos, o un grupo de datos del afloramiento, puede ser necesario para probar la existencia de un valle de incisión.

Los valles de incisión se pueden diferenciar de los canales distributarios ya que son más profundos y extensos que la escala de un canal individual o una zona de canales. El valle de incisión debajo del nivel de las barras de desembocadura distributarias contiene a menudo facies fluviales más próximas que se depositaron como parte de la agradación del acuífamento progradante del último lowstand. Pueden contener alternativamente facies de estuario a marinas depositadas como parte del sistema de depósitos transgresivos.

Entre los valles de incisión, en las áreas más próximas de los topsets del highstand, los límites de secuencia pueden ser muy difíciles de reconocer. Cualquier evidencia de exposición, tal como paleosuelos principales o erosión será bastante superficial ya que se pudo remover por la erosión transgresiva subsecuente; la única evidencia de un límite de secuencias en este caso puede encontrarse en los componentes del depósito residual transgresivo, que podría ser de un grano significativamente más grueso que la sucesión subyacente, o puede contener el material que no se deriva solamente de la sucesión subyacente.

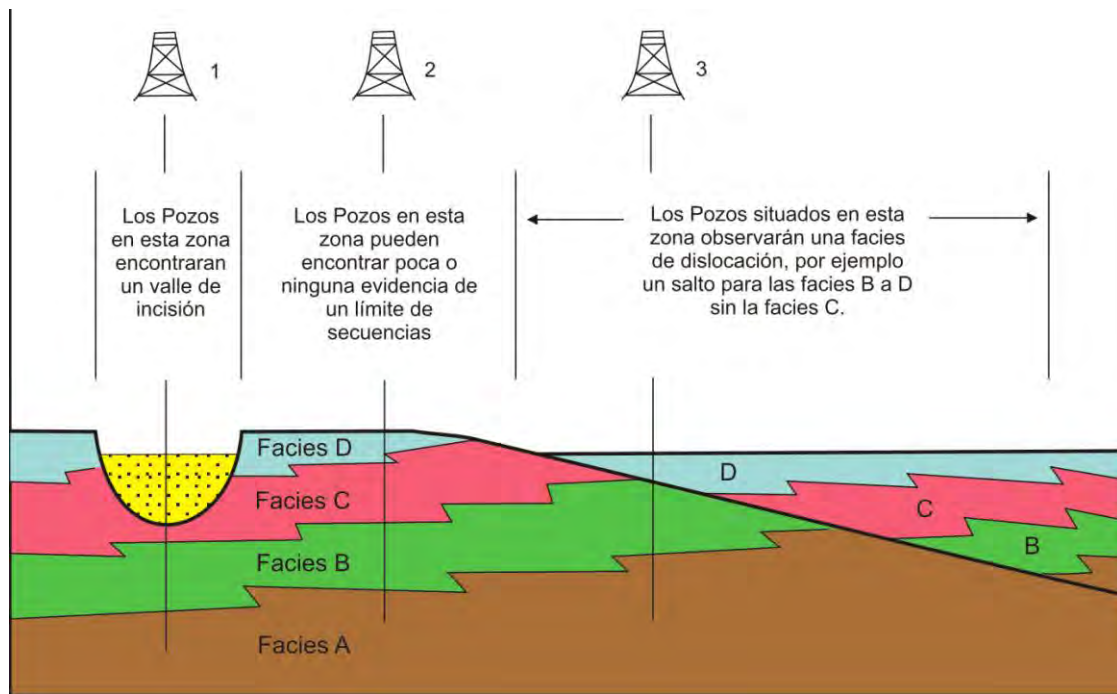


Figura 3.13 Evidencias de la presencia de límites de secuencias. Éstos incluyen un movimiento hacia abajo en el onlap costero, una dislocación de facies reconocida en el pozo 3 y la incisión del valle reconocida en el pozo 1. El pozo 2 puede encontrar poca o ninguna evidencia del límite de secuencias (Tomada de Emery y Myers, 1996).

En casos poco comunes, un límite de secuencia se puede reconocer por el truncamiento de las parasecuencias subyacentes, sin embargo, se debe tener cuidado y asegurarse que los límites de las parasecuencias son erosionales no depositacionales.

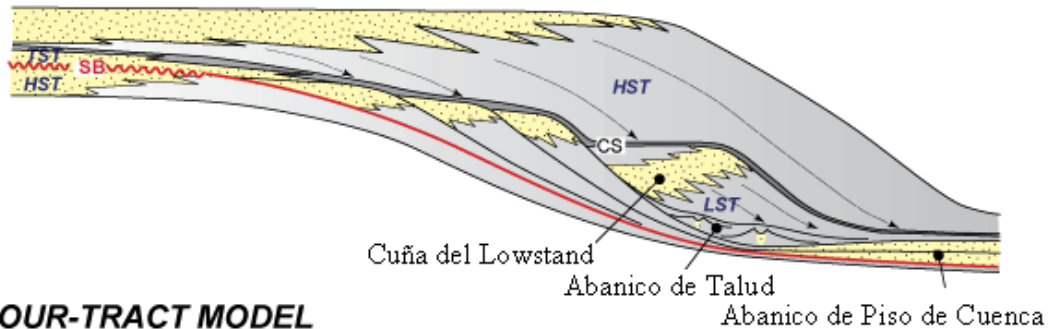
Algunas secuencias presentan límites bien definidos que corresponden con importantes discordancias erosivas y sus concordancias correlativas; estos límites son el producto de un descenso en el nivel del mar que erosiona la superficie del sedimento subaéreo expuesto de la secuencia o secuencias anteriores. Estos límites son diacrónicos, cubriendo los Sistemas de Depósito de Highstand previos y erosionando la superficie de los sedimentos anteriormente depositados durante la regresión, asociadas con el descenso del nivel del mar (Catuneanu y Eriksson, 2002).

Hunt y Tucker (1992), enfatizan que la superficie superior de “downlapping” y la progradación de la costa en una regresión forzada causa erosión y se expresa como una discordancia subaérea diacrónica. Plint y Nummedal (2000), nombran a la discordancia subaérea que cubre a la regresión forzada como la “superficie de regresión de la erosión fluvial”. Hunt y Tucker (1992), coinciden con el origen de esta discordancia en una superficie con buzamiento hacia el mar que

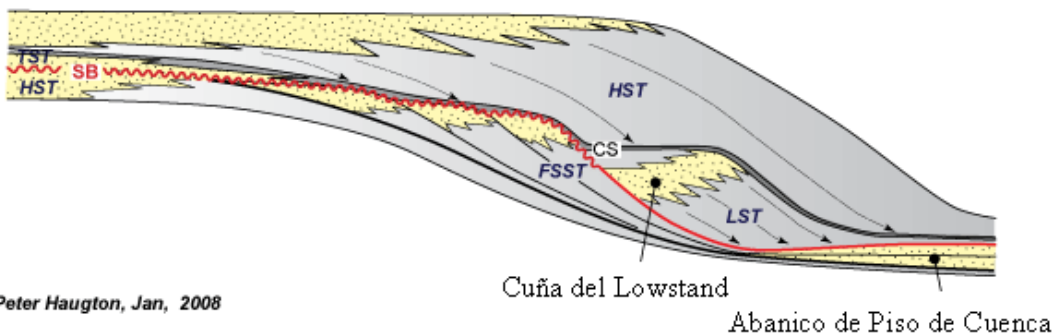
denomina conformidad marina correlativa y se relaciona con el final del descenso del nivel base. Hunt y Tucker (1992), sugieren que este "límite de secuencias" producida por una regresión forzada no coincide, la definición original de Mitchum (1977) de un límite de secuencia o de su conformidad marina correlativa equivalente en tiempo está ligado al comienzo de un descenso en el nivel del mar (Figura 3.14).

Se han reconocido dos tipos de límites de secuencia. Estos términos son redundantes porque los límites de secuencias de tipo 1 equivalen a los que se forman durante una regresión forzada mientras que los límites de secuencias de tipo 2 son aquellos que son forzados durante una regresión normal (Coe, 2003). Se ha demostrado que las discordancias de Tipo 1 y Tipo 2 pueden limitar al mismo tipo de secuencia en distintas localidades y son los productos de diferentes ritmos de sedimentación y distribución en el espacio para el mismo intervalo de tiempo (Posamentier y Allen, 1999).

ORIGINAL THREE-TRACT MODEL after Vail (1987), Posamentier & Vail (1988)



FOUR-TRACT MODEL
after Hunt & Tucker (1992, 1995)



Peter Haugton, Jan, 2008

Figura 3.14. Conformidad correlativa en la cima del abanico de piso de cuenca como sugirió Vail (1987), contra los modelos de Hunt y Tucker (1992 y 1995) (Tomada de Haugton, 2008).

4. Estratigrafía Sísmica

4.1. Interpretación Sísmica.

4.1.1. Principios para la Interpretación de la Estratigráfica Sísmica.

La estratigrafía sísmica es una técnica que se utiliza para interpretar la información estratigráfica de secciones sísmicas. Junto con su complemento, la estratigrafía de secuencias, son reconocidas como unos de los progresos más significativos de las Ciencias de la Tierra en los últimos 40 años.

El axioma a considerar es que las reflexiones pueden tomarse como líneas de tiempo que representen superficies de tiempo en tres dimensiones, separando rocas antiguas de las más jóvenes, aunque hay excepciones reconocidas. Algunas reflexiones, tales como múltiplos o refracciones reflejadas, son artefactos desafortunados de la física del método y necesitan ser reconocidas como “irreales” en un sentido geológico. Otros, como los contactos entre fluidos o los cambios diagenéticos, son “reales” y representan superficies cortantes cruzadas genuinas (en un sentido cronoestratigráfico). También hay “reflexiones que son el resultado de la carencia de resolución sísmica debido a capas gruesas” (Biddle *et al.*, 1992), o “ajuste” debido a la yuxtaposición de las litofacies (Tipper, 1993).

A pesar de que estas excepciones, con la interpretación de una sección sísmica se puede obtener información cronoestratigráfica y litoestratigráfica derivada de las características de la reflexión en el contraste de la impedancia. Esta combinación, junto con la información geométrica presente en secciones sísmicas, produce una herramienta muy poderosa para interpretar el registro estratigráfico del subsuelo.

4.1.2. Resolución de datos sísmicos.

Un requisito clave para la aplicación exitosa de los principios de la estratigrafía sísmica es tener una buena resolución en la sección sísmica. El trabajo de un geólogo con datos del afloramiento y con estudios de la longitud y continuidad de las capas es limitado, ya que depende de la calidad de la exposición; en cambio, los registros geofísicos de pozo que proporcionan información del subsuelo pueden dar una resolución de capas en una escala de un centímetro hasta algunos metros. La reflexión sísmica por otro lado tiene, en comparación, una resolución mucho más gruesa (Figura 4.1), que necesita ser considerada verticalmente y lateralmente, en donde no es posible interpretar la separación de estratos sino de conjuntos de estratos con las mismas características.

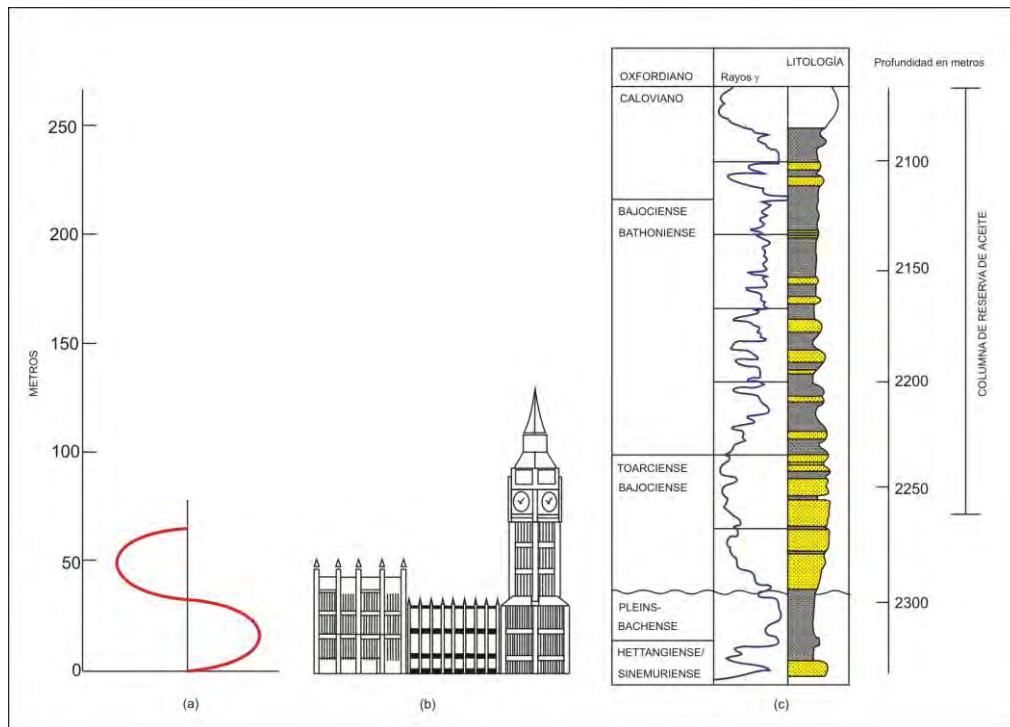


Figura 4.1 Comparación de la resolución de los métodos de interpretación para el Campo Beatrice, Mar del Norte. (a) Una sola onda sinusoidal del ciclo de 30 Hz en medio de la velocidad 2000 ms⁻¹ (o 60 Hz; 4000 ms⁻¹); (b) Big Ben, Londres, c. 380 pies; (c) Un registro de rayos γ a través del Campo Petrolífero Beatrice (Tomado de Emery y Myers, 1996).

4.1.2.1. Resolución Vertical.

Se define como la distancia vertical mínima entre dos interfaces que son necesarias para dar lugar a una sola reflexión que se puede observar en una sección sísmica, de tal forma que en un solo trazo sísmico sin ruido, se puede determinar por la longitud de onda (entre más alta sea la frecuencia mayor es la resolución vertical); los datos sísmicos se adquieren y se procesan para producir en un rango de frecuencias tan amplio como sea posible.

Además de las limitaciones de las capas gruesas o conjuntos de capas con características similares, hay otros tres factores que limitan la resolución final de los datos sísmicos.

Primero, la Tierra actúa como un filtro gigante que atenúa progresivamente los componentes de alta frecuencia del pulso sísmico.

Segundo, hay una tendencia general hacia el aumento de la velocidad acústica con la profundidad debido a la compactación y al incremento de la cementación; esto aumenta efectivamente la longitud de onda de la señal, con un efecto perjudicial sobre la resolución.

Finalmente, si hay ruido ambiental alto en la información sin refinar, la corriente de proceso puede incluir un filtro de alta erosión, que tiene el efecto de quitar los de alta frecuencia; condición necesaria para obtener una resolución más fina (Emery y Myers, 1996).

4.1.2.2. Resolución Lateral.

La energía sísmica viaja a través del subsuelo y entra en contacto con las superficies reflectoras sobre áreas discretas; la energía viaja como frentes de onda y la región en el reflector donde la energía sísmica se refleja constructivamente se conoce como la Zona de Fresnel (Sherrif, 1977). La resolución lateral es determinada por el radio de la zona de Fresnel, que por sí mismo depende de la longitud de onda del pulso acústico y de la profundidad del reflector (Figura 4.2). Así en datos sísmicos no-migrados, la resolución lateral depende del ancho de la banda sísmica, en la velocidad del intervalo y en el tiempo de recorrido al reflector. El procedimiento de migrar datos sísmicos realza considerablemente la resolución, así para los datos migrados, la resolución lateral depende del espaciamiento del trazo, de la longitud de migración del operador, de la relación tiempo-profundidad del reflector y del ancho de la banda de datos.

4.2. Patrones de Terminación de Reflexiones Sísmicas.

4.2.1. Interpretación de una Sección Sísmica.

Para la interpretación de una sección sísmica la metodología propuesta por Emery y Myers es la siguiente:

1. Interpretación estratigráfica de una línea sísmica, es determinar la escala vertical y horizontal de la sección; una apreciación de ambos es esencial para limitar los modelos geológicos que serán interpretados después. Es también importante descubrir si los patrones o los datos sísmicos han migrado en la sección y si son datos marinos o terrestres; ambos son abundantes en múltiples, incluso después del proceso de optimización, pero son generalmente más fáciles de identificar los múltiples en datos marinos.
2. Dividir los datos sísmicos en paquetes estratigráficos naturales discretos que componen la sección, para hacer esto, en primer lugar se identifica y marcan las terminaciones de la reflexión. Es obvio que no todas las reflexiones se podrán seguir; la mayoría se detendrán, a menudo contra otra reflexión; se deben marcar estas terminaciones con punta de flecha.

Esto no es siempre un procedimiento directo, ya que a veces dos reflexiones pueden parecer que se combinan, por lo que puede ser confuso cual reflexión termina contra cuál (Emery y Myers, 1996).

En ruido, los datos caóticos son propensos a múltiples o de baja amplitud, por lo que pueden ser confusos si las reflexiones terminan, baja la claridad, y/o reaparecen en otra parte. Lo más recomendable es comenzar la interpretación ignorando las zonas de reflexiones caóticas y concentrándose en las áreas de mejores datos. Las zonas caóticas y las zonas con datos pobres se pueden interpretar después con la ayuda del modelo derivado de los datos de buena calidad.

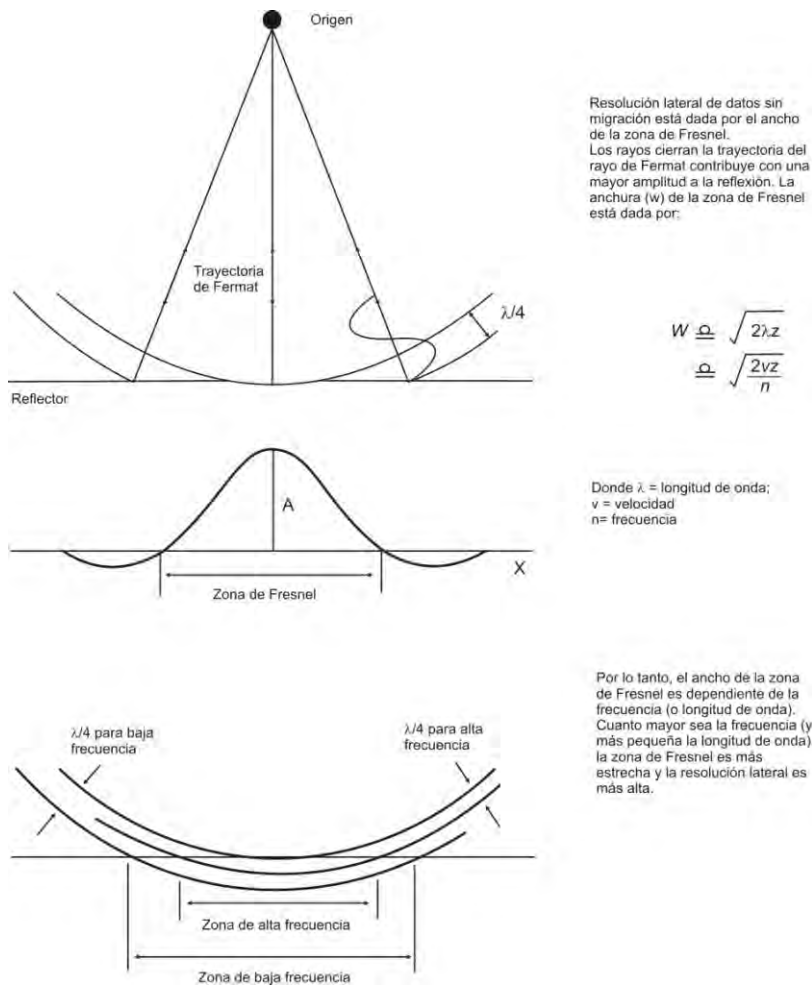


Figura 4.2 Esquema que muestra la Zona de Fresnel y las limitaciones en la resolución sísmica lateral (Tomado de Emery y Myers, 1996).

Donde las reflexiones terminan de manera constante definen una línea en la sección (y una superficie en tres dimensiones); esto se conoce como una superficie sísmica.

El siguiente paso es utilizar las flechas rojas para identificar y resaltar las superficies sísmicas en la línea. El número de superficies varían dependiendo de la complejidad estratigráfica, pero en general se pueden reconocer varias superficies sísmicas importantes de terminación constante de reflexión, y otros más de menor importancia.

Una vez que todas las superficies sísmicas han sido seleccionadas, es necesario llevar a cabo un ejercicio similar en cada una de las líneas en el conjunto de datos sísmicos, para comparar las interpretaciones en áreas próximas (se debe garantizar que la interpretación es coherente donde las líneas se cruzan), esto es útil para generar una malla tridimensional en las superficies. Algunas de las superficies sísmicas definidas serán importantes en superficies regionales, otras serán más locales y pueden ser menos importantes (Emery y Myers, 1996).

4.2.2. Clasificación de Terminaciones de Reflexión.

Las terminaciones de reflexión son caracterizadas en una sección sísmica (dos dimensiones), por la relación geométrica entre la reflexión y la superficie sísmica contra las cuales termina. Mitchum (1977a), introdujo los términos “truncamiento, baselap, toplap, onlap y downlap” para describir los estilos de terminación de reflexión (Figura 4.3); estos conceptos se utilizan en inglés ya que no existe una traducción que sea aceptable en la comunidad de geociencias. La mayoría de los límites de secuencias se basan puramente en la geometría, pero otros implican alguna interpretación como ocurre con la terminación de la reflexión cuando se tiene un límite depositacional original. En la Figura 4.3 se indican en un esquema los límites más comunes de las configuraciones que corresponden a límites de secuencias.

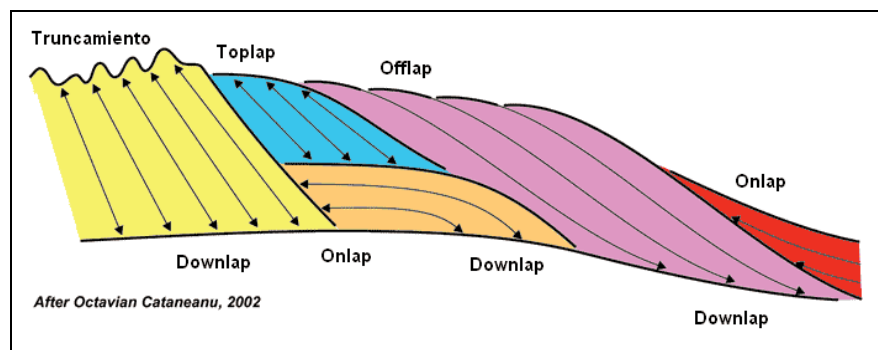


Figura 4.3 Tipos de terminación de reflexión de las unidades estratigráficas, tanto de su base como de su cima. (Tomado de Cataneanu, 2002).

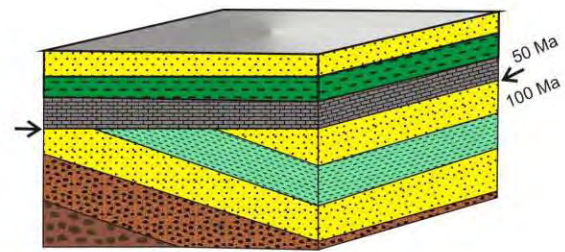
Los límites son definidos en una línea sísmica identificando la terminación de los reflectores sísmicos en las superficies de discontinuidad. A continuación se describen las principales características de los límites de secuencias descritos por Mitchum:

Toplap es la terminación de las reflexiones inclinadas (clinoformas) contra una superficie con un ángulo inferior que la cubre, donde se interpreta que representan el límite depositacional proximal (Figura 4.4). En estratos marinos marginales, este tipo de límite representa un cambio en la depositación del talud por el desvío o erosión no marino o marino somero, donde la superficie del Toplap es una discordancia. Una superficie de Toplap aparente puede ocurrir cuando las clinoformas ascienden en los topsets que son demasiado delgados para interpretarlo con sísmica. En un ambiente marino profundo, una superficie de Toplap aparente es mucho más probable que aparezca que una superficie de erosión marina; en este caso la superficie es localizada y raramente es plana en un área grande (Emery y Myers, 1996).

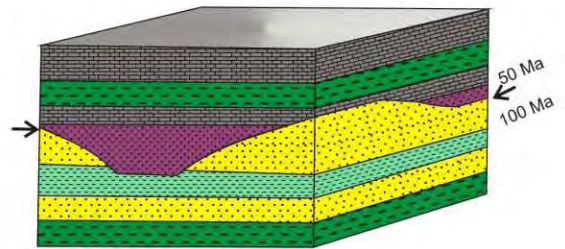


Figura 4.4 Imagen que muestra el límite superior de una secuencia y que corresponde con un Toplap (<http://strata.geol.sc.edu/>).

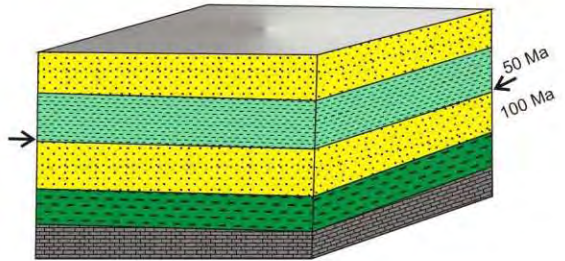
El **truncamiento** erosional es la terminación de los estratos contra una superficie de erosión superior. El Toplap puede convertirse en un truncamiento erosional, pero el truncamiento es más extremo que el Toplap, e implica tanto el desarrollo del relieve erosional o el desarrollo de una discordancia angular. La superficie de erosión puede ser marina, como en la base de un cañón, el canal o la superficie erosiva principal, o una superficie de erosión no marina; por lo que es posible se desarrolle un límite de secuencia, por lo que se pueden tener cuatro tipos de discontinuidades estratigráficas, que den como resultado este tipo de límite de secuencia y que corresponde con una discordancia angular, una disconformidad, una paraconformidad o una inconformidad (Figura 4.5).



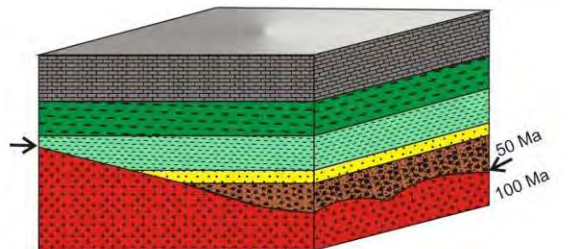
Discordancia Angular



Disconformidad



Paraconformidad



Discordancia Basal

Discordancias (Tomada de Boggs,2001)









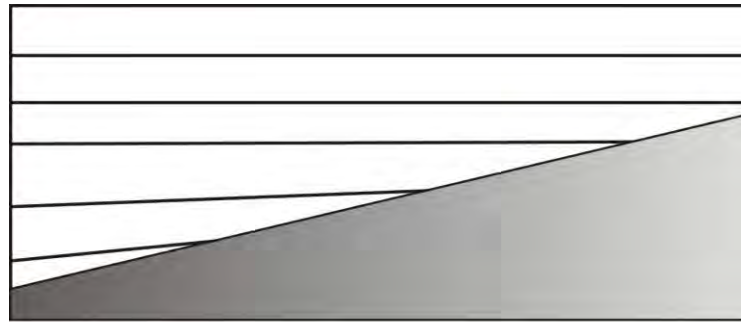
	Arenisca		Arenisca con Grava
	Arcilla		Conglomerado
	Caliza		Sal
	Limolita		Basamento

Figura 4.5 Representación esquemática de los cuatro tipos de discontinuidades estratigráficas: Angular, Disconformidad, Paraconformidad y Discordancia basal que pueden corresponder con truncamiento erosional. (Tomado de Boggs, 2001).

El **onlap** se reconoce en datos sísmicos por la terminación de las reflexiones de bajo ángulo contra una superficie sísmica más pronunciada (Figura 4.6). Se reconocen dos tipos de onlap; marinos y costeros. El onlap marino es un onlap de estratos marinos, lo que representa un cambio en la depositación marina a depósitos no marinos o condensados, y los resultados del relleno parcial del espacio por los sedimentos marinos. Los patrones de onlap marino no pueden ser utilizados para determinar los cambios en el nivel relativo del mar, porque el nivel del onlap marino no está relacionado directamente con el nivel relativo del mar.



Onlap

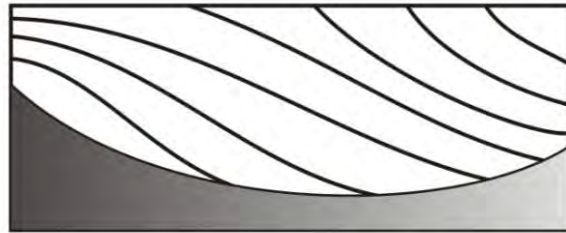
Figura 4.6 Representación esquemática de un onlap típico (Tomado de Mitchum, 1977).

El onlap marino refleja un cambio en las facies marinas con importantes ritmos de depositación pelágica de baja energía que la cubre. Los pozos perforados más allá del límite marino del onlap de una unidad de roca encontrarán una unidad condensada o hiato de tiempo equivalente. La superficie sísmica de onlap marino representa un hiato marino o un intervalo condensado.

El onlap costero es un onlap de estratos no marinos, de aguas someras, o marino marginal y representa un cambio de una zona de depositación al margen de la cuenca (subaérea o plataforma) erosión y no depósito. El onlap costero generalmente se infiere de los datos sísmicos como el onlap hacia el continente de las reflexiones de topset, donde se supone o se demostró que representan los depósitos litorales, aguas someras o no marinas. Estos depósitos del topset se supone que se han acumulado cerca del nivel del mar y los patrones de onlap costero con respecto a la superficie de onlap indican cambios en el nivel relativo del mar. Una progresión hacia el continente en el onlap costero resulta del aumento del nivel relativo del mar, mientras que un desplazamiento hacia abajo o hacia la cuenca es resultado del onlap costero de un descenso en el nivel relativo del mar.

El onlap costero no ocurre necesariamente en la costa y el onlap costero en dirección al continente progresivo puede acompañar la regresión o la transgresión dependiendo de la fuente del sedimento. Los pozos que se perforan en dirección al continente representan el límite costero del onlap de una unidad de la roca que no presenta una sucesión tiempo-equivalente, sino pueden representar una incompatibilidad, un paleosuelo, o un horizonte de karst.

El **downlap** comúnmente se ve en la base de las clinoforras progradantes, por lo general representa la progradación de un talud del margen de la cuenca del sistema en aguas profundas (ya sea el mar o un lago). El downlap por lo tanto, representa un cambio en la depositación del talud marino (o lacustre) o la condensación marina (o lacustre) o de no depósito. La superficie de downlap representa una unidad condensada marina (Figura 4.7). Es muy difícil generar el downlap en un ambiente subaéreo, sin embargo, puede ser fácil confundir el downlap depositacional verdadero y un onlap original rotado por tectonismo posterior.



Downlap

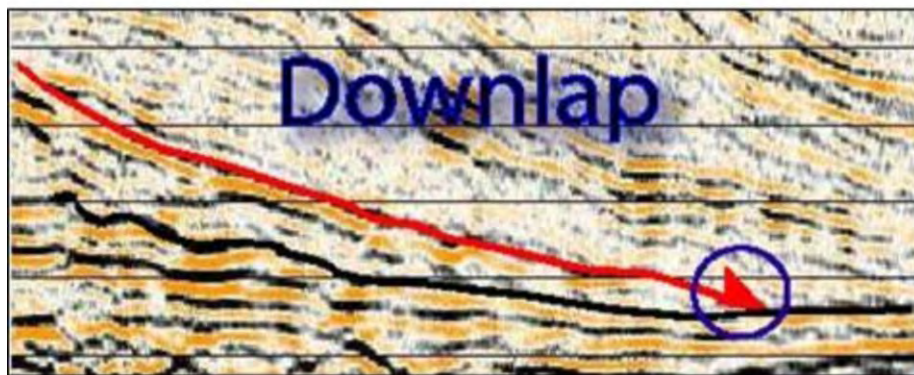


Figura 4.7 Representación esquemática de un downlap (Mitchum, 1977).

Nota: Si el onlap no puede ser distinguido de un downlap debido a la deformación de la subsecuencia, se utiliza el término de baselap.

El **baselap** puede consistir en un downlap, si la inclinación de la superficie es menor que la inclinación de los estratos suprayacentes, o un onlap, donde la inclinación de la superficie es mayor (Figura 4.8).

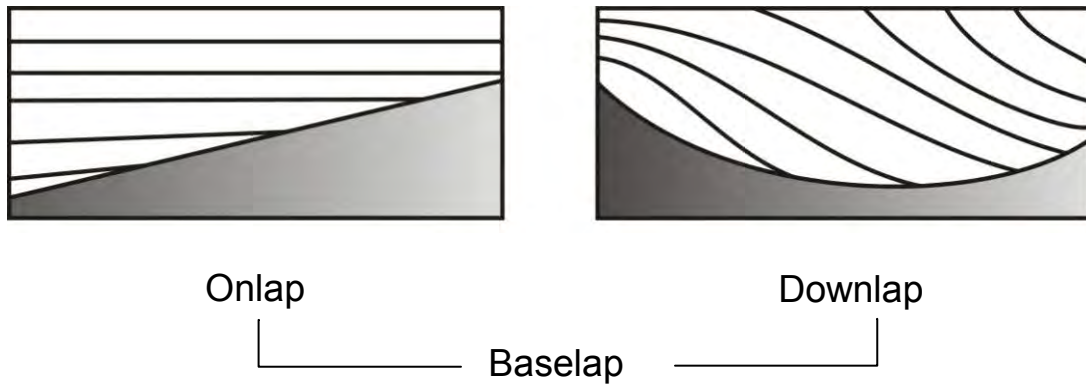


Figura 4.8 Representación esquemática de un Baselap (tomado de Mitchum, 1977).

El procedimiento recomendado por Emery y Myers para realizar el análisis de la secuencia sísmica incluye los siguientes parámetros fundamentales:

1. Identificación de las discontinuidades en el área de interés. Las discontinuidades se reconocen como superficies sobre las cuales los reflectores convergen.
2. Marcar estas terminaciones con las flechas.
3. Dibujar la superficie de discontinuidad entre las reflexiones de onlapping y de downlapping en la parte superior; posteriormente identificar las reflexiones que muestren truncamiento y toplapping en la parte inferior.
4. Se debe interpretar y extender la superficie de discontinuidad sobre la sección completa. Si el límite llega a una concordancia, trazar su posición a través de la sección visualmente correlacionando las reflexiones.
5. Identificar las discontinuidades en todas las secciones sísmicas restantes para la cuenca.
6. Corroborar que la interpretación se empalme correctamente entre todas las líneas.
7. Identificar y describir el tipo de discontinuidad:
 - a) Definir que límite de secuencia se tiene: se caracteriza por onlap regionales en la parte superior y truncamiento en la parte inferior.
 - b) Identificar si existen superficies de Downlap: se caracterizan por downlap regionales.

4.2.3. Facies Sísmicas y Análisis de Atributos.

Una vez que los reflectores sísmicos se han dividido en segmentos que se pueden asociar a los paquetes de sedimentación, se puede realizar la interpretación de la estratigrafía secuencial. Esto generalmente se hace a través del mapeo de facies sísmicas, descrito por Sangree y Widmier (1977), como la interpretación de facies sedimentarias de los datos de reflexión sísmica. Esto implica la delimitación y la interpretación de los datos de reflexión, así como la delimitación y la interpretación de la geometría, la continuidad, la amplitud, la frecuencia y la velocidad del intervalo; también se debe evaluar la forma externa y las asociaciones tridimensionales de los grupos de reflectores sísmicos. Cada uno de estos parámetros de reflexión sísmica contiene información de importancia estratigráfica.

Uno de los atributos más fáciles de identificar y definir, es la geometría de las reflexiones (Figura 4.9). Las unidades del margen de la cuenca progradante se ven comúnmente en los datos sísmicos que consisten en topsets y clinofomas.

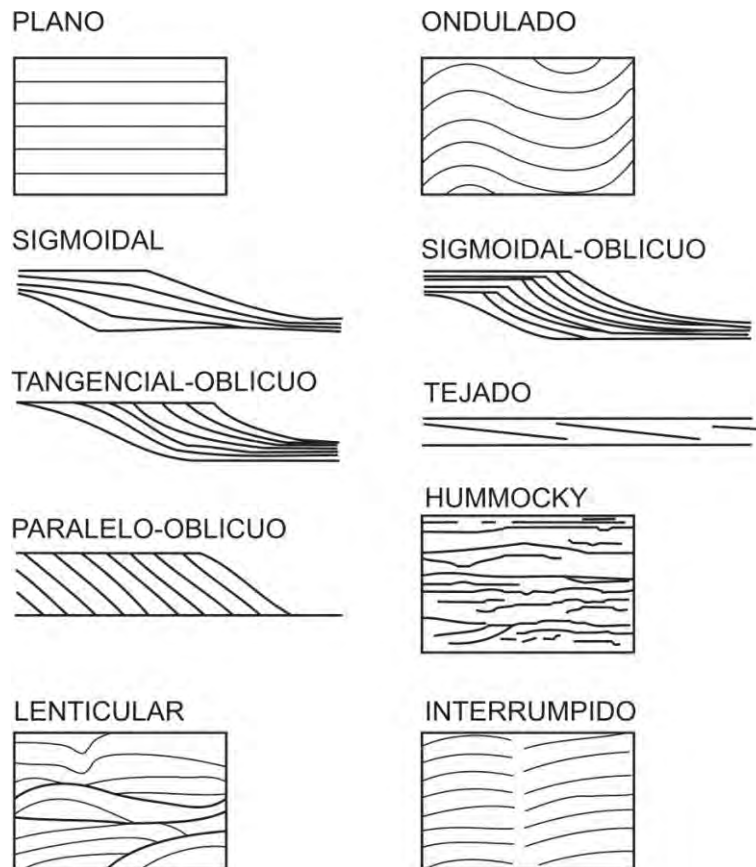


Figura 4.9 Esquema que muestra los tipos de geometría de las reflexiones que se pueden identificar en una sección sísmica a partir de los perfiles de las clinofomas (Tomado de Mitchum, 1977).

Otras unidades sedimentarias, tales como los lóbulos de abanicos submarinos, pueden en algunos casos tener una forma similar, con reflexiones relativamente planas, con la característica de ser cada vez más pronunciada en dirección hacia la cuenca. La clave para el reconocimiento de un verdadero paquete de topset clinoforma es reconocer un periodo de offlap donde las reflexiones del topset sean concordantes y paralelas.

Ramasayer (1979), presenta una metodología rigurosa para interpretar y describir a las facies sísmicas de dos dimensiones, conocido como la “técnica del A, B, C”. Las tres características más importantes de cada paquete sísmico se registran, dándole códigos de letras y mapeando (Tabla 4.1). Se trata de reconocer cual es la naturaleza de las terminaciones de las reflexiones contra el límite superior, contra el límite inferior y como es la configuración interna de las reflexiones.

Tabla 4.1 Nomenclatura que se utiliza para la clasificación de las facies sísmicas (Tomado de Ramasayer, 1979).

Sistema de Códigos A, B,C	
Límite Superior (A)	Configuración Interna (C)
Te, Truncamiento Erosional	P, Paralela
Top, Toplap	D, Divergente
C, Concordancia	C, Caótico
	W, Ondulado
Límite Inferior (B)	DM, Amontonamiento Divergente
On, Onlap	M, Amontonamiento
Dwn, Downlap	Ob, Progradación Oblicua
C, Concordancia	Sig, Progradación Sigmoidal
	Rf, Libre de Reflexión
	Sh, Imbricación

Estos códigos pueden ser marcados en un mapa y las distribuciones de las diferentes facies sísmicas se pueden construir utilizando la red sísmica completa. Con la calibración de datos de pozos, a menudo es posible hacer un mapa de facies sedimentarias tomando como base a las facies sísmicas.

No existe un vínculo claro entre las facies sísmicas y los sistemas de depositación, con la probable excepción de la relación entre las clinofomas y los sistemas de talud. Sangree y Widmier (1977), describen a las facies sísmicas con su interpretación geológica, resaltando que cuando no hay control con un pozo, este vínculo es débil. Las reflexiones de planos de echado continuas pueden, por ejemplo, reflejar la presencia de capas de arcillas marinas formadas en ambientes profundos; los topsets pueden corresponder con planos costeros, planos aluviales, o facies lacustres. Un mapa de facies sísmicas puede ser utilizado para construir uno o más modelos geológicos tentativos, los cuales deben ser probados posteriormente y calibrados con pozos que penetraron el intervalo estudiado. Sin un control de pozos, un mapa de facies sísmicas generales está abierto a varias interpretaciones geológicas posibles.

4.2.4. Reconocimiento de Superficies Estratigráficas.

La clave para interpretar como se formaron las superficies que dividen a las secuencias estratigráficas, es conocer cuáles son los componentes de los sistemas de depósito, como son los límites de secuencia, si se tienen superficies transgresivas, superficies de máxima inundación y superficies marinas de onlap o downlap entre los abanicos del lowstand y la cuña de lowstand. La mayoría de estos pueden ser reconocidos como superficies sísmicas, las cuales se muestran de manera esquemática en la Figura 4.10.

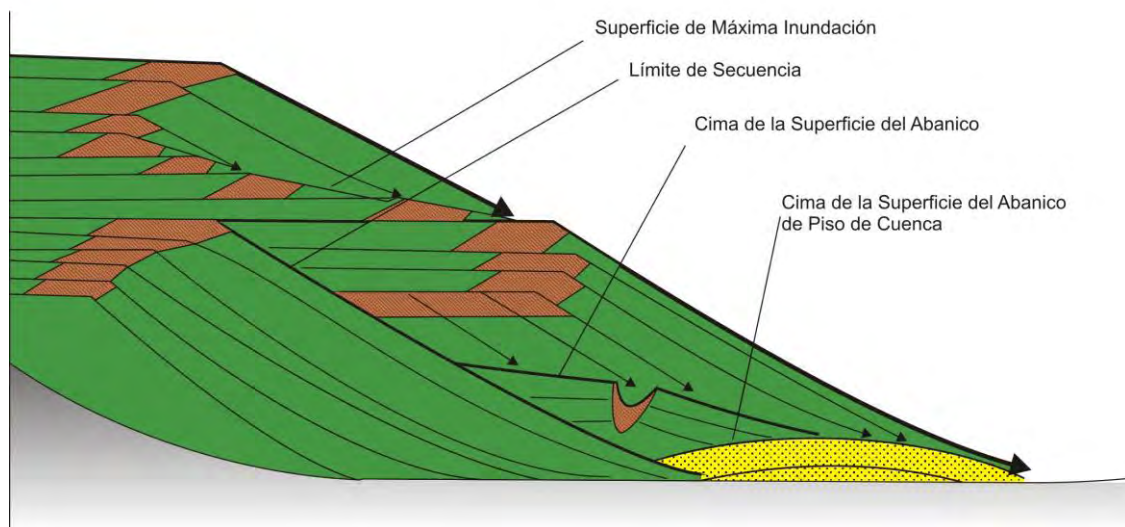


Figura 4.10 Posibles superficies sísmicas dentro de una secuencia estratigráfica (Tomado de Emery y Myers, 1996).

Un límite de secuencia se puede reconocer en los datos sísmicos de dos maneras: a) a partir del desarrollo de una superficie de truncamiento de alto relieve, particularmente uno que erosiona los topsets de las unidades más antiguas, y b) por un desplazamiento hacia abajo del onlap costeros a través del límite de secuencias.

El onlap costero es el onlap proximal a las reflexiones del topset, se cree que estos se forman en o cerca del nivel del mar y sin duda con influencia de procesos marinos poco profundos; un cambio hacia abajo (por lo tanto hacia la cuenca) en el onlap costero implica una caída en el nivel relativo del mar, que se puede interpretar que han estado acompañados por la exposición subaérea y a la erosión en el área del topset. Cuando el onlap costero cae por debajo del rompimiento del offlap anterior, las reflexiones del topset traslapan en una antigua cliniforma, y el límite de secuencias es una secuencia de tipo 1 que se ubica en los topsets, que puede mostrar un “backstepping” y un truncamiento aparente, sin embargo, se debe tomar en cuenta que no todas las superficies de downlap son superficies de máxima inundación. Una superficie importante de downlap generalmente se puede mapear tomando como base de las cliniformas de la cuña progradante del lowstand, esta generalmente es la cima de la superficie del abanico del lowstand (como la cuña del lowstand a menudo se traslapa sobre el abanico), la diferencia es que la facies por debajo de esta superficie de downlap son depósitos de la cuenca, no de topsets. En algunos casos es posible correlacionar la superficie de downlap hacia el continente cuando se pasa lateralmente a un límite de secuencias (en este caso es la superficie de la cima del abanico del lowstand) o en un ensamble del topset (en cuyo caso es la superficie de máxima inundación).

En un entorno asociado a ambiente de cuenca, los paquetes de reflexiones están limitados por superficies de onlap marinos. Lo ideal es que estas superficies pueden correlacionarse con las secuencias acumuladas hacia el continente o hacia la cuenca en un entorno en el que se presenta una de las cuatro superficies anteriores. Esto no siempre será posible, particularmente, en una condición retrogradacional, donde en general el talud más viejo forma zonas de desviación. En un ambiente distal dentro de la cuenca, donde la única depositación consiste de abanicos de lowstand, la superficie de onlap marino entre los abanicos representará intervalos condensados equivalentes en tiempo a la cuña de los sistemas de depósito del lowstand, highstand y transgresivas; contendrá además las conformidades correlativas a las cuatro superficies mencionadas.

4.3. Reconocimiento de Sistemas de Depósito utilizando datos Sísmicos.

Los sistemas de depósito pueden ser identificados por la naturaleza de sus límites y por el patrón de apilamiento de su estratigrafía interna; este principio se aplica a su reconocimiento a partir de datos sísmicos. Si la naturaleza de los límites ha sido interpretada, entonces es posible identificar el sistema de depósito.

4.3.1. Reconocimiento de los Sistemas de Depósito del Lowstand.

Un sistema de depósito de lowstand está limitado por debajo por un límite de secuencias y arriba por una superficie transgresiva. La Figura 4.11 muestra un sistema de depósito de lowstand, donde el límite inferior se identifica como un límite de secuencias para el onlap costero de tres reflexiones de topset contra una clinoforma anterior (un desplazamiento hacia abajo en el onlap costero de alrededor de 100 m). La naturaleza de la superficie de la cima no puede determinarse a partir de la Figura. 4.11, porque no se puede ver el límite oriental del sistema de depósito. Sin embargo, otros datos en el área confirman que se trata de una cuña progradante del lowstand.

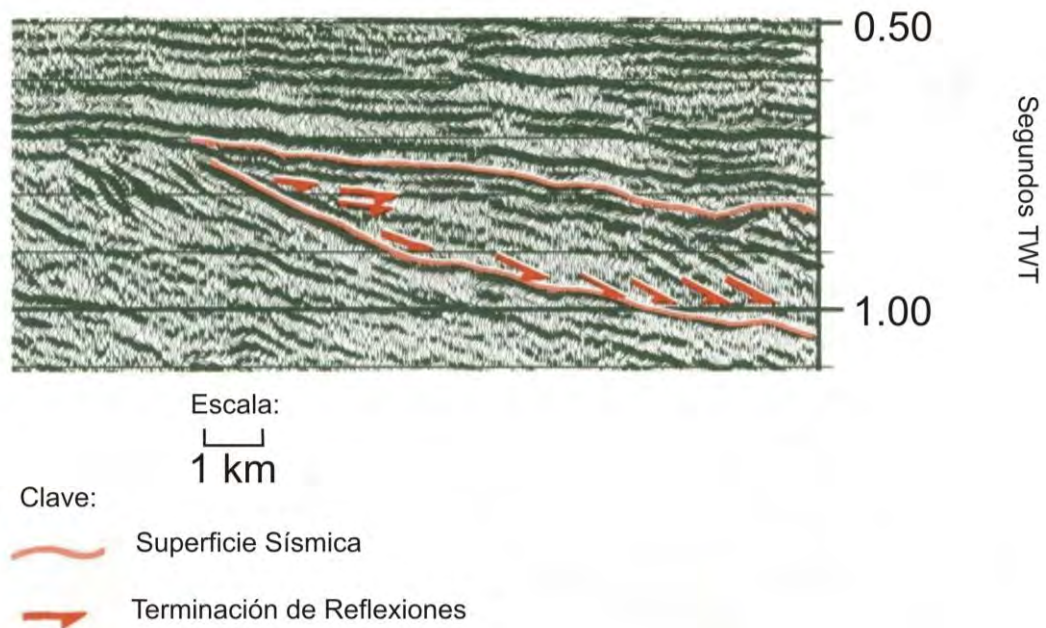


Figura 4.11 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito de lowstand en donde se identifica una cuña progradante de lowstand. El límite de secuencia subyacente es reconocido por un desplazamiento hacia abajo en el onlap costero. Secuencias del Eoceno Tardío, del Mar del Norte central (Tomado de Emery y Myers, 1996).

La Figura 4.12 muestra una sección sísmica en un sistema de depósito de lowstand en la misma zona, pero más profundo en la sucesión estratigráfica. Se reconoce como un sistema de depósito de lowstand, porque está en la base de un límite de secuencias; se interpreta un descenso en el nivel del toplap dada la presencia de cliniformas en el sistema de depósito. También está cubierta por una superficie transgresiva (una transición a una unidad de topset retrogradacional, que se muestra con más detalle en la Figura. 4.13), y contiene una unidad de abanico de cuenca, reconocida como una unidad con montículos de una conexión de reflexiones más bajas y más distales, que las cliniformas. Los detalles de la relación entre las reflexiones de las cliniformas y las reflexiones de la cuenca no están claros, pero una posible interpretación tiene el downlapping de la cliniforma sobre una superficie de abanicos de la cima (Figura 4.12). Este sistema de depósito de lowstand, puede ser dividido en dos partes, un abanico de lowstand y una cuña de lowstand más joven.

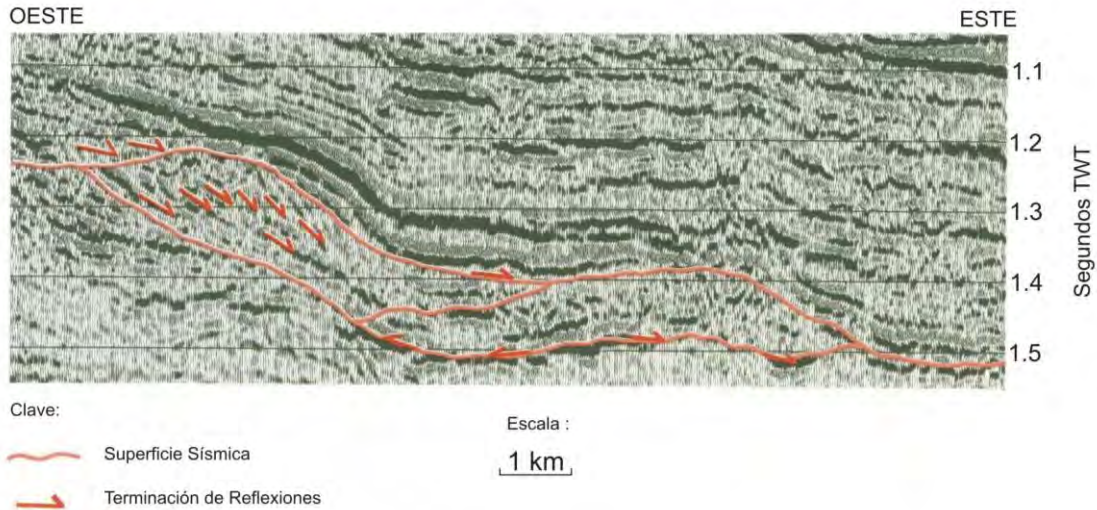


Figura 4.12 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito de lowstand, en donde la cuña de lowstand puede ser vista como una unidad de cliniforma, con un nivel de Toplap significativamente por debajo de la anterior ruptura del offlap del highstand. Una unidad de abanico del lowstand es visto como una unidad de montículos con downlap en dos direcciones. Secuencias del Eoceno Temprano, del Mar del Norte central (Tomado de Emery y Myers, 1996).

4.3.2. Reconocimiento de los Sistemas de Depósito Transgresivos.

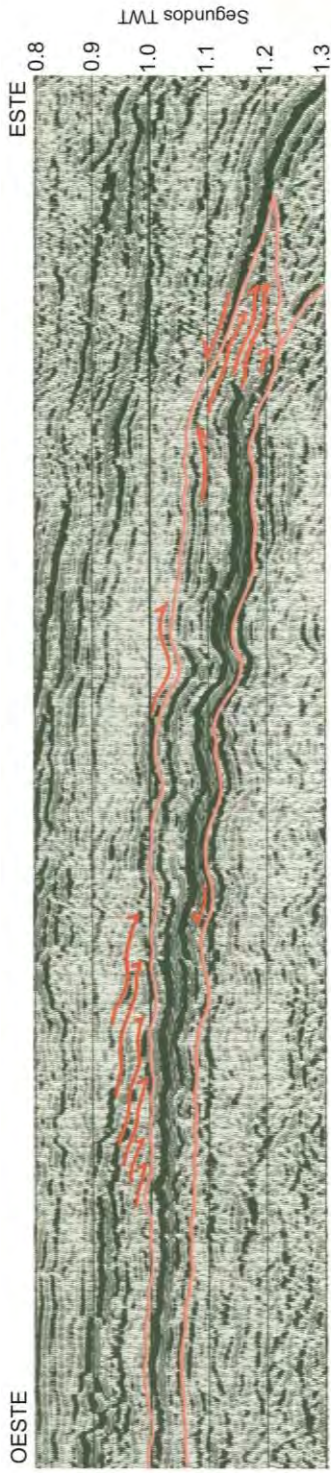
Los sistemas de depósito transgresivos están limitados por debajo por una superficie transgresiva y en la cima por una superficie de máxima inundación; consisten en un conjunto de parasecuencias retrogradacionales en la cima.

Los sistemas de depósito transgresivos son a menudo muy delgados y puede componerse en no más de una reflexión. La Figura 4.13 muestra un sistema de depósito transgresivo desde el Eoceno Temprano del Mar del Norte central. Se reconoce como un sistema de depósito transgresivo, ya que en su base se marca la transición de un intervalo subyacente de clinofomas principalmente, a un interno en su mayoría o totalidad de topsets; también muestra claramente geometrías retrogradacionales internas. Dos reflexiones de gran amplitud se observan en el sistema de depósito, la superior (más joven) de la cual se desplaza hacia la tierra con respecto a la anterior; estas reflexiones vienen de dos intervalos retrogradacionales de carbón.

El sistema de depósito transgresivo está cubierto por una superficie de máxima inundación, reconocida por el downlap de clinofomas suprayacentes; una capa de carbón cubre a estas clinofomas, marcando la transgresión siguiente. Ningún truncamiento aparente se puede ver debajo de la superficie de máxima inundación, excepto quizás en el extremo final derecho del sistema de depósito (Figura 4.13).

4.3.3. Reconocimiento de los Sistemas de Depósito del Highstand.

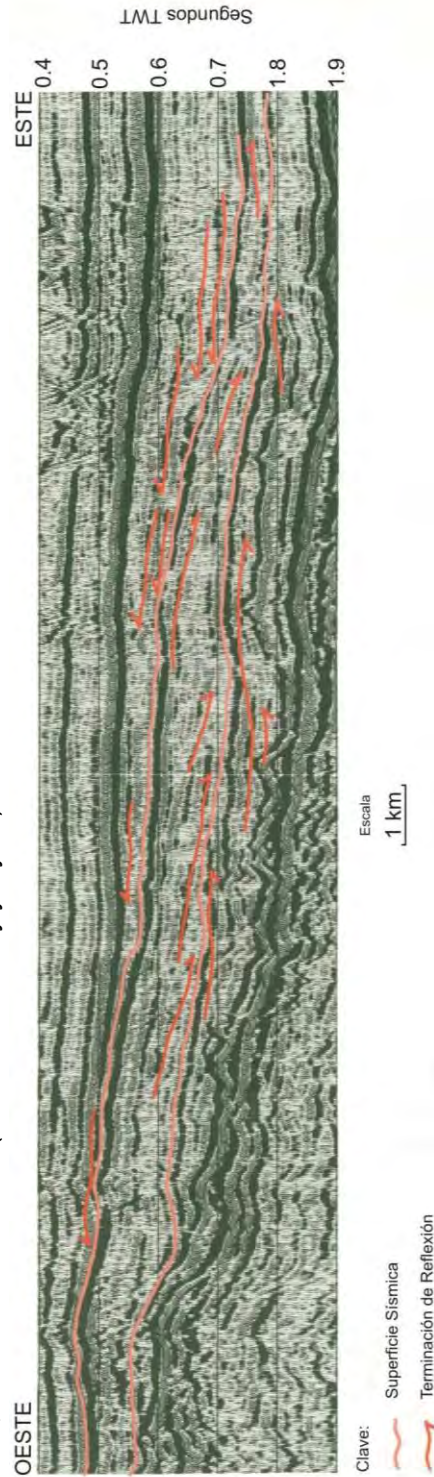
El sistema de depósito del Highstand es limitado por debajo por una superficie de máxima inundación y por encima por un límite de secuencias y exhiben geometrías progradacionales. La Figura 4.14 ilustra un sistema de depósito de highstand desde el Eoceno Temprano del Mar del Norte central. Se compone de topsets progradantes y de clinofomas, representando progradaciones; se ubica sobre una superficie de máxima inundación. Las clinofomas se encuentran dentro de los sistemas de depósito de los topsets que downlapan sobre el sistema de depósito que lo subyace. El truncamiento aparente se puede ver debajo de esta superficie y en sistema de depósito que subyace el relieve del relleno erosional en un límite de secuencias anterior; el sistema de depósito también subyace un límite de secuencia. El piso del echado del topsets en el sistemas de depósito subsecuente traslapan en la clinofoma del highstand anterior (que representan un desplazamiento hacia abajo alrededor de 100 m). La naturaleza de los dos límites y la arquitectura progradacional confirma esto como un sistema de depósito de highstand.



Clave: Superficie Sísmica
Terminación de Reflexión

Escala 1 km

Figura 4.13 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito de highstand. Este sistema de depósito downlap en una unidad retrogradacional subyacente (la truncación aparente puede ser observado por debajo de la superficie de downlap), que está cubierta por un límite de secuencia. Pertenece a una secuencia del Eoceno Temprano, Outer Moray Firth, Mar del Norte Central (Tomado de Emery y Myers).



Clave: Superficie Sísmica
Terminación de Reflexión

Escala 1 km

Figura 4.14 Sección sísmica que muestra un sistema de depósito transgresivo. Este sistema contiene dos reflexiones retrogradacionales prominentes con grandes amplitudes, causadas por dos capas de carbón. El sistema de depósito está cubierto por una superficie de downlap a una unidad de clinoformas suprayacentes. Secuencia del Eoceno Temprano, del Mar del Norte central (Tomado de Emery y Myers, 1996).

4.4. Dificultades en la Interpretación.

En muchos casos se tienen muchas dificultades y ambigüedades inherentes en la interpretación de la estratigrafía sísmica (Emery y Myers, 1996). Las más importantes se resumen a continuación:

1. Los datos sísmicos tienen una resolución relativamente gruesa y las relaciones de los estratos en sucesiones delgadas pueden ser imposibles de reconocer.
2. No todos los sistemas de depósito estarán presentes en cada sección sísmica. En cualquier sección puede faltar una parte o el total del sistema de abanicos de lowstand. Esto se ilustra en la figura. 4.15, donde un abanico de lowstand se muestra desarrollado en la desembocadura de un cañón de incisión en un talud de highstand. En la sección sísmica, a lo largo de la línea A – A' no se encuentra ni el valle de incisión ni el abanico del lowstand.
3. Un error común es asumir que todas las superficies sísmicas que han sido identificadas con terminaciones de reflexión deben ser considerados como límites de secuencia en sentido estricto (Van Wagoner, 1988).
4. La clave del éxito para realizar estratigrafía sísmica con buenos resultados es el reconocimiento de la importancia de los onlap costeros y la capacidad de reconocerlos en los datos sísmicos. Sin embargo, es fácil confundir los onlap marinos y los costeros. Aunque el onlap costero se limita a las reflexiones de topset, no siempre es fácil determinar cuáles son las reflexiones verdaderamente de topsets. Los topsets se pueden identificar con confianza sólo cuando son paralelos y se encuentran hacia el continente en un rompimiento de offlap.
5. La incisión fluvial y los cañones marinos se pueden confundir fácilmente. La incisión fluvial es un indicador de un límite de secuencias, el corte de un cañón no es necesariamente así.
6. En una sucesión de clinofomas con los estratos inferiores, es fácil equivocarse en la identificación de la superficie de downlap. Muchas de las clinofomas terminarán en contra de los estratos inferiores anteriores y la verdadera superficie de downlap está en las terminaciones de los estratos inferiores.

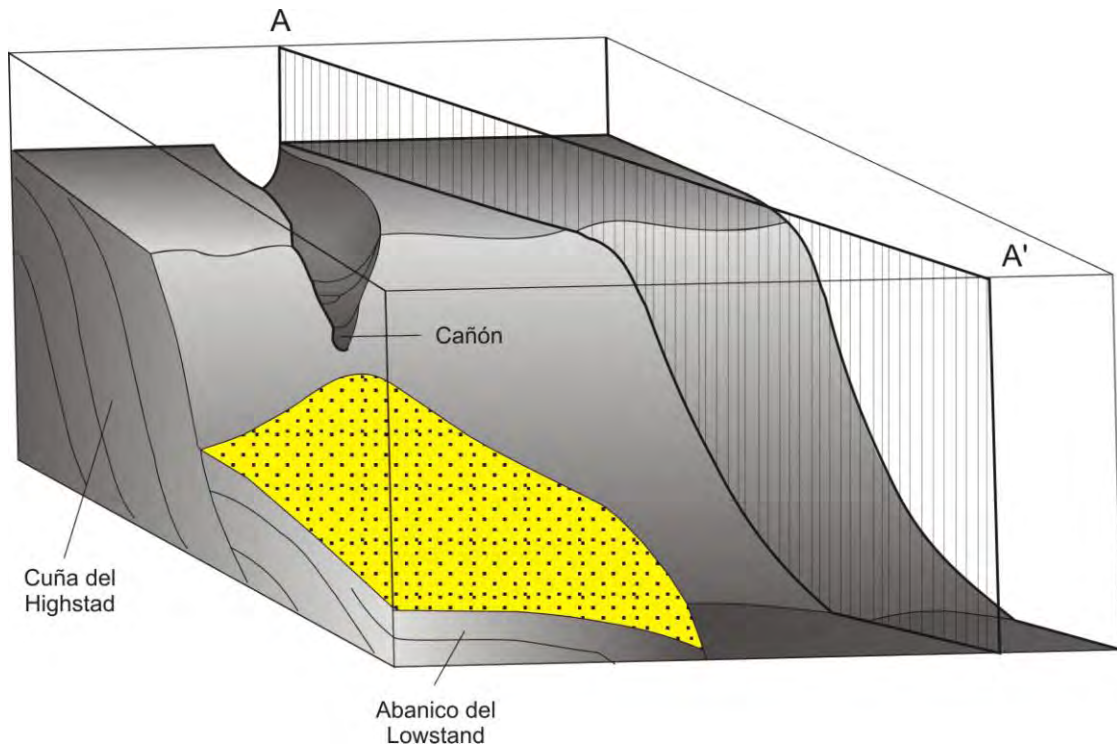


Figura 4.15 Esquema que muestra como no en todas las líneas sísmicas se encuentran todos los sistemas de depósito; en la línea sísmica A – A' falta el valle de incisión y el abanico de lowstand (Tomado de Emery y Myers, 1996).

5. Afloramientos y datos de Pozos.

5.1. Introducción y Perspectiva Histórica.

La estratigrafía de secuencias que se documenta con afloramientos, núcleos y datos de registros geofísicos, se desarrolló a principios de los 80's del siglo pasado, con el apoyo de técnicas de estratigrafía sísmica y con los datos de los diferentes tipos de rocas sedimentarias; estas técnicas han evolucionado considerablemente durante las últimas décadas. En primer lugar, la Sociedad de Paleontólogos y Mineralogistas Económicos (SEPM) en la Publicación Especial 42 (Wilgus, 1988), presenta una serie de documentos en la que los trabajadores de Exxon establecieron una serie de definiciones clave de estratigrafía de secuencias y sus correspondientes modelos conceptuales relacionados. Las definiciones y modelos en conjunto, proporcionan un marco que vincula los modelos de la estratigrafía sísmica a escala de la cuenca y modelos más detallados sobre facies sedimentarias. La segunda publicación en importancia, la realizó Van Wagoner (1990), quien trata específicamente con la estratigrafía de secuencias de alta resolución utilizando afloramientos, núcleos y datos de registros geofísicos de pozos. Con la ayuda de lo que se ha publicado y estudiado en afloramientos, núcleos y de registros geofísicos, la estratigrafía de secuencias ha llegado a la comunidad geocientífica por lo que se ha tenido un gran progreso en los últimos años. Sin embargo, al mismo tiempo una serie de puntos de vista, a veces contradictorios, ha surgido, sin embargo se han realizado trabajos que han permitido avanzar con el conocimiento.

5.2. Resolución de datos de Pozos.

No todas las técnicas pueden utilizar la misma escala para obtener la misma resolución de la información estratigráfica. La Figura 4.1 (ubicada en el capítulo anterior) muestra un registro de rayos gamma y el registro litológico simplificado a través de la sección del Campo Beatrice en el Mar del Norte, donde se pueden comparar una ondícula sísmica. Los registros pueden resolver detalles que presentan las capas que la sísmica no puede resolver y así permitir un análisis estratigráfico más detallado, sin embargo, el registro de rayos gamma y otras herramientas de registros eléctricos no tienen una resolución perfecta, por lo que no se puede "ver" más allá de las proximidades del pozo. Por otra parte, las propiedades de conversión del registro a litología no siempre proporcionan una única respuesta geológica, y siempre que sea posible, los registros deben ser calibrados con los datos de núcleos. Los datos de núcleos de pozos es un buen material para realizar el análisis de la estratigrafía de secuencias, pero rara vez se adquieren en cantidad significativa. Normalmente el núcleo se corta en las unidades más porosas en intervalos que contienen hidrocarburos.

Es importante considerar que los registros y los datos de núcleos y de los pozos también proporcionan información bioestratigráfica, sedimentológica y estructural (Emery y Myers, 1996).

5.3. Estratigrafía de Secuencias de Afloramientos y Núcleos.

5.3.1. Parasecuencias en Afloramientos y Núcleos.

Las parasecuencias se definen como sucesiones de capas y grupos de capas limitados por discordancias y sus correlativas superficies. En la actualidad, las parasecuencias se pueden reconocer con seguridad sólo en las sucesiones marinas someras y costeras; son mucho más difíciles de identificar en la plataforma, en el talud, en la cuenca y en ambientes no marinos.

La naturaleza precisa de la geología de las parasecuencias depende de las asociaciones de facies, siendo la más común la de grano grueso creciente (Fotografía 5.1), ampliamente reconocidos en parasecuencias de configuración marina. Aquí, el contenido de arcilla disminuye hacia la parte superior, pero el contenido de arena y el espesor de la capa pueden aumentar hacia la parte superior. Las superficies marinas de inundación pueden ser reconocidas por profundizaciones abruptas. Los principales rasgos que caracterizan a los afloramientos y a la expresión de núcleos en los límites de parasecuencias (Emery y Myers, 1996) pueden tener las siguientes características:

1. El carbonato marino, fosfato o glauconita pueden estar presentes, lo que indica que los ritmos de sedimentación de clásticos son bajos.
2. Los depósitos residuales que puede registrar la transgresión de la plataforma litoral son comunes, pero generalmente son delgados (<10 cm de espesor) y contienen solo sedimentos retrabajados en la base.
3. Las superficies de inundación se presentan en muchos casos en las areniscas marinas amalgamadas que a veces pueden ser trazadas como zonas preferenciales de sedimentación marina.
4. Si la exposición del afloramiento es bastante buena o los núcleos están espaciados suficientemente, los límites de la parasecuencia se pueden reconocer como superficies esencialmente planas, con solamente algunos centímetros (pero raramente llega a un metro o a dos) de sedimento erosionado en el límite.



Fotografía 5.1 Engrosamiento de una parasecuencia hacia arriba en un afloramiento de la Formación Panther Tongue del Cretácico, de la región central de Estados Unidos de América (Tomado de Emery y Myers, 1996).

5.3.2. Patrones de Parasecuencias de Apilamiento y Sistemas de Depósito.

Es posible encontrar tres patrones de parasecuencias progradacionales, en la que la facies en la parte superior de cada parasecuencia se hacen cada vez más proximales y agradacionales; las facies en la cima de cada parasecuencia es esencialmente el mismo. Son retrogradacionales, donde las facies se vuelven progresivamente más distales. Estos patrones de apilamiento pueden ser reconocidos tanto en el afloramiento como en los núcleos. La posición de las parasecuencias con respecto a una gran superficie estratigráfica puede ayudar a limitar el sistema de depósito, condición que está relacionada con la arquitectura de la parasecuencia (Emery y Myers, 1996).

En la Figura 5.1 se muestra esquemáticamente una parasecuencia correspondiente a la Formación Viking, Alberta, Canadá, en el núcleo cortado por un pozo se identificaron dos parasecuencias completas, que se depositaron en un ambiente mixto que se caracteriza por tener capas de arena de marea. En su base, el núcleo tiene terrígenos que presentaron una fuerte bioturbación, son areniscas de grano fino, con rizaduras y laminación cruzada; hacia arriba se tiene una disminución abrupta en el contenido de areniscas que marca la primera superficie de inundación, que también es bioturbada y contiene granos de arena de grano medio dispersos. De manera ascendente, hay un incremento

constante en el contenido de arenisca y cambia de horizontal a cavidades verticales. Estos cambios, junto con un incremento en la preservación de capas cruzadas sin cavidades, se interpretan para indicar condiciones someras y progradación dentro de una parasecuencia. La cima de esta parasecuencia se caracteriza por una disminución en el contenido de arenisca y por granos de arena de grano medio dispersos, seguido de nuevo por los sistemas de cavidades similares en la primera parasecuencia; pero hacia la cima de esta segunda parasecuencia, la escala es de dunas donde predominan en la estratificación cruzada (*sensu* Ashley, 1990). Esta estratificación cruzada es interpretada para indicar la actividad diaria, posteriormente se tiene desarrollo de una facies marina proximal que corresponden a un grupo de parasecuencias progradacionales. Por encima de la segunda parasecuencia se interpreta una tercera superficie de inundación, caracterizada por un depósito de terrígenos con un intervalo grueso; posteriormente se tiene un cambio abrupto en el tamaño de grano y de las estructuras sedimentarias. El cambio en los procesos sedimentarios sugiere que esta superficie puede ser un límite de secuencia interfluvial, que a partir de pruebas de mapeo regional se correlaciona lateralmente con el desarrollo de un valle de incisión. La interpretación más probable del grupo de parasecuencias progradacionales en este ejemplo es como un sistema de depósito de highstand, cubierta por un límite de secuencias.

De acuerdo a los trabajos de Gowland y Riding (1991), las arquitecturas de parasecuencias retrogradacionales similares se tienen en afloramientos de la Formación Scarborough del Jurásico en Yorkshire (Figura 5.2). Debajo de la formación Scarborough, los miembros Gristhorpe se caracteriza por areniscas de un delta de baja energía, que registran un ambiente de plano de delta inferior, cubierto por un depósito de carbón que a su vez está cubierto por una lutita oscura. El depósito de carbón ocurrió cuando hubo una reducción en el suministro de sedimentos clásticos durante el inicio del ascenso del nivel relativo del mar; después se tienen lutitas que indican que ocurrió una inundación seguida por depósitos de arcillas que se acumularon en una laguna transgresiva. La lutita está cubierta por dos parasecuencias irregulares grano-crecientes hacia arriba, en la base de las primeras lutitas se identifica bioturbación y después se tiene un contacto bien definido con la lutita subyacente; este contacto indica que ocurrió la transgresión de una línea de costa por lo que sobre los depósitos de areniscas se tienen sedimentos de baja energía. Las parasecuencias fueron depositadas en condiciones donde había influencia de olas de bahía salobre en una posición de plano de delta bajo. Las tres parasecuencias anteriores se pueden distinguir, cada una de las cuales tiene una característica grano-creciente hacia arriba, que contrastan con las dos primeras parasecuencias, ya que muestran bioturbación y el desarrollo de carbonatos en la superficie de inundación. La tendencia al aumento de la bioturbación y contenido de carbonato, junto con un aumento de la fauna marina, indican que las parasecuencias incluyen un grupo retrogradacional. La

evidencia geológica regional también muestra que la quinta parasecuencia es de ambiente marino en esta sección en particular, a raíz de que hay evidencias de progradación de la parasecuencia. Este grupo de parasecuencias retrogradacionales es por lo tanto interpretado como un sistema de depósito transgresivo.

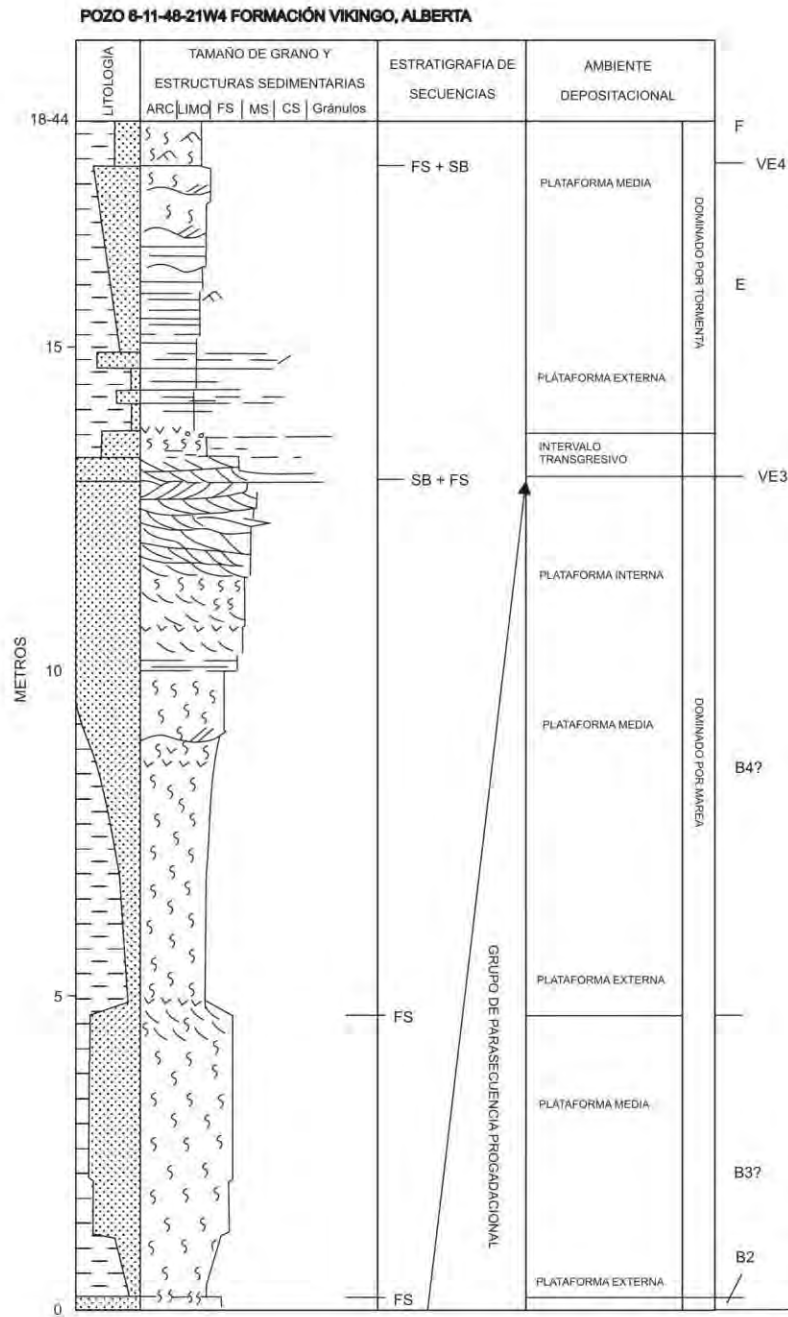


Figura 5.1 Ejemplo de parasecuencias interpretados a partir de estudios de núcleo del pozo P6-11-48-21W4 de la Formación Vikingo, Alberta, Canadá. FS, secuencia de inundación; SB, límite de secuencias (Tomado de Emery y Myers, 1996).

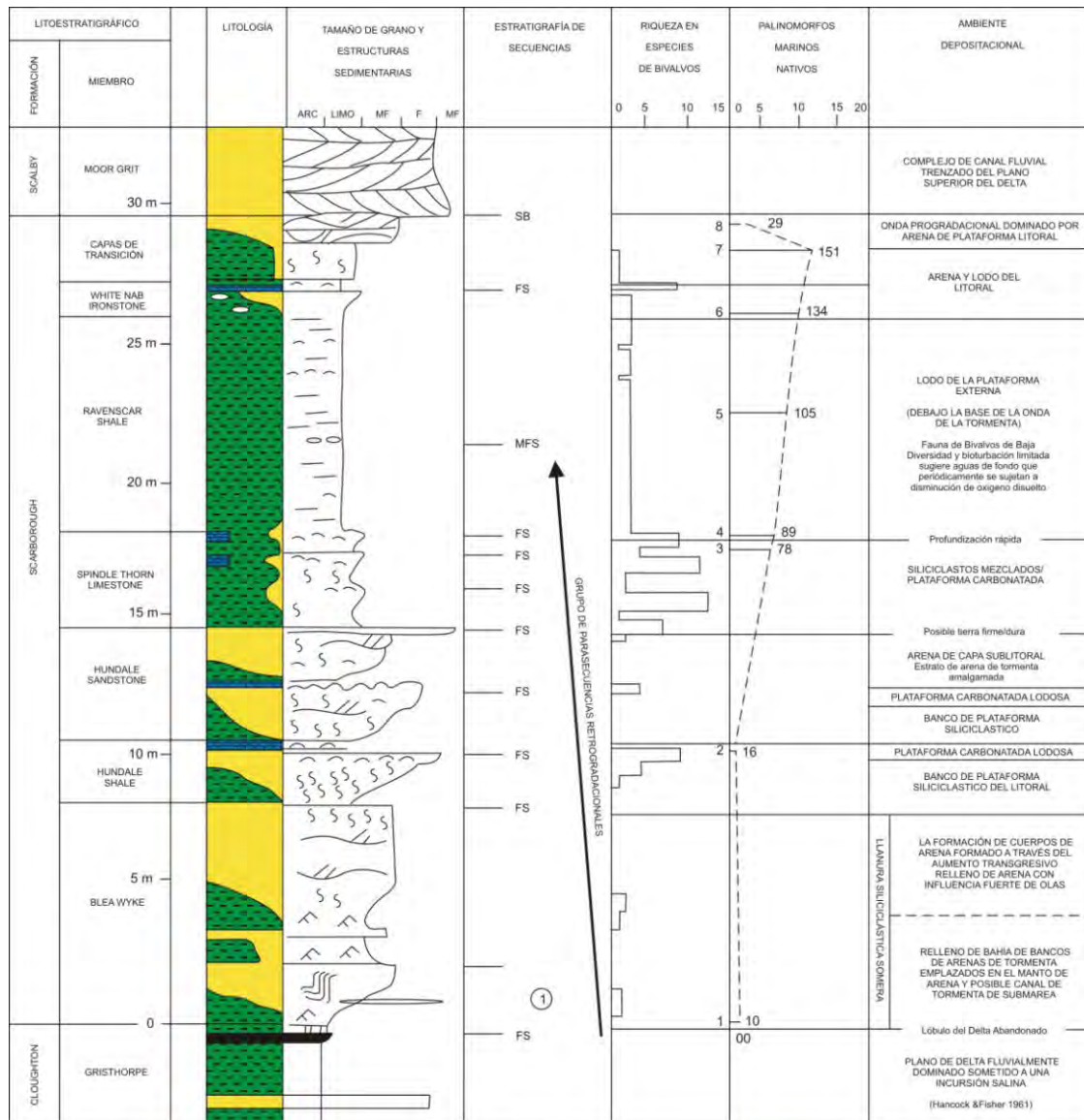


Figura 5.2 Arquitectura de la parasecuencia retrogradacional del Jurásico Medio de la costa de Yorkshire. FS, Superficie de Inundación, MFS, Superficie de Máxima Inundación, SB, Límite de Secuencia (Gowland y Riding, 1991).

5.3.3. Superficies Estratigráficas Clave en Afloramientos y Núcleos.

La arquitectura de la parasecuencia puede ayudar a indicar como se formó y que características tiene una superficie estratigráfica, sin embargo, puede ser difícil de distinguir cuando se trata de una superficie de inundación que separa las parasecuencias en la ausencia de una cobertura continua en el núcleo del subsuelo, por lo que se dificulta delimitar el límite de la exposición. En ausencia de registros geofísicos de pozos o de un contexto geológico regional, por ejemplo, las superficies no deben ser sobre interpretadas más allá de las mencionadas superficies de inundación. Estas recomendaciones se aplican también a los límites de secuencias, donde la falta de exposición o la cobertura pueden dar lugar a la sobre interpretación de los límites, por ejemplo si se tienen areniscas de granos angulosos de canal que cortan en los depósitos del plano de inundación, simplemente puede representar un río meándrico a través de su plano de inundación, un proceso sedimentario normal, en lugar de la incisión fluvial abrupta causada por el descenso del nivel del mar. En los casos en que un límite de secuencias no está claro porque no están probados, pueden ser contemplados únicamente como un candidato a límite de secuencias.

El reconocimiento de un límite de secuencias para un afloramiento o núcleo requiere el reconocimiento de un cambio de facies, la superposición de una facies relativamente proximal en una significativamente más distal sin la preservación de la facies intermedia son buenos indicadores de límites de secuencias (Figura 5.3). Esto no es evidente en todos los lugares, en el ejemplo del núcleo descrito anteriormente, el límite de secuencias estuvo representado por un depósito clástico que pudiera estar correlacionado a nivel regional en un relleno de valle de incisión. Sin embargo, si el relleno de un valle de incisión es nucleado o expuesto, el levantamiento rápido del relleno marino del depósito del valle fluvial o estuarino pueden ser muy contrastantes (Emery y Myers, 1996).

Cuando se tienen afloramientos en áreas de la ladera de las montañas, la exposición puede ser posible por lo que se pueden reconocer las superficies estratigráficas importantes debidas a los cambios de geometrías de gran escala. Esto ha sido posible de encontrar en las Dolomías italianas, donde las plataformas carbonatadas progradacionales del Triásico muestran sedimentos de talud del sistema de depósitos del highstand que caen sobre carbonatos y lutitas de aguas profundas de sistemas de depósitos transgresivos. El esquema de la Figura 5.4, de Bosellini (1984), muestra la expresión del afloramiento de una superficie de máxima inundación en la base de progradación de las clinofomas del Catanaccio.

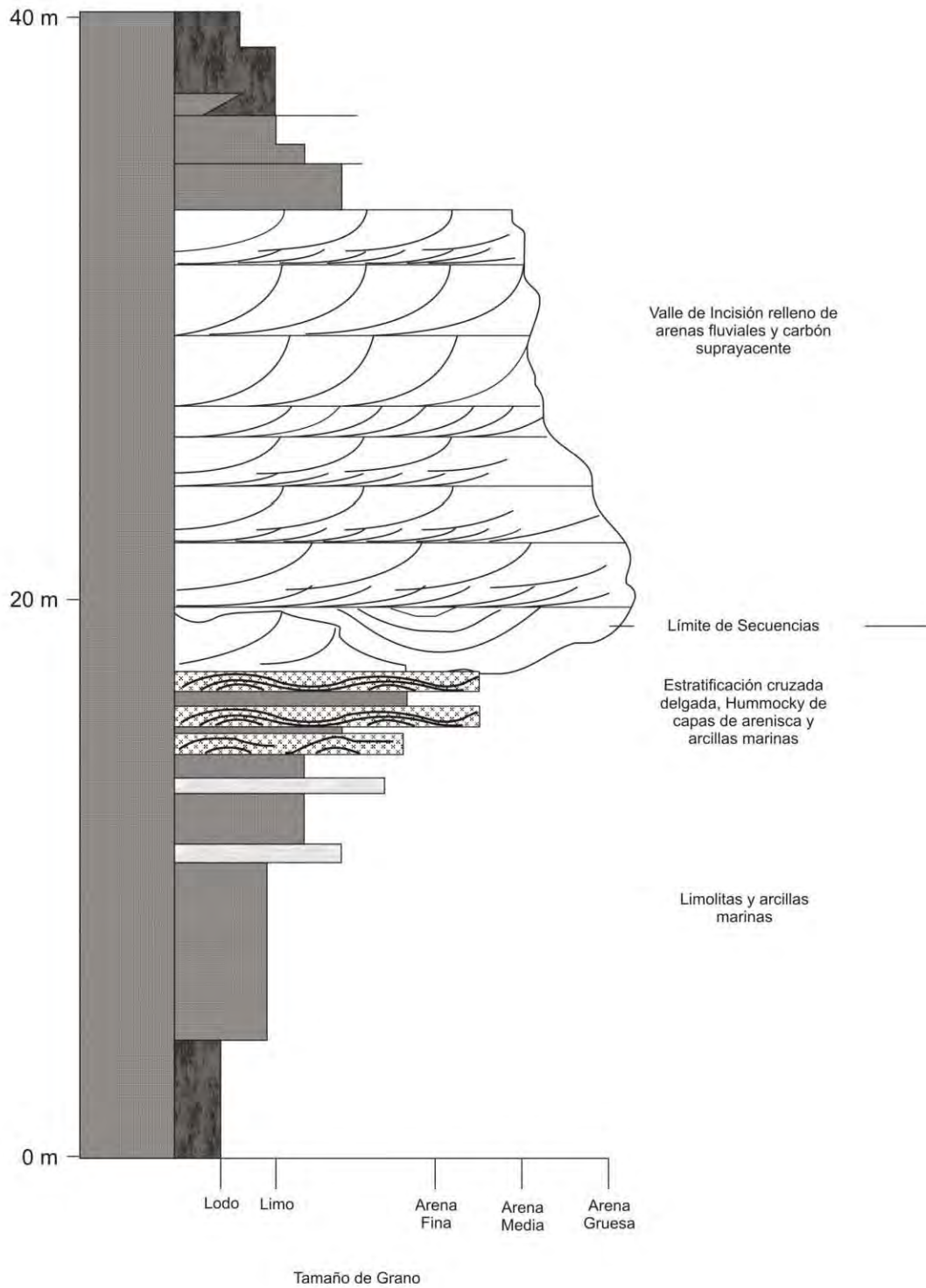


Figura 5.3 Límite de secuencias donde se tienen facies que presentan cambios importantes entre los sedimentos marinos y fluviales (Tomado de Emery y Myers, 1996).

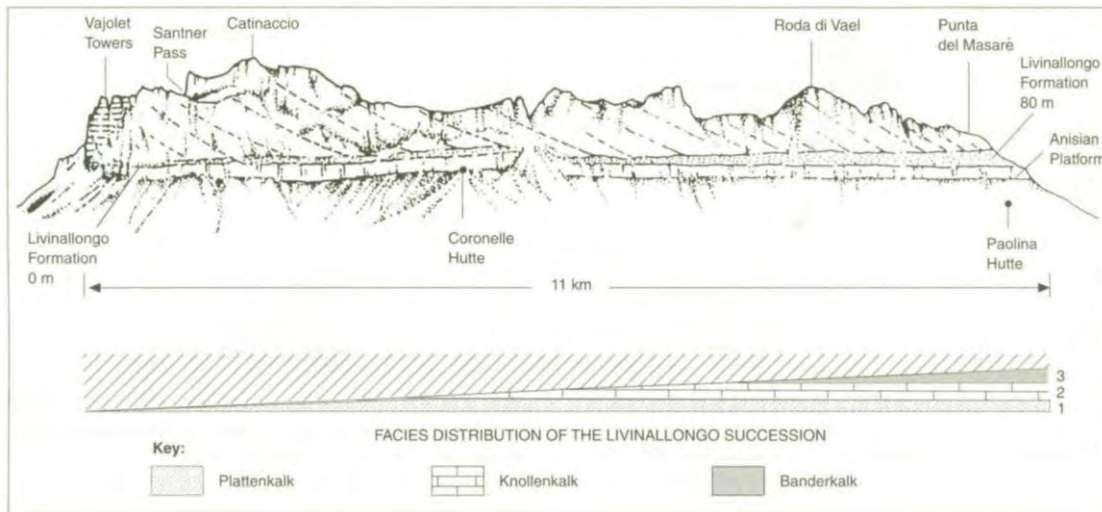


Figura 5.4 Progradación de carbonatos del Triásico, Catanaccio, Dolomitas italianas. La superficie de downlap progradante está cerca de la Superficie de Máxima Inundación, que se encuentra dentro de la Formación Livinalongo. La Formación Livinalongo está por encima de una plataforma de carbonato de Anisian (Tomado de Emery y Myers, 1996).

5.4. Estratigrafía de Secuencias a partir de Registros Geofísicos de Pozo.

El análisis de la estratigrafía de secuencias de los registros geofísicos de pozo, es un componente importante del análisis de un grupo de datos del subsuelo. Los datos de registros permiten que la litología y el ambiente de depósito se coloquen en la sección sísmica, vinculando así las facies sísmicas, las propiedades de las rocas y las facies sedimentológicas.

Es importante considerar que el análisis de la estratigrafía de secuencias de los datos de registros de pozos no es fácil, ya que en algunos casos los límites de sistemas de depósito pueden tener una expresión sutil en los registros, e incluso pueden ser difíciles de reconocer cuando se tienen núcleos, además de que en algunos casos la correlación entre pozos individuales a menudo es confusa. Cuando los pozos son próximos y el control de los núcleos es bueno, se tiene un conjunto de datos de pozos productores de un yacimiento de petróleo o gas, que puede ser suficiente para resolver la estratigrafía de secuencias, sin embargo, un conjunto de datos de pozos muy escaso no puede permitir un modelo estratigráfico único.

5.4.1. Grupo de Registros Utilizado en Estratigrafía de Secuencias.

El análisis de secuencias se refiere a la deducción de los controles depositacionales sobre cada una de las sucesiones sedimentarias; el análisis debe concentrarse en las herramientas de registro en los que se pueden interpretar los principales parámetros que indiquen como ocurrió la depositación. Es importante ser conscientes de las dificultades potenciales que envuelven el intento de obtener información estratigráfica de los registros geofísicos de pozos.

Un conjunto de registros geofísicos de pozos a través de una sucesión interestratificada de siliciclásticos se muestra en la Figura. 5.5. A continuación se describen los registros de manera individual.

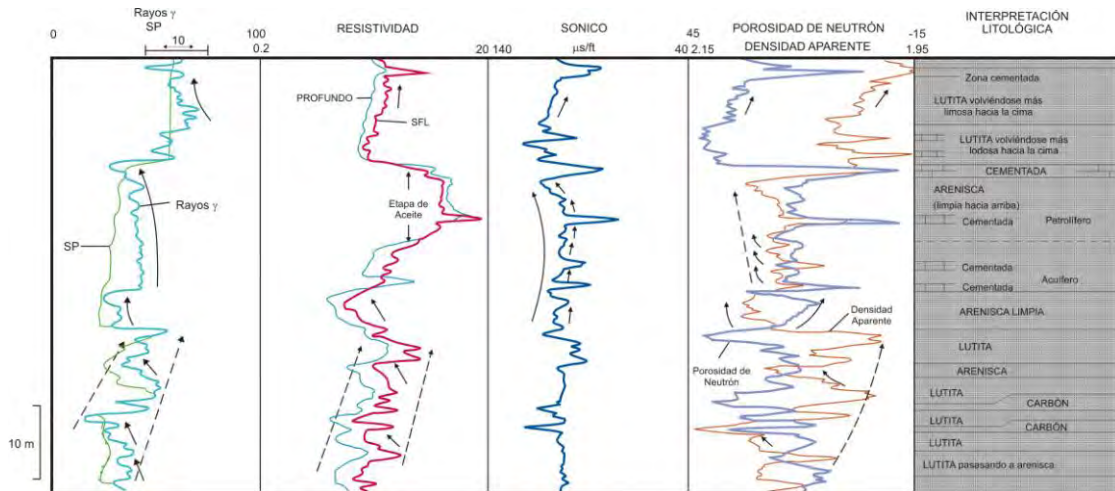


Figura 5.5 Conjunto de registros de pozos adecuados para la interpretación litológica y estratigráfica. Este conjunto está basado en datos reales del Grupo de Brent, Mar del Norte, Jurásico Medio. Se trata de un conjunto siliciclástico con carbón y calizas de menor importancia en secuencias (Tomada de Emery y Myers, 1996).

5.4.1.1. Registro de Rayos Gamma.

El registro de rayos gamma es uno de los registros más útiles para el análisis de la estratigrafía de secuencias, además de que se corre en la mayoría de los pozos. La radiactividad de la roca, medido por la herramienta de rayos gamma, generalmente es una función directa del contenido de arcilla, el tamaño del grano y la energía de depositación. Los registros de rayos gamma se utilizan a menudo para inferir cambios en la energía de depositación, por ejemplo, el aumento de la radiactividad refleja el aumento del contenido de arcilla con una disminución de la energía de depositación. Aunque se tienen documentadas excepciones que rompen esta regla.

El uranio que se encuentra en las lutitas anóxicas ricas en organismos o precipitadas posteriormente a la depositación sedimentaria por los acuíferos en areniscas, puede dar lecturas de rayos gamma anormalmente altas. La radiactividad para el feldespato en areniscas arcosas puede dar una lectura de rayos gamma alta, según las concentraciones de minerales pesados en los depósitos residuales, en particular, la monacita y la torita. Algunos de estos efectos pueden distinguirse mediante un registro espectral de rayos gamma.

La mayoría de las variaciones en el registro de rayos gamma se muestra en la Figura. 5.5, donde se relacionan los parámetros de depositación, el tipo de arena y proporción de lutitas. Las excepciones son las zonas cementadas y el carbón, que tienen lecturas de rayos gamma bajos sin ser necesariamente más ricos en arena.

5.4.1.2. Registro Sónico.

Los registros sónicos miden el tiempo de tránsito del sonido a través de la formación; el tiempo de tránsito está relacionado con la porosidad y la litología. Las lutitas tendrán un mayor tiempo de tránsito (la velocidad más baja) que las areniscas con una porosidad similar, por lo que es posible en algunos casos utilizar el registro sónico como un indicador de tamaño de grano. Altas concentraciones de materia orgánica en el carbón y en lutitas negras, resultará en tiempos de tránsito muy largos, y estos "valles" en el registro sónico a menudo indican secciones condensadas ricas en organismos. El registro también se ve afectado por la cementación y compactación posterior a la sedimentación, y por la presencia de fracturas. El registro sónico en la figura. 5.6 no distingue muy bien entre areniscas y lutitas, pero indica claramente las zonas cementadas y el carbón.

5.4.1.3. Registro de Potencial Espontáneo (SP).

Los registros SP (Potencial Espontáneo) miden la diferencia del potencial eléctrico entre la formación y la superficie, son sensibles a los cambios en la permeabilidad y son buenos para distinguir las tendencias entre las arenas permeables y las lutitas impermeables; el registro de SP funciona mejor cuando hay un buen contraste en la resistividad entre el lodo filtrado y el agua de formación. Lo opuesto a las lutitas impermeables en la curva SP suele mostrar más o menos una línea recta en el registro, conocida como la línea base de lutitas, y cualquier diferencia dentro de las lutitas se observa mejor en los registros de rayos gamma o resistivos. El potencial espontáneo se ve afectado por la presencia de hidrocarburos, la cementación y los cambios en la salinidad del agua de formación. El registro SP de la Figura. 5.5 muestra la diferencia entre las capas de areniscas y lutitas en la parte inferior de la sección, pero es de poca utilidad para determinar las tendencias en la lutita superior.

5.4.1.4. Registro Densidad – Neutrón.

El registro densidad - neutrón es el mejor indicador de litología y por lo tanto puede ser utilizado para conectar la litología y las tendencias de depositación. Es uno de los mejores conjuntos de registros para el análisis de la estratigrafía de secuencias, pero no es común que se corra como una herramienta de rayos gamma. El registro de densidad, mide la densidad electrónica de la formación a través de la retrodispersión de rayos gamma, que se relaciona con la densidad aparente. El registro de neutrones permite obtener de manera indirecta una medición de la porosidad de la formación mediante la interacción de los neutrones emitidos por la herramienta y el hidrógeno dentro de la formación.

Los registros se escalan aproximadamente sobre una litología de carbonato limpio. En areniscas limpias habrá una pequeña separación (más grande, si la arena es feldespática). Un aumento en el contenido de lutitas resulta en un aumento en la lectura de neutrones (de hidrógeno en el límite de agua de las arcillas), sin cambios aparentes en la densidad. El cruce resultante y la separación entre las curvas pueden ser un indicador de tamaño de grano sensible y útil; además, el carbón es fácil de identificar en el registro de densidad - neutrón. El registro de densidad se ve afectado por las cavernas en el pozo (debido a la erosión o el colapso de las paredes), y por minerales pesados como la pirita y la siderita. La presencia de gas aumenta la respuesta de neutrones, debido a la alta proporción de átomos de hidrógeno en el metano.

Los registros de densidad - neutrón en la Figura. 5.5 es tan bueno como el registro de rayos gamma para determinar las tendencias de sedimentación, con la ventaja añadida de que el carbón y las zonas cementadas se diferencian claramente, por lo que son de gran utilidad para delimitar secuencias estratigráficas.

5.4.1.5. Registros Resistivos.

Los registros de resistividad miden la resistividad de un cierto volumen de la roca, que es una función de la porosidad y del fluido que se encuentra en los poros. Una roca muy porosa con un conductor (solución salina en los poros), tendrá una baja resistividad, mientras que una roca no porosa o una formación que contiene hidrocarburos, tendrán una alta resistividad. Las tendencias de resistividad pueden ser excelentes indicadores del tipo de litología, siempre que el contenido del fluido sea constante (es decir, en una etapa de aceite o en una etapa de agua). Los registros de resistividad son muy buenos para conocer las sucesiones de lutitas, u horizontes arcillosos dentro de areniscas limpias, ya que la respuesta de rayos gamma es uniforme. Los registros de resistividad diferentes corresponden con diferentes escalas de resolución de capas y los registros de echados, medidos cada 2.5 o 5 mm, proporcionan información geológica en una escala de capa (estrato).

En la Figura 5.5, se muestran registros geofísicos de pozo donde se observa el efecto de la presencia de aceite en la arenisca limpia, hacia arriba cubriendo a las areniscas se tiene otro tipo de depósito.

5.4.2. Tendencia de los Registros.

La respuesta de los registros geofísicos de pozo pueden ser utilizados para estimar la litología, por lo que las tendencias en la respuesta de los registros (en cualquier escala), pueden equipararse con las tendencias en la energía de sedimentación, y por lo tanto con los patrones del relleno sedimentario. En las sucesiones marinas someras, por ejemplo, aumenta la energía de depositación lo cual se relaciona directamente con la disminución de la profundidad del agua en un ambiente marino.

Una serie de tendencias distintivas se reconocen con frecuencia en las líneas de registros, sobre todo los de rayos gamma; estas tendencias pueden ser observadas como un cambio en la lectura promedio del registro, que en algunos casos corresponden con cambios en el tipo de sedimento, por ejemplo cuando hay areniscas o lutitas. La línea base de las areniscas en un registro de rayos gamma es la línea que marca el lugar mínimo en los rayos gamma de la curva en un intervalo, y la línea base de lutitas es la línea que marca el lugar máximo de los rayos gamma; las tendencias típicas de los registro de arco se ilustra en la Figura 5.6.

La tendencia a arenas limpias hacia arriba muestra una disminución progresiva en la lectura de los rayos gamma, que generalmente se observa en la línea base de las arenas y la línea base de las lutitas (Figura. 5.6), esto representa un cambio gradual hacia arriba donde es menor el contenido de arcilla.

Esto corresponde con un cambio progresivo en la litología (visto en muchos intervalos en la Figura. 5.5), o un cambio gradual en la proporción de unidades escasamente intercaladas por debajo de la resolución de la herramienta del registro.

En ambientes marinos someros las arenas se hacen limpias, por este motivo un cambio en el registro se relaciona generalmente con una transición de litologías ricas en lutitas a libre de lutitas, lo cual corresponde a un aumento hacia arriba en la energía de depositación, somerización y con la presencia de una secuencia granocreciente. Esta interpretación debe ser comprobada con los datos disponibles de paleobatimetría (núcleos, bioestratigrafía, presencia de marcas litológicas como el carbón, etc.), y con los datos sísmicos disponibles. La Figura 5.7 muestra una tendencia en los rayos gamma que indica secuencias limpias (sin arcilla) hacia arriba, para el Jurásico Medio en la Formación Tarbert, en un pozo en la parte norte del Mar del Norte (Tomado de

Mitchener, 1992). El control de los núcleos demuestra que esto corresponde con una somerización hacia arriba de la facies sedimentarias.

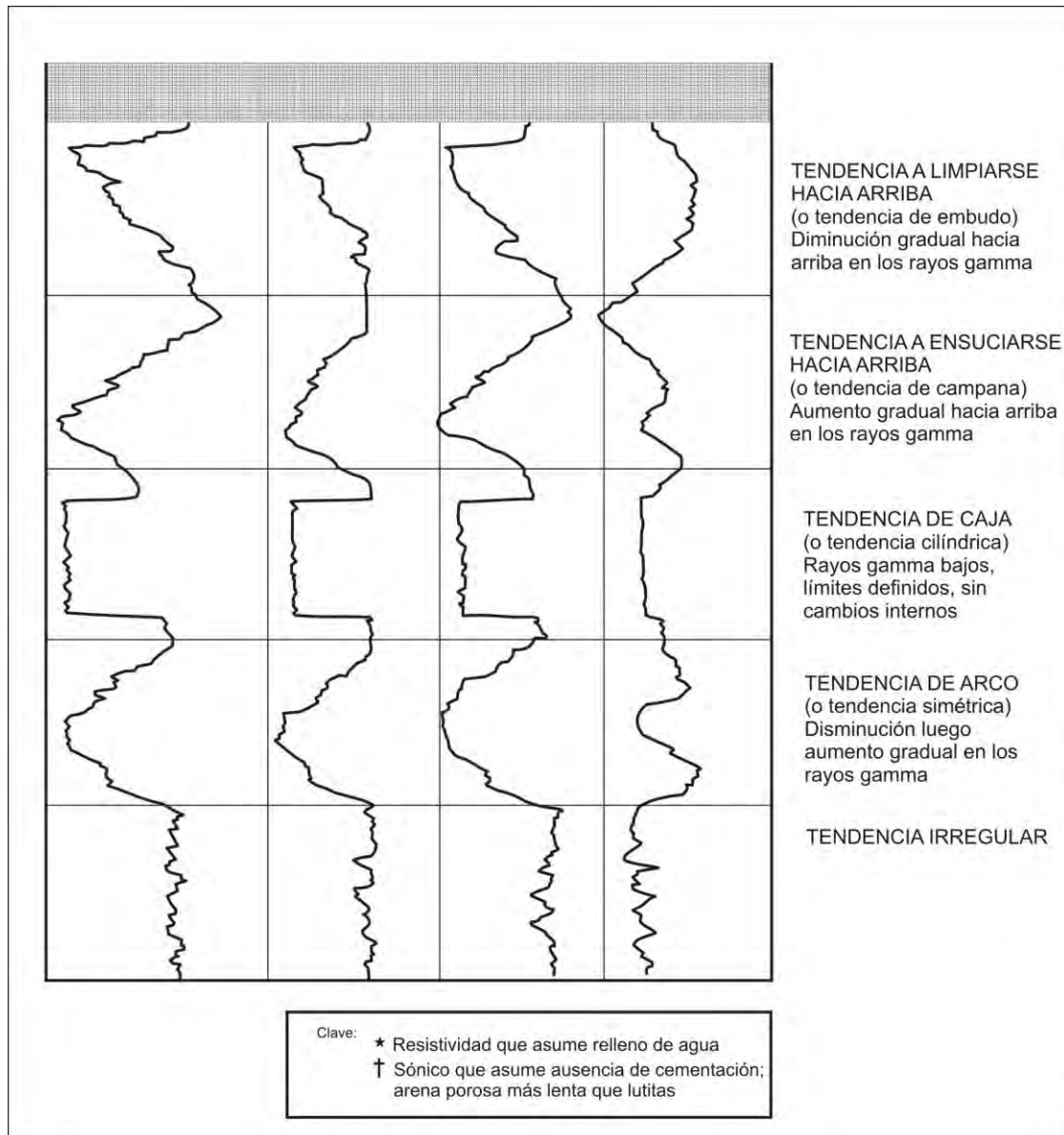


Figura 5.6 Tendencias de registros geofísicos de pozo idealizadas, asumiendo que los poros están rellenos de agua salada (Tomado de Emery y Myers, 1996).

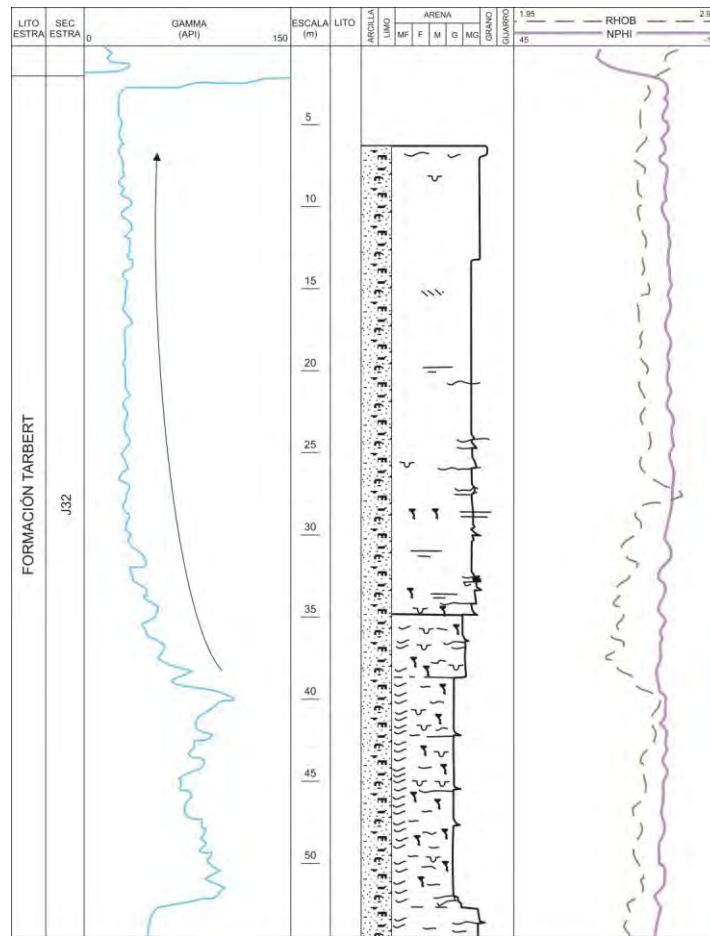


Figura 5.7 Registro geofísico que corresponde a una secuencia de areniscas con menor contenido de arcillas hacia arriba de la Formación Tarbert, del Jurásico Medio del Grupo Brent, en el norte del Mar del Norte. Esta unidad representa una unidad depositacional granocreciente, producida por somerización durante una progradación en un ambiente marino somero (Tomado de Mitchener, 1992).

En algunos casos, en ambientes marinos profundos las areniscas también se vuelven más limpias hacia arriba de las unidad, por este motivo se considera generalmente como parte de una tendencia a una curva simétrica, relacionado con un aumento en el porcentaje de arena de turbiditas finamente estratificadas.

Ocasionalmente, cuando se tienen menos arcillas hacia arriba, también pueden ser el resultado de un cambio gradual de depósitos clásticos a carbonatos, o una disminución gradual anóxica (sin O₂); en estos casos no necesitan estar relacionados necesariamente con somerización o a la progradación de un sistema de depositación.

La tendencia a "ensuciarse hacia arriba" muestra un aumento progresivo en la lectura de los rayos gamma, donde generalmente se observa un cambio en la línea base de arenas y la línea base de lutitas (Figura 5.6), lo cual está relacionado con un cambio gradual hacia arriba en el componente mineral de arcilla. Esto representa un cambio de litología, por ejemplo, de arena a lutita, o un adelgazamiento hacia arriba de capas de arena en una unidad ligeramente interestratificada de arena y lutita. Ambos se asocian con una disminución en la energía de depositación; la tendencia en las otras curvas depende de la respuesta del registro de arenas más limpias.

Cuando se tiene una sucesión de capas más delgadas hacia arriba, predomina entonces un depósito en canales meandricos o de marea, que se puede asociar con una disminución en la velocidad del fluido hacia arriba, y por lo tanto una disminución de la energía dentro del canal. Las unidades de capas más grandes comúnmente corresponden con gruesas sucesiones fluviales o a rellenos de estuarios. Los depósitos de canales tienen a menudo un depósito residual basal, que puede afectar la respuesta del registro de rayos gamma, si el depósito residual contiene clastos de lutitas o de minerales pesados.

En ambientes marinos someros cuando las areniscas tienden a tener un mayor contenido de arcilla hacia la cima, a menudo reflejan el retiro o abandono de la línea de costa de un sistema de plataforma, dando lugar a profundización y a una disminución en la energía de depositación. En la Figura 5.8 (Mitchener, 1992), se muestra una tendencia del registro a incrementar el contenido de arcillas hacia arriba, lo cual corresponde con una línea de costa transgresiva de una unidad de plataforma, que corresponde a la Formación Tarbert del Jurásico Medio, la cual representa un sistema de depósito diferente de la Formación Tarbert mostrada en la Figura 5.7.

En ambientes marinos someros donde se tiene un incremento de arcillas hacia arriba, en general reflejan a menudo el retiro o abandono de una línea de costa del sistema de plataforma, resultando en profundización hacia arriba y una disminución en la energía de depositación. En el caso de la Figura 5.8 (Mitchener, 1992), la tendencia del registro geofísico indica un incremento de arcillas hacia arriba, lo que corresponde con una línea de costa transgresiva de una unidad de plataforma, atribuido al Jurásico Medio de la Formación Tarbert, que claramente corresponde a un sistema de depósito diferente a la Formación Tarbert se muestra en la Figura 5.7 a una mayor escala, las unidades marinas someras son más finas hacia arriba, lo cual se asocia con un apilamiento de las parasecuencias granocrecientes más pequeñas.

En algunos casos, en ambientes marinos profundos donde se incrementa el contenido de arcillas hacia arriba, este puede ser el resultado de una disminución en el porcentaje de arena de capas de turbiditas finas, por lo que

se puede registrar el periodo de disminución/abandono del depósito en abanicos submarinos (Figura 5.10).

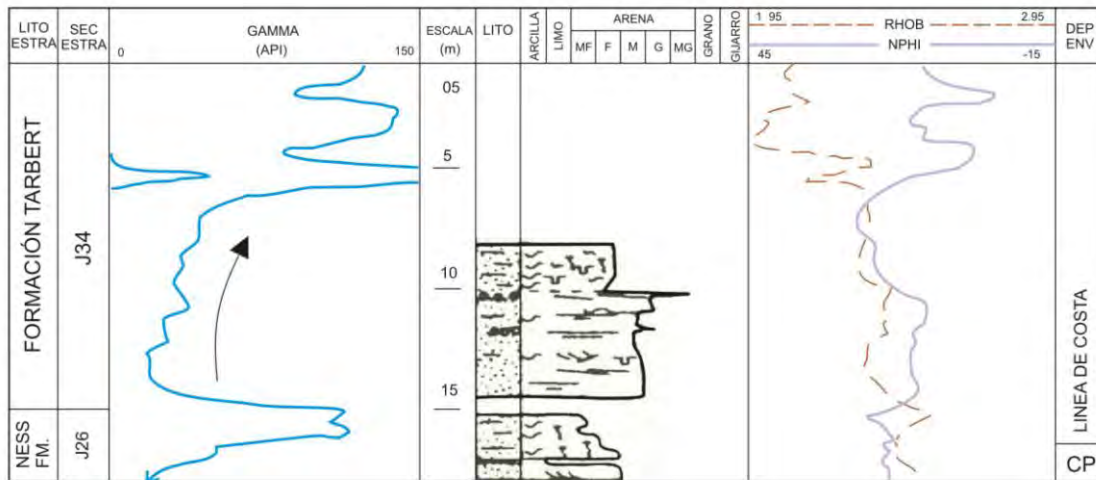


Figura 5.8 Registro geofísico donde el contenido de arcillas se incrementa hacia arriba, en la Formación Tarbert, del Jurásico Medio del Grupo Brent, al norte del Mar del Norte. Esta unidad representa una unidad depositacional que se adelgaza hacia arriba, producto de una profundización durante una retrogradación en un ambiente marino somero (Tomado de Mitchener, 1992).

Las sucesiones en las que se incrementa el contenido de arcillas hacia arriba, también pueden ser el resultado de un aumento gradual anóxico (sin O₂), o un cambio gradual, tal vez climáticamente controlado, para que ocurra la depositación de carbonato que cambia a clástico.

Las tendencias de los registros de caja (también conocidos como cilíndricos), son definidos con unidades de rayos gamma bajos con una lectura interna de rayos gamma relativamente constantes, enmarcados en una unidad mayor de rayos gamma en la formación; los límites con las lutitas suprayacentes y subyacentes son abruptos. La lectura del registro sónico para las arenas puede ser mayor o menor del tiempo de tránsito que el de las lutitas, dependiendo de la cementación y la compactación.

La interestratificación de las dos unidades diferentes (areniscas y lutitas), implica la existencia de dos contrastantes de energías depositacionales, por lo que ocurre un cambio abrupto de una a otra litología. Las tendencias de los registros de caja son típicas en algunos tipos de arenas de canal fluvial, turbiditas y arenas eólicas. Varias de las unidades de areniscas en la Figura. 5.9 se puede describir como arenas en caja, como ocurre con la unidad J64 que tiene una forma de caja; este registro es de areniscas turbidíticas del Mar del Norte del Campo Miller, las cuales tienen importantes reservas petroleras (Garland, 1993).

Las unidades de caja asociadas a turbiditas, generalmente muestran un rango de mucho mayor espesor de una unidad de canal fluvial de caja. Las tendencias de engrosamiento hacia arriba o de adelgazamiento hacia arriba, en las arenas de caja dentro de una unidad depositacional, a menudo pueden ser reconocidos en turbiditas (por ejemplo, engrosamiento de areniscas hacia arriba, en la base de J64 en la Figura. 5,9); estas tendencias no muestran ningún cambio sistemático en la línea base de lutitas o la línea base de arena siempre que las unidades sean lo suficientemente gruesa como para ser separadas adecuadamente.

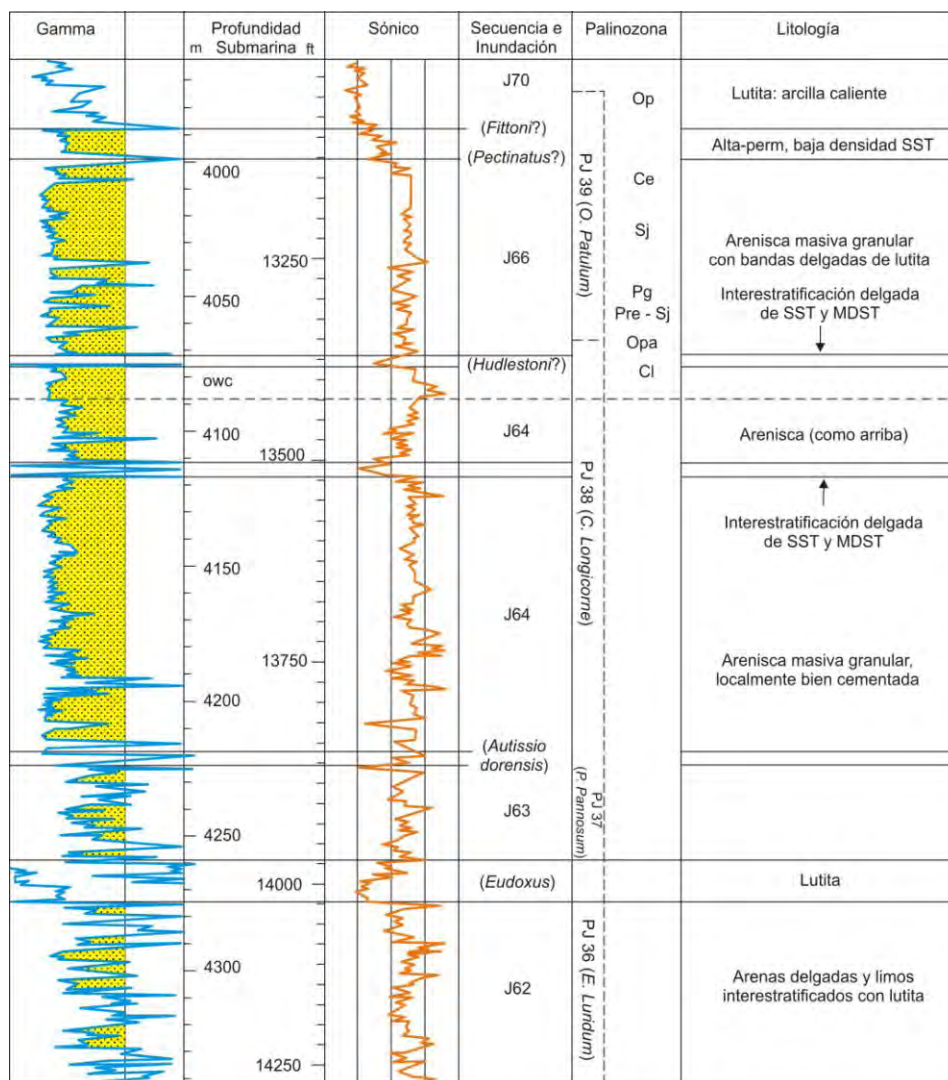


Figura 5.9 Registros geofísicos de pozo de areniscas turbidíticas del Jurásico Tardío para el Campo Miller, en la parte central del Mar del Norte (Garland, 1993). Muchos de los paquetes depositacionales pueden ser descritos como “caja”; teniendo bases y cimas abruptas, por lo que se presenta el registro de rayos gamma consistente (Tomado de Emery y Myers, 1996).

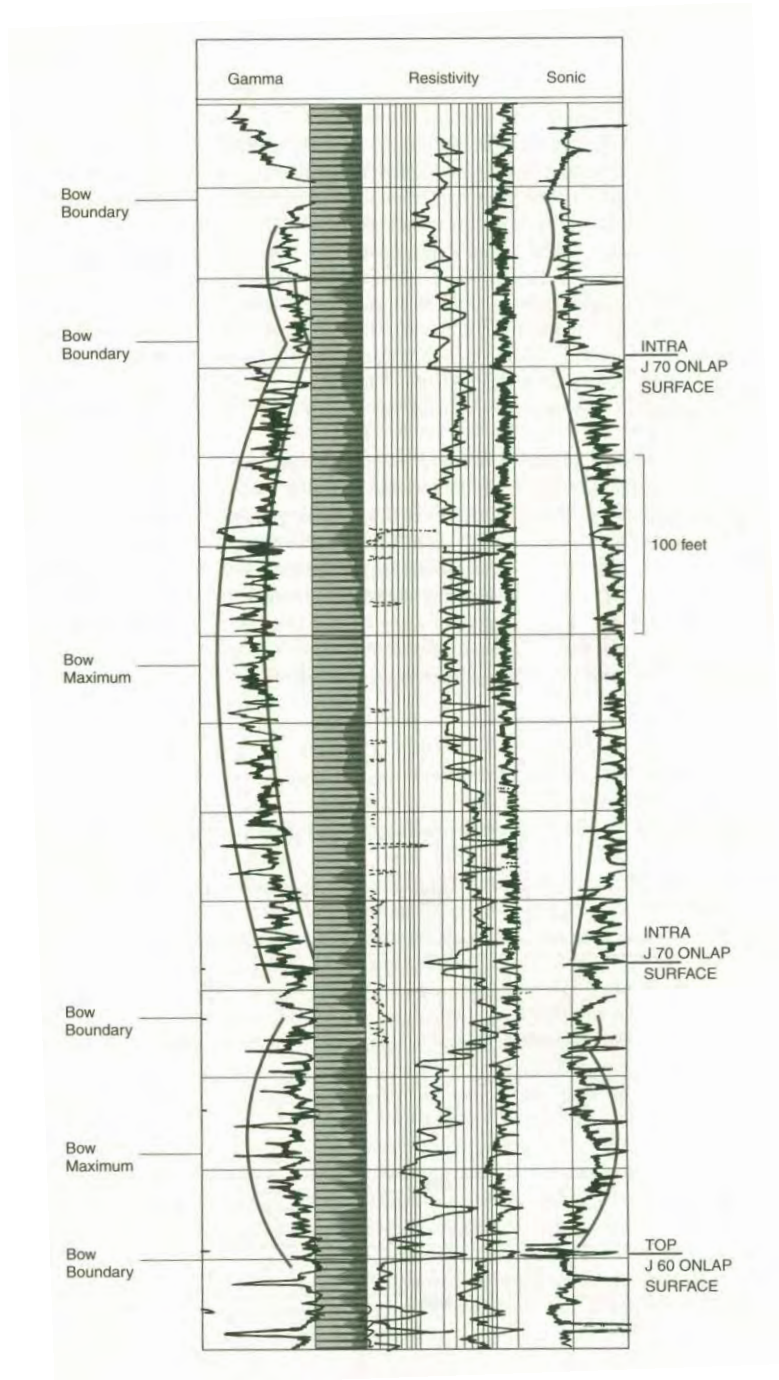


Figura 5.10 Registros geofísicos de pozo de una unidad deposicional submarina del Jurásico Tardío para el Campo Ettrick, en la parte central del Mar del Norte. Estas unidades tienen un registro de “curva”, con una disminución gradual luego de un incremento en la respuesta de rayos gamma, reflejando un crecimiento y disminución en la sedimentación en una mezcla de abanicos de arena y lodo. La mejor tendencia de desarrollo de arena está en la parte media de la curva (Tomado de Emery y Myers, 1996).

En algunos casos, los cuerpos de arenas acumulados en ambientes someros, pueden haber sido truncados en la base debido a fallas, o presentar bases planas debido a la caída del nivel relativo del mar; pueden tener una apariencia de caja, a pesar de los cambios sistemáticos en la línea donde se tienen lutitas que pueden ser interpretadas por tener un espesor considerable. Además, se debe tomar en cuenta que las evaporitas a menudo tienen una respuesta de caja en el registro de rayos gamma.

La tendencia de arco (también conocido como tendencias de barril), son tendencias de forma simétrica, ocurren cuando existe una tendencia a limpiarse de arcillas hacia arriba, las cuales están cubiertas por una tendencia a incrementar el contenido de arcilla hacia arriba. Cuando se tiene una tendencia de arco esta generalmente corresponde a un aumento y disminución de los ritmos de sedimentación clástica en el entorno de la cuenca, donde los sedimentos son limitados por el nivel base, como por ejemplo durante la progradación y retrogradación de un sistema de abanicos ricos en lodo. La Figura 5.10 muestra arcos en los registros de rayos gamma que corresponden con abanicos submarinos del Jurásico en el área del Campo Ettrick, en la parte central del Mar del Norte. En algunos de los pozos del Campo Ettrick, las capas de areniscas de turbiditas se desarrollan en el centro del “arco”.

La tendencia de arco raramente se desarrolla en un ambiente marino somero, donde el nivel base limita usualmente a depósitos que van de unidades progradacionales gruesas a unidades delgadas. Sin embargo, la influencia de los arcos marinos someros no son desconocidos, especialmente donde la topografía del Rift o el crecimiento de fallas que podría haber limitado la transgresión permitió que se desarrollase un cuerpo transgresivo grueso.

Las tendencias irregulares no tienen ningún cambio sistemático en cualquiera de las líneas base, ya que carecen de un carácter limpio para formar la tendencia de caja. Representan agradación de una litología arcillosa o limosa y puede asociarse a ambientes de plataforma o a aguas profundas, una sucesión lacustre o facies de llanura de inundación aluvial lodosa; en general, corresponde a cambios sutiles y sistemáticos en las líneas base en lo que parece ser una tendencia irregular. En algunos casos es conveniente mostrar los registros geofísicos con aumento de la escala horizontal y/o disminución de la escala vertical para que estas tendencias sutiles se hagan visibles. Las tendencias irregulares de los registros geofísicos son poco probable que se tengan en algunas facies de plataforma o facies costeras, en contraste, los cambios cíclicos en aguas profundas se pueden reconocer como registros con tendencias cíclicas, que se identifican como parasecuencias.

5.4.3. Respuesta de Cliniformas en los Registros Geofísicos.

La respuesta de los registros geofísicos de un sistema de depósito varía considerablemente dependiendo de si el pozo pasa a través de cliniformas, topsets, o depósitos de cuenca, por lo que los procedimientos del análisis de secuencias de la curva de registro geofísico serán diferentes en cada caso. El análisis de los registros geofísicos de un gran número de pozos puede ser necesario antes de obtener una imagen coherente de la arquitectura de la sedimentación.

En los registros geofísicos de pozos que presenten una unidad de cliniformas, se puede inferir donde se tiene un patrón de disminución de arcillas hacia la cima, lo cual refleja una somerización hacia arriba; la base del patrón sin arcillas será equivalente a una superficie de downlap. La confirmación que esta respuesta en el registro, representa un patrón de cliniformas progradacionales, lo cual se puede corroborar con datos de núcleos o de bioestratigrafía que apoyen que ocurrió la somerización hacia arriba; en sistemas clásticos puede ocurrir sólo a través de progradación, excepto en circunstancias especiales. Para tener una mejor certeza, es necesario contar con los datos sísmicos, con los datos secundarios de estudios de registros de pendientes (aunque las inclinaciones pueden ser pequeñas), la configuración inferida dentro de la cuenca y en la estratigrafía (por ejemplo, entre facies de cuenca debajo y facies de márgenes de cuenca por encima).

Cuando la base de una unidad de cliniformas es un horizonte de downlap, este puede ser reconocido como una base distinta a la unidad ausente de arcillas hacia arriba; esto se puede corroborar con el registro geofísico de diagnóstico que indique que ocurrió condensación marina, ya que las arcillas son las que dan buena respuesta a los rayos gamma (Figura 5.7); también se puede tener una respuesta similar cuando se tiene un horizonte cementado. En otros casos, la superficie de downlap es más difícil de identificar. Cuando la cima de una tendencia de cliniformas corresponde con una disminución de la cantidad de arcilla hacia arriba, puede diferenciarse de cuando ocurre un brusco aumento en el contenido de arcillas (lectura de rayos gamma); esto es resultado de la profundización abrupta a través de la superficie transgresiva, o en otros casos puede ser cubierta por topsets.

Cuando se tienen unidades suficientemente gruesas, estas se pueden interpretar con datos sísmicos, su existencia se asocia a donde se presentan las discontinuidades del perfil en los registros, los cuales corresponden a una disminución de las arcillas hacia arriba, lo que generalmente se liga con discontinuidades dentro de las cliniformas. Un incremento abrupto en el contenido de arcillas dentro de la tendencia de cliniformas implica un salto abrupto hacia arriba a una facies más profunda, dando como resultado una transgresión durante un ascenso del nivel relativo del mar.

Del mismo modo, una disminución abrupta en la respuesta del registro de rayos gamma puede corresponder con un salto abrupto a una facies más someras, y por lo tanto asociarse a un límite de secuencias, una falla normal o un deslizamiento por otro tipo de falla. Un límite de secuencias puede distinguirse de una falla, mediante el uso de datos sísmicos y posiblemente de datos del registro de pendientes, y por el trazado de la misma.

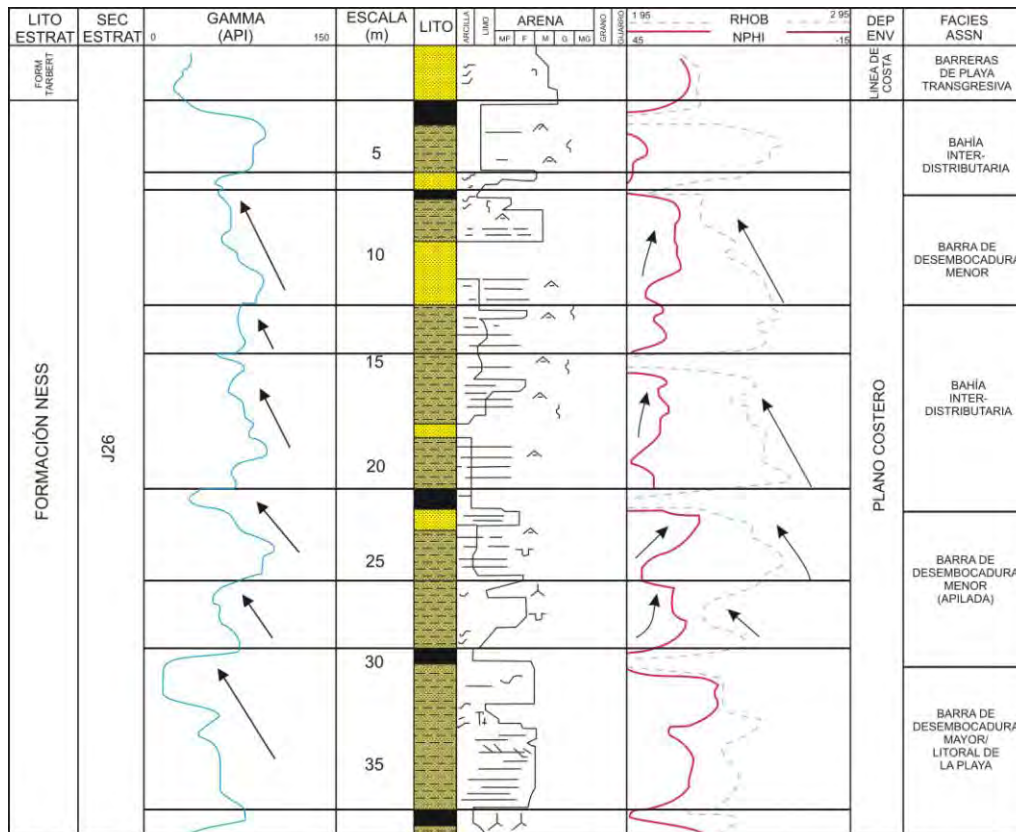
En general, es común encontrar dos unidades de clinofomas dentro de una secuencia, también en la mayoría de los casos se encuentra la cuña progradante del highstand y la cuña progradante del lowstand; aunque no siempre es posible distinguirlos a partir de la respuesta del registro. El grosor del intervalo de las clinofomas en el registro geofísico da una medida aproximada de la altura de la clinofoma, y por lo tanto la profundidad del agua de la cuenca; aunque se debe considerar que pueden ocurrir modificaciones producidas por la compactación, los efectos de la subsidencia sin-deposicionales y otros factores.

5.4.4. La Respuesta de los Registros Geofísicos para Parasecuencias.

En general, el topset de las parasecuencias están formadas por ciclos repetidos de relleno del espacio donde se acomodaron los sedimentos, entre el rompimiento del offlap y el punto de onlap costero; estos son considerados como ciclos de escala pequeña de los registros geofísicos.

La naturaleza precisa de la respuesta de los registros geofísicos de parasecuencias depende de las facies, siendo el más común en el que disminuyen las arcillas hacia arriba (Figura 5.7), el cual es ampliamente reconocido en parasecuencias para ambientes marinos. La razón de verse más limpio es porque ocurre disminución del contenido de lutitas hacia arriba, mientras que la porosidad primaria y el espesor de la capa (como se determina para trazas de microresistividad) puede ser mayor hacia arriba. Las superficies marinas de inundación son reconocidas por los incrementos abruptos hacia arriba en el contenido de lutitas (lecturas de rayos gamma y de SP, y otras respuestas de registro geofísicos de diagnóstico e indicativos). La Figura 5.11 muestra una serie de parasecuencias marinas someras a costeras pertenecientes a la Formación Ness del Jurásico Medio al norte del Mar del Norte (Tomado de Mitchener, 1992); estas son reconocidas como pequeñas unidades de registros geofísicos que disminuyen su contenido de arcillas hacia arriba, a menudo cubiertas por capas de carbón. Las superficies de inundación marina generalmente se cubren de inmediato por capas de carbón, y muestran un incremento abrupto hacia arriba en el registro de rayos gamma (Mitchener, 1992). Las parasecuencias son reconocidas en núcleos como los ciclos de relleno de arena hacia arriba en una escala de 1 a 5 m, que a menudo están cubiertas con capas de carbón.

En los registros geofísicos de rayos gamma las parasecuencias son de escala pequeña con unidades de registros geofísicos que muestran una disminución de arcilla hacia arriba, y las superficies de inundación marina presentan un incremento abrupto hacia arriba en la lectura de rayos gamma. Parasecuencias similares pueden verse en la Figura 5.5.



Clave:

— Superficie de inundación marina

Figura 5.11 Parasecuencias de topset apilados de la Formación Ness, del Grupo Brent, al norte del Mar del Norte (Tomado de Mitchener, 1992).

Patrones de apilamiento de las parasecuencias.

La progradación, agradación y retrogradación del sistema de depósito en la margen de la cuenca puede ser reconocible por la forma en la que las parasecuencias están apiladas en grupos. Ejemplos de patrones de apilamiento con parasecuencias se muestran en la Figura 5.12 (Van Wagoner, 1990). El tamaño de grano se interpreta desde un conjunto de registro geofísicos eléctricos, donde ciclos granocrecientes hacia arriba se interpretan como parasecuencias con cambios sistemáticos en el tamaño de grano.

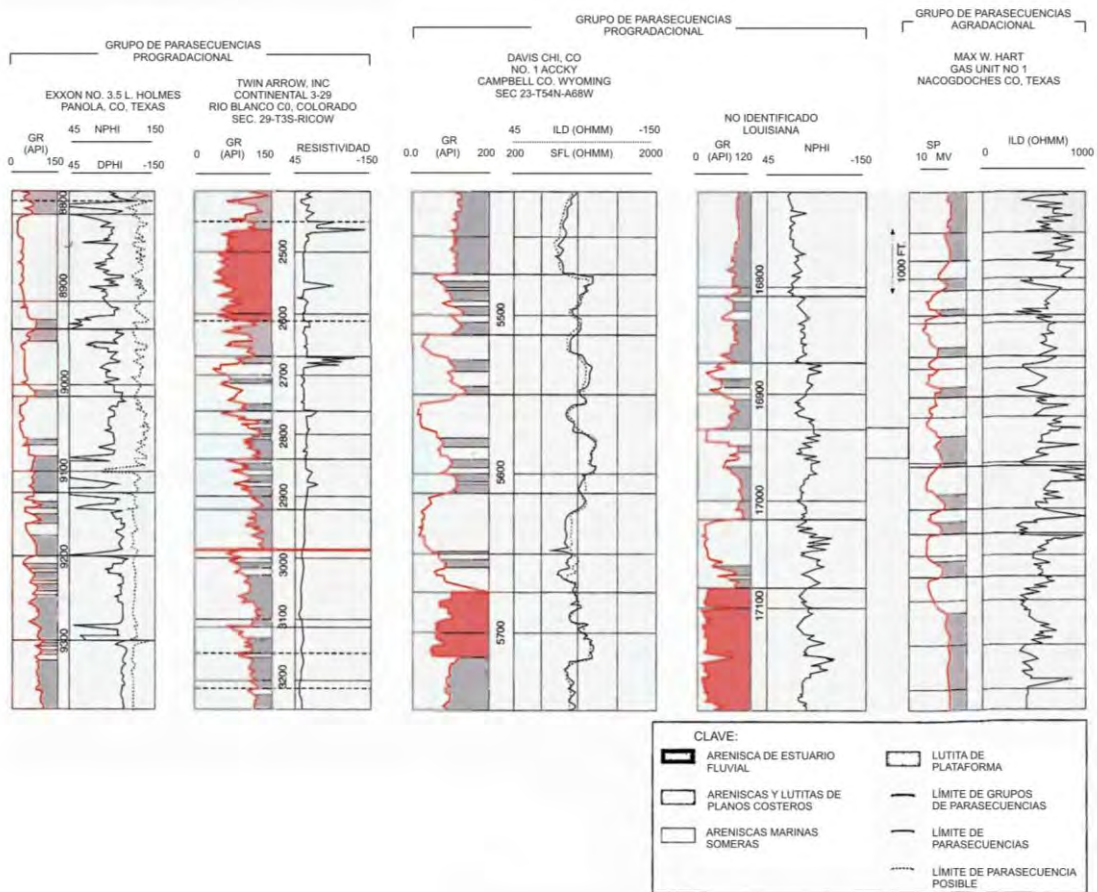


Figura 5.12 Ejemplos de grupos de parasecuencias interpretadas para datos de registros geofísicos de pozos en secciones de edad Cretácico en “Western Interior Seaway”, E. U. A. (Tomado de Van Wagoner, 1990).

5.4.5. Respuestas de los Registros Geofísicos para Ambientes de Cuenca.

La respuesta de los registros geofísicos en las unidades de cuenca tienden a ser más simétricos que la respuesta de los registros geofísicos de clinoformas o topsets. La naturaleza exacta de la respuesta de los registros depende de la naturaleza de los sedimentos; las unidades de cuenca ricas en lodo tienden a mostrar una respuesta de arco simétrico (Figura 5.10), mientras que en los sistemas donde predominan las arenas tienden a mostrar formas cilíndricas o de caja en los registros geofísicos (Figura 5.9). A menudo los pozos a través de sus diferentes partes muestran diferentes tendencias de los registros para los diferentes sistemas de depositación, tal como ocurre en los abanicos submarinos.

Estas tendencias en los registros geofísicos están separadas por marcas que representan sedimentación pelágica, sin interrupciones, por flujos de sedimentos gravitacionales desde el margen de la cuenca. Los marcadores son generalmente lutitas finas con poco o nada de limo y arena, que puede tener respuestas de rayos gamma anormalmente altas, baja densidad, baja resistividad y baja velocidad sónica; estas lutitas corresponden con intervalos de secuencias condensadas marinas (Figura 5.9).

En algunos ambientes los intervalos de secuencias condensadas son ricas en sílice o carbonatos y aparecen como picos en el registro sónico. Los intervalos condensados marinos que se muestran en la Figura 5.9, corresponden con picos en los registros de rayos gamma, que representan una pausa en la sedimentación de abanicos submarinos. Estas son utilizadas para subdividir la estratigrafía del Campo Miller para el Jurásico del Mar del Norte en los componentes de unidades depositacionales (Garland, 1993).

Los intervalos condensados marinos representan un corte en el suministro de sedimento, que pueden ser una respuesta al cambio de los sedimentos autocíclicos en abanicos submarinos, como ocurre en los “abanicos de piso de cuenca” a los “abanicos de talud” (Posamentier, 1988). También puede corresponder con el cese en la depositación de cuenca durante una fase de ascenso en el nivel relativo del mar.

Los marcadores más prominentes de los registros geofísicos son probablemente las relacionadas con el cese completo de la depositación de la cuenca, los que son propensos a formar importantes superficies de onlap o downlap; en algunos casos, pueden tener un pico significativo de abundancia de fósiles planctónicos, que corresponden a eventos cronoestratigráficamente correlacionables. Son equivalentes en tiempo a la cuña progradante del lowstand, a los sistemas de depósito transgresivos y a los sistemas de depósito del highstand.

No es posible realizar únicamente el análisis de la estratigrafía de secuencias para los sedimentos de cuenca, ya que es importante conocer la información necesaria para definir a los sistemas de depósito y los límites de secuencia que corresponden a los márgenes de la cuenca.

5.4.6. Estimación de los Controles de Sedimentación y la Estratigrafía de Secuencias Utilizando Registros Geofísicos.

Un análisis de la secuencia a partir de un conjunto de registros para un pozo, se refiere a la identificación de los períodos progradacionales y retrogradacionales del margen de la cuenca y el reconocimiento de las variaciones del nivel relativo del mar. El conjunto de registros que se muestran en la Figura 5.5 se interpreta en la Figura 5.13, utilizando la estratigrafía de secuencias.

Aunque este registro corresponde con una sección compuesta, fue elegido para ilustrar una variedad de litologías y el contenido de fluido, derivadas de datos reales, donde es posible identificar los HST, Sistema de Depósito de Highstand; LPW, Cuña Progradante del Lowstand; TST, Sistema de Depósito Transgresivo; MFS, Superficie de Máxima Inundación; FS, Superficie de Inundación; SB, Límite de Secuencias (Tomada de Emery y Myers, 1996).

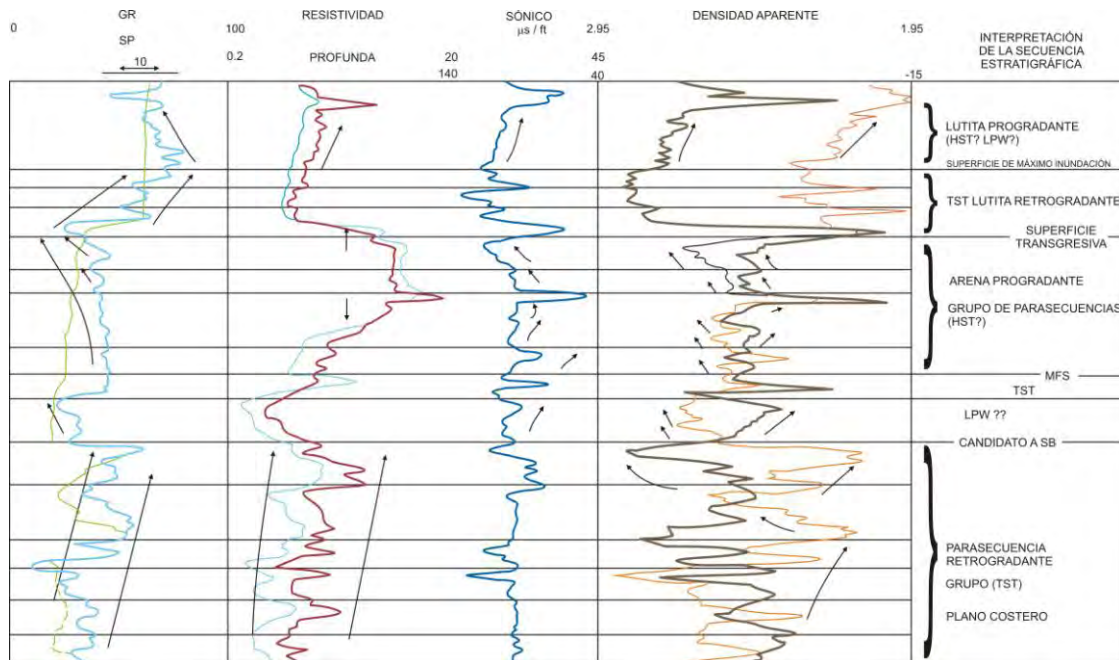


Figura 5.13 Interpretación de una secuencia estratigráfica del conjunto de registros que corresponde con la Figura 5.5 (Tomada de Emery y Myers, 1996).

La progradación puede distinguirse para cada una de las respuestas de registros de clinoformas (a gran escala unidades con menos lutita y someras hacia arriba), o en el apilamiento progradacional de parasecuencias de topset. La evidencia de la progradación del margen de cuenca sólo se encontrará dentro de las unidades de margen de cuenca (topsets, clinoformas y toesets). En la Figura 5.13 se interpretan dos unidades progradantes, una unidad de lutita progradante es reconocida como una unidad en el registro geofísico por la disminución de los rayos gamma y de la densidad, con un incremento en la resistividad y la velocidad; lo que corresponde con un incremento en la fracción de limo. Una unidad inferior de arenisca progradante corresponde en un apilamiento de parasecuencias que se observan fácilmente en los registros de neutrón-densidad.

La retrogradación del margen de la cuenca es reconocida por el apilamiento retrogradacional de parasecuencias de topset, lo que implica profundización importante (Figura 5.8), condición que se aprecia en la Figura 5.13 donde se tienen dos unidades retrogradacionales, la parte superior consta de un apilamiento de parasecuencias muy delgadas, con una prominente superficie de inundación de un suelo endurecido (reconocida como picos sónicos). Cuanto más baja es el apilamiento de parasecuencias costeras, estas pueden estar cubiertas por carbón.

El ascenso del nivel relativo del mar puede reconocerse por la presencia de parasecuencias apiladas en el margen de la cuenca, por ejemplo, el apilamiento de parasecuencias de la Figura 5.13 implica el relleno cíclico de grandes volúmenes de sedimento durante el ascenso de nivel relativo del mar. Cuando se acelera el ascenso de nivel relativo del mar se interpreta (pero no se ha probado), que ocurre un engrosamiento del apilamiento de la parasecuencia hacia arriba, sobre todo si esta es mayor a un engrosamiento regional reconocible, sin embargo, este razonamiento se puede aplicar sólo a parasecuencias que se acumulan en el nivel base. La existencia de una unidad de progradación, se asocia con un suministro constante de sedimentos, lo cual acelera el ascenso del nivel relativo del mar, por lo que ocurre un cambio gradual hacia arriba de progradación a agradación, llevándolo eventualmente a una transgresión.

5.4.7. Superficies Clave.

Un número de superficies estratigráficas clave pueden ser identificadas tomando como base los datos de las líneas de registros geofísicos, antes de la estratigrafía, por lo que cada unidad se puede subdividir en sus sistemas de depósito independientes.

Una superficie de máxima inundación puede ser reconocida en lugares proximales como la superficie entre una unidad retrogradacional y una unidad progradacional suprayacente. Cuando se trata de unidades que aumentan y disminuyen el contenido de arcilla respectivamente, la superficie de máxima inundación será un máximo en los rayos gamma; las superficies de máxima inundación se extienden lateralmente en intervalos condensados de lutitas. Estas pueden tener una respuesta distintiva en los registros, como un pico en los rayos gamma, una depresión en el registro de resistividad o una densidad máxima o mínima. Las secciones condensadas de lutitas a menudo contienen abundantes fósiles, proporcionando así una clave de superficie de correlación bioestratigráfica, tomando en cuenta que no se debe suponer que todos los picos de rayos gamma son una superficie de máxima inundación. El punto clave es que la superficie está por encima de un intervalo retrogradante y por debajo de un intervalo progradante.

La Figura 5.14 muestra un registro de pozo con un ciclo desarrollado de progradación y retrogradación, el cual en algunos casos constan de apilamientos de parasecuencias. Se reconoce una clara superficie de máxima inundación entre un apilamiento de parasecuencias progradacionales sobreyacente y un apilamiento de parasecuencias retrogradacionales subyacente. El yacimiento se encuentra en una serie de parasecuencias marinas someras dispuestas en apilamientos progradacionales y retrogradacionales.

Las superficies de máxima inundación y las superficies de máxima progradación se utilizan para guiar la estratigrafía del yacimiento. HST, sistemas de depósito del highstand; y los TST, sistema de depósito transgresivo.

Una superficie de máxima progradación puede ser reconocida en lugares proximales como la superficie entre una unidad progradante y una unidad retrogradante suprayacente. Cuando se trata de unidades que aumentan y disminuyen el contenido de arcilla respectivamente, la superficie de máxima progradación podrá ser un mínimo en el registro de rayos gamma. La superficie de máxima progradación es la cima de la parasecuencia que prograda más lejos en la cuenca y marca el tiempo de cambio entre la progradación y el retiro del agua del océano. Si el cambio es gradual, la superficie de máxima progradación puede ser muy difícil o imposible de definir; la superficie también puede ser vulnerable a la erosión durante una transgresión. La superficie de máxima progradación en una secuencia de tipo 1 se encuentra en la cima de la cuña de progradación del lowstand.

Una clara superficie de progradación máxima se puede interpretar en la Figura. 5.14, que marca el límite entre un apilamiento de parasecuencias retrogradacionales y un apilamiento de parasecuencias progradacionales subyacente.

Las jerarquías de los intervalos condensados marinos pueden interpretarse, aunque no siempre es fácil identificar cuál o cuáles son los más significativos, aunque la existencia de fauna puede ayudar.

En algunos casos se puede reconocer una superficie de downlap como la base de una clinoforma, donde la superficie de downlap debajo de la cuña de progradación del highstand es correlacionable con la superficie de máxima inundación; la superficie de downlap por debajo de la cuña de progradación del lowstand es correlacionable con la cima de la superficie del abanico o el límite de secuencias.

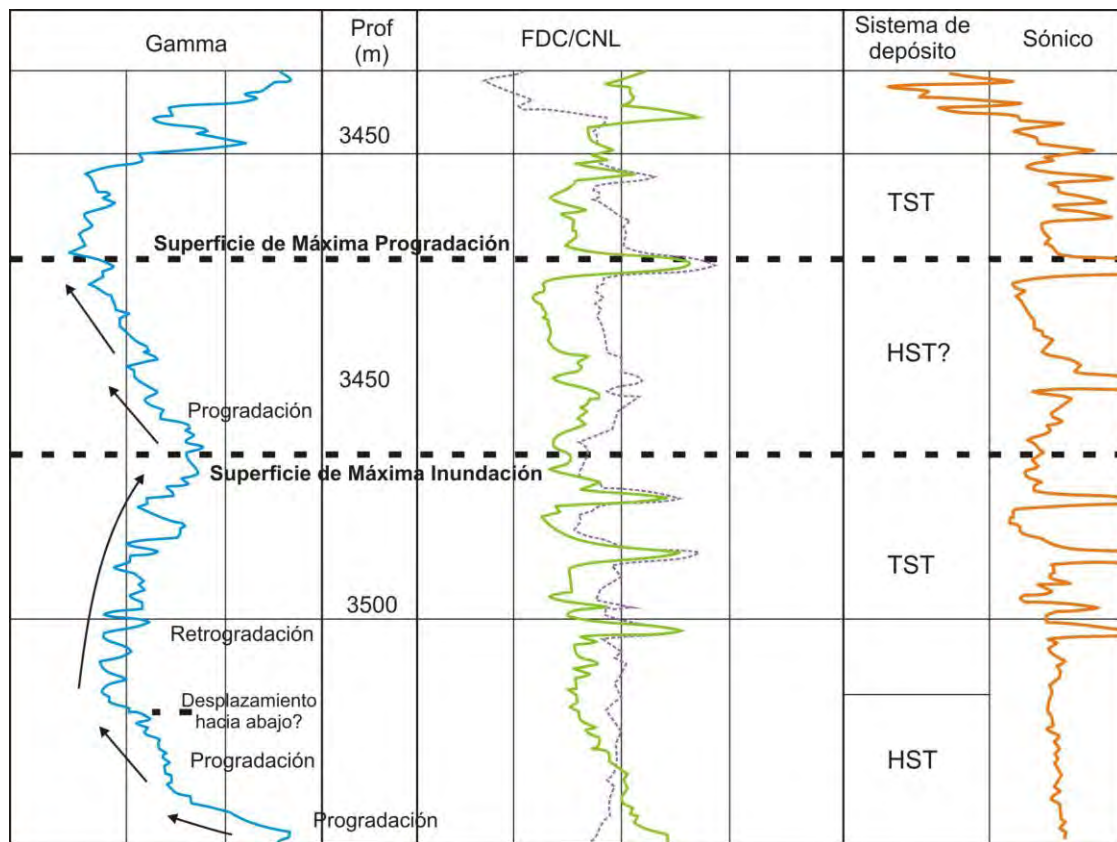


Figura 5.14 Registro geofísico de pozos a través del yacimiento del Campo Ula del Jurásico Tardío, en el litoral de Noruega (Tomado de Emery y Myers, 1996).

Un límite de secuencias, que se originó por un descenso en el nivel relativo del mar puede ser difícil de reconocer con datos de pozos por sí solos, se requiere el reconocimiento de una facies de dislocación o la superposición de una facies proximal en una facies mucho más distal, sin la preservación de la facies intermedia. Esto es probable que ocurra en dos lugares, en la parte frontal de las clinofomas del highstand y donde la erosión de las lutitas ha sido significativa (es decir, en los valles de incisión). En otros lugares puede que no haya facies de dislocación significativas por lo que el límite de secuencias coincidirá con una superficie de inundación anterior. En la clinofoma del talud, un límite de secuencias de tipo 1 corresponderá con un salto, el cual dará una respuesta significativamente menos arcillosa dentro del registro geofísico; esto podría ser fácilmente confundido con fallas normales. Sólo aquellos pozos que pasan a través de la parte final de la clinofoma del sistema de depósito del highstand presentarán este salto abrupto.

En los topsets del límite de secuencias de tipo 1, también se puede encontrar un salto a una facies menos arcillosa, esto ocurre por ejemplo, en los depósitos fluviales que cubren las parasecuencias de plataforma distal o cuando se limpia el lodo que recubre los estratos del topset del litoral. La base plana de una arena se muestra en la Figura 5,13 como un candidato a límite de secuencias, ya que corresponde a arena limpia que abruptamente se sobrepone a lutita. Una interpretación alternativa sería tomar a esta superficie como una superficie de canal, con una arena costera que cubre una lutita lagunar. En el Mar del Norte se presentan dos tipos de límites de secuencias dentro del Jurásico Medio del Grupo Brent, los cuales se muestran en la Figura 5.15 (Mitchener, 1992). El límite inferior es reconocido en los registros geofísicos como una zona donde disminuyen las arcillas abruptamente hacia arriba y en núcleos como facies costeras transgresivas muy gruesas a gravas las cuales sobreyacen a limolitas de plataforma.

El segundo límite de secuencias es más sutil, pero también marca una reducción abrupta de arcillas hacia arriba y la transición de areniscas costeras inferiores bioturbadas mucho menos arcillosas (y un poco más gruesa) a arenisca de isla de barrera. Ambos son evidencias de facies de dislocación (un salto hacia arriba de una facies proximal mucho más significativa), y una disminución abrupta hacia arriba en la lectura de rayos gamma; los límites son reconocidos a nivel regional.

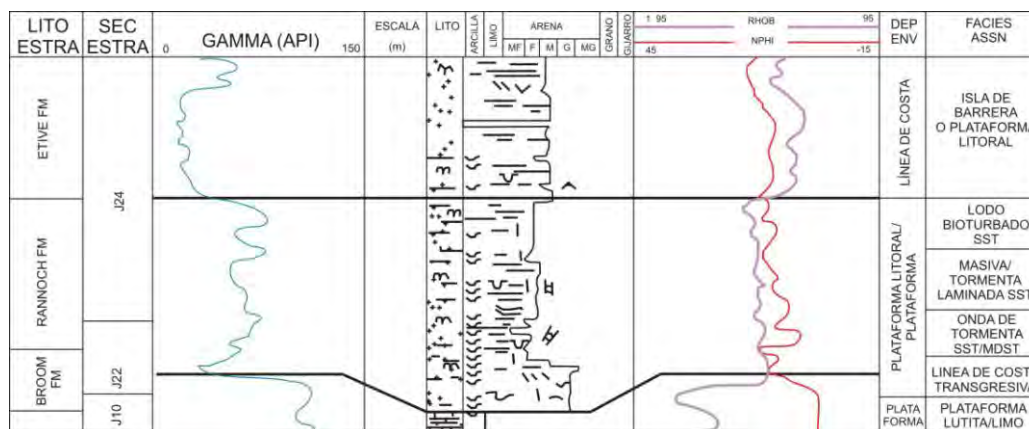


Figura 5.15 Imagen que muestra dos límites de secuencias dentro del Grupo Brent del Jurásico Medio, al norte del Mar del Norte (Tomado de Mitchener, 1992).

Cuando se tiene un límite de secuencias de tipo 2 (Van Wagoner, 1988), es un caso difícil o imposible de demostrar utilizando únicamente datos de registros geofísicos por si solos; el límite puede ocurrir cuando se tiene un desplazamiento hacia abajo en el onlap costeros a una posición hacia el continente en el rompimiento del offlap. Esto sería reconocido en un conjunto de datos de registros geofísicos de pozos por correlación, como el onlap costero

de una parasecuencia en la cima de otra. El límite de secuencia de tipo 2 no se asocia generalmente con geometrías de un play de hidrocarburos, su naturaleza sutil no es de gran importancia para la exploración. Van Wagoner, (1988), sugiere que un límite de secuencias de tipo 2 puede deducirse a partir del reconocimiento de un tiempo mínimo del ritmo de ascenso del nivel relativo del mar; este límite corresponde con un adelgazamiento de la tendencia de la parasecuencia y una tendencia a engrosarse sobreyacente, aunque es discutible si este ritmo mínimo de ascenso necesita ser acompañado de algún límite de secuencias.

5.4.8. Identificación de los Sistemas de Depósito para la Respuesta de los Registros Geofísicos.

El reconocimiento de las superficies que corresponden a límites de secuencia, permite realizar la subdivisión de la estratigrafía en los sistemas de depósito, lo que permite ubicarlas en el contexto de los ciclos del relleno de la cuenca, proporcionando elementos para interpretar los principales cambios del nivel del mar. Por ejemplo, un abanico de lowstand es reconocido como una unidad de abanico limitada por intervalos condensados marinos, donde el paquete de abanicos es equivalente a un límite de secuencias de una margen de cuenca. Cuando esta correlación no se puede demostrar (por ejemplo, en un pozo individual), es imposible decidir si el abanico está relacionado con un lowstand.

5.4.9. Interpretación de los Sistemas de Depósito Utilizando Registros Geofísicos de Pozos.

El reconocimiento de las superficies que limitan a las unidades estratigráficas permite la subdivisión de la estratigrafía y la delimitación de los sistemas de depósito. Es importante utilizar la nomenclatura adecuada a los sistemas de depósito para poder situarse en el contexto de los ciclos del relleno de la cuenca, proporcionando los criterios de delimitación estratigráfica.

Un abanico de lowstand puede corresponder con una unidad de abanico limitada por intervalos condensados marinos, donde el paquete de abanicos es equivalente a un límite de secuencias de una margen de cuenca. Cuando esta correlación no se puede demostrar (por ejemplo, en un pozo individual), es imposible decidir si el abanico está relacionado con un lowstand.

Una cuña progradante del lowstand puede corresponder con una unidad de margen de cuenca progradante resultando en un límite de secuencias y generalmente está limitado por arriba por una superficie de máxima progradación. Las parasecuencias del topset en una cuña del lowstand en general presentan una tendencia de engrosamiento hacia arriba, lo que indica la aceleración de nivel relativo del mar, esta aceleración también puede ser indicada por un cambio hacia arriba de progradación a agradación en la cuña.

En un sistema de depósito transgresivo es posible reconocer un conjunto de parasecuencias retrogradacionales (Figura 5.14). Pueden ser limitadas en su base por una superficie de máxima progradación (a menudo coincide con el límite de secuencias) y en la cima por una superficie de máxima inundación o su correlativo intervalo condensado.

Un sistema de depósito del highstand corresponde con una unidad de margen de cuenca progradante limitada en su base por una superficie de máxima inundación y a su cima por un límite de secuencias. El reconocimiento del límite de secuencias es necesario antes de que la naturaleza del highstand de la unidad pueda ser demostrada. Las parasecuencias de topset en una cuña del highstand en general presentan una tendencia de adelgazamiento hacia arriba, lo que indica una desaceleración en el ascenso del nivel relativo del mar.

Un sistema de depósito del margen de plataforma puede corresponder con una unidad de margen de cuenca progradante resultando en un límite de secuencia de tipo 2 y limitado a la cima por una superficie de máxima progradación. Un límite de secuencias de tipo 2 y por lo tanto un sistema de depósito del margen de plataforma, son difíciles de reconocer con datos de pozos por sí solos.

5.4.10. Dificultades y Ambigüedades en el Análisis de Secuencias para datos de Registros Geofísicos.

Se presentan varias dificultades cuando se realiza análisis de secuencias entre la respuesta del registro geofísico y los parámetros de depositación, las más importantes son:

1. El control de núcleos se debe utilizar en lo posible. La respuesta de los registros geofísicos, incluso cuando se calibra con el núcleo, no es una guía infalible para interpretar el ambiente y el sistema de depósito.
2. No es común encontrar cada uno de los sistemas de depósito en cada pozo. Los sistemas de depósito son locales y sus áreas de depósito a menudo mutuamente únicas.
3. No es común reconocer los límites de secuencias en cada pozo, es común que la cuña del lowstand presente un onlap al frente del highstand y en la base de cualquier valle de incisión. En otros lugares puede coincidir con la superficie transgresiva, que se encuentre dentro de un intervalo condensado marino equivalente y así ser efectivamente invisibles en los registros geofísicos.
4. Otros cambios en los registros geofísicos pueden ser similares a los límites de secuencias (como fallas, escarpes de hundimiento y las bases de los canales).

5. El primer paso para correlacionar los horizontes entre los pozos son superficies de máxima inundación y sus correlativos intervalos de condensación marina, aunque en algunos casos estas son bastante ambiguas en los registros geofísicos, aunque suelen ser lo suficientemente rica en fósiles para ser datados de una forma confiable.

6. La correlación entre las unidades delimitadas por las superficies de máxima inundación puede ser extremadamente difícil de realizar. El límite de secuencias puede ser reconocido en dos pozos ampliamente separados, pero no tiene por qué ser el mismo límite de secuencias, sobre todo si más de un orden superior de secuencias está presente.

7. Los sistemas de depósito no puede ser identificados a menos que la definición de los criterios se encuentre; por ejemplo, un sistema de depósito progradacional puede ser reconocido en los datos de registros geofísicos, pero si no se reconoce un límite de secuencias no puede ser asignado a cualquier sistema de depósito en particular. Los criterios que definen a menudo no están presentes en un solo pozo, pero puede existir en una red de pozos, o en los datos sísmicos si lo permite la resolución.

8. La elección de un datum de la parte subyacente (que en el horizonte de los pozos que acaba en una línea horizontal en la trazo final) es muy importante, ya que permite crear un panel de correlación de los registros geofísicos de pozos, ya que esto influye a menudo en la forma en que se dibujan las líneas de correlación. El dato de la parte subyacente ideal es un horizonte relativamente plano en el momento de la depositación. Un horizonte de carbón extenso, o una superficie de inundación mayor, puede corresponder con un dato satisfactorio para interpretar lo que hay subyacente como puede ser el rompimiento del offlap.

5.4.11. Lista de Control para la Interpretación de la Estratigrafía de Secuencias de una base de datos de Registros Geofísicos de Pozos.

1. Se debe mostrar el grupo de registros geofísicos en una escala consistente, elegida para reconocer la tendencia de los registros geofísicos. La escala del registro geofísico estándar esta a menudo lejos de ser ideal para la interpretación de las tendencias.

2. Se deben marcar las tendencias principales en los registros geofísicos. Interpretar el primer registro geofísico de rayos gamma, y confirmar su interpretación en otros registros geofísicos. Se debe utilizar el control de núcleos para correlacionar las facies con la respuesta de los registros geofísicos. Se debe tener cuidado con los horizontes cementados en el registro sísmico, los trayectos de los hidrocarburos en el registro de resistividad, los cambios a facies no clásticas y la zapata de la tubería de revestimiento (que a menudo parecen grandes cortes en las tendencias de los registros geofísicos).

3. Se debe interpretar el ambiente depositacional bruto (clinoformas progradacionales, parasecuencias del topset, cuenca, etc.) utilizando las tendencias de los registros geofísicos y el marcador de litologías (por ejemplo, carbón).
4. Se debe utilizar cualquier información adicional del medio ambiente (datos sísmicos, núcleos, bioestratigrafía, etc.).
5. Se deben interpretar las principales secciones condensadas a partir de los límites de la tendencia del registro y/o el carácter del registro. Utilice la existencia de fauna para corroborar.
6. Se deben determinar los intervalos de progradación y retirada de los patrones de apilamiento en parasecuencias y las principales tendencias de clinoformas. También se deben identificar las superficies de máxima inundación y las superficies de máxima progradación. Corroborar con los datos sísmicos.
7. Se deben interpretar los candidatos a límites de secuencias para discontinuidades de facies, la evidencia de la incisión de los topsets, etc. Corroborar con los datos sísmicos y núcleos. Se debe tener cuidado con las fallas normales, la zapata de la tubería de revestimiento, etc.
8. Se deben interpretar las tendencias de parasecuencias gruesas y delgadas para interpretar variaciones en el ritmo del ascenso en el nivel relativo del mar.
9. Se deben interpretar los sistemas de depósito, si los criterios que definen existen, utilizando los patrones de apilamiento de las parasecuencias y la naturaleza de los límites de los sistemas de depósito. La sedimentología para el núcleo puede ayudar, porque algunas facies pueden ser indicativas de algunos sistemas de depósito (por ejemplo, carbón y depósitos de mareas en el sistema de depósito transgresivo).
10. Se debe continuar la interpretación en torno a la malla entera del pozo. Ligar cuidadosamente los datos sísmicos utilizando sismogramas sintéticos y la correlacionan con datos bioestratigráficos. También se debe correlacionar las secuencias, los sistemas de depósito, y parasecuencias (si es posible).

6. Estratigrafía de Secuencias Aplicadas a la Cuenca de Chicontepec.

La Cuenca de Chicontepec ha sido una de las cuencas sedimentarias más investigadas en las últimas décadas, esto debido a que se considera económicamente estratégica por su potencial petrolero y por la cantidad de reservas que se estiman existen en el subsuelo, sin embargo, hay pocos trabajos publicados sobre estratigrafía y menos sobre la estratigrafía de secuencias, por lo que es de suma importancia hacerlo. En este trabajo se aplicaran estos conceptos a la cuenca de Chicontepec con ayuda de la estratigrafía sísmica así como con el estudio de afloramientos.

6.1. Ubicación de los Afloramientos.

La Cuenca de Chicontepec se encuentra ubicada en la porción centro-oriental de la República Mexicana sobre la planicie costera del Golfo de México, comprendida en los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí. La Figura 6.1 corresponde a una carta topográfica del INEGI, en esta imagen se muestran los puntos correspondientes a los afloramientos estudiados en este trabajo.

Punto 1

Coordenadas: N 20° 57.613"
W 98° 17.962"

Punto 2

Coordenadas: N 21° 01.782"
W 98° 20.780"

Punto 3

Coordenadas: N 21° 04.453"
W 98° 23.531"

Punto 4

Coordenadas: N 21° 03.284"
W 98° 22.447"

Punto 5

Coordenadas: N 21° 03.226"
W 98° 22.364"

Punto 6

Coordenadas: N 21° 02.974"
W 98° 22.304"

Punto 7

Coordenadas: N 20° 58.082"
W 98° 24.144"

Punto 8

Coordenadas: N 20° 57.613"
W 98° 17.962"

Punto 9

Coordenadas: N 20° 57.804"
W 98° 19.719"

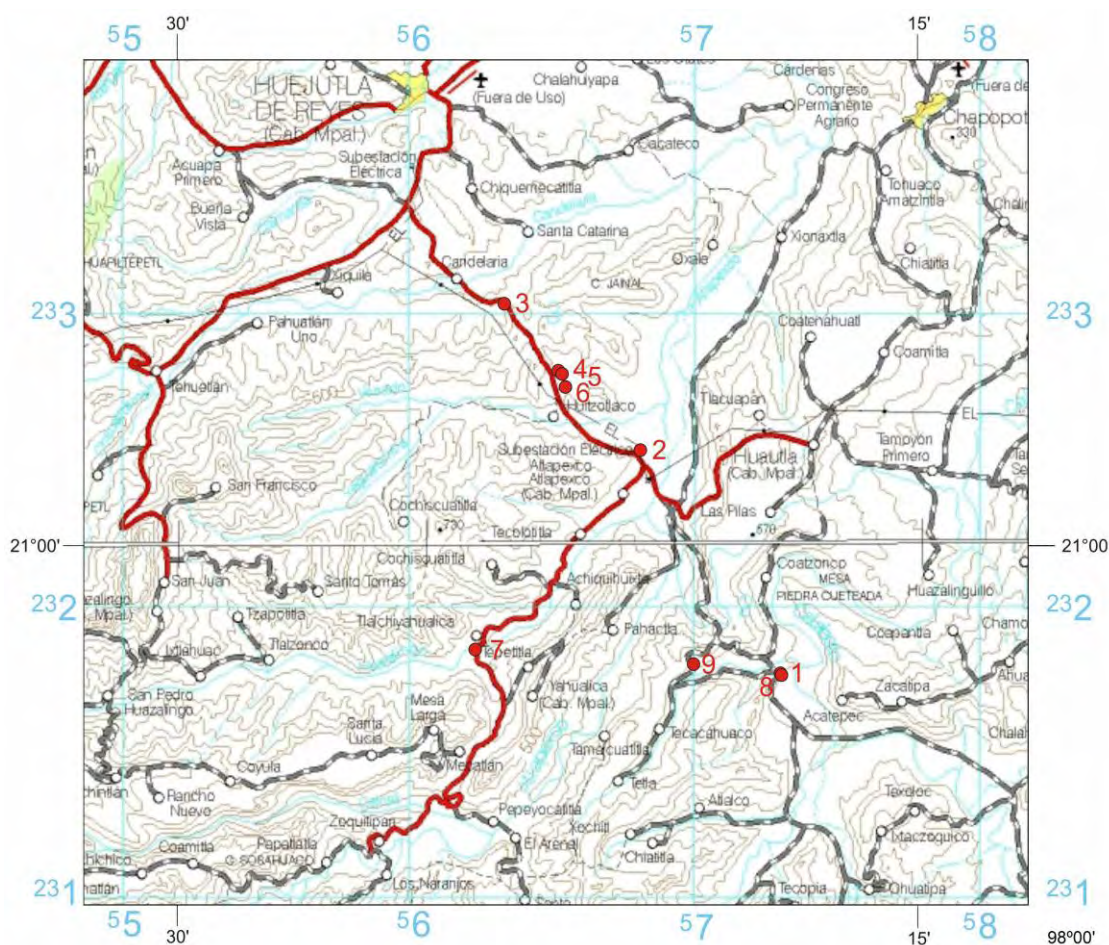


Figura 6.1 Carta topográfica con la ubicación de los puntos correspondientes a los afloramientos utilizados (INEGI, 2005).

La Figura 6.2 muestra un mapa con la ubicación de la líneas sísmica utilizadas en este trabajo.

6.2. Descripción de la Cuenca de Chicontepec.

La Cuenca de Chicontepec, cubre una superficie aproximada de 3 000 km², que se encuentra al occidente de la Faja de Oro y al oriente de la Sierra Madre Oriental; se desarrollo como una antefosa rellena de sedimentos clásticos turbidíticos depositados en aguas profundas en el Paleoceno Tardío y Eoceno Temprano, presentando una variedad de tamaño de clastos, desde gruesos a muy finos, en función de su ubicación en los abanicos submarinos (Figura 6.3).



Figura 6.2 Ubicación de las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo (Google Earth)

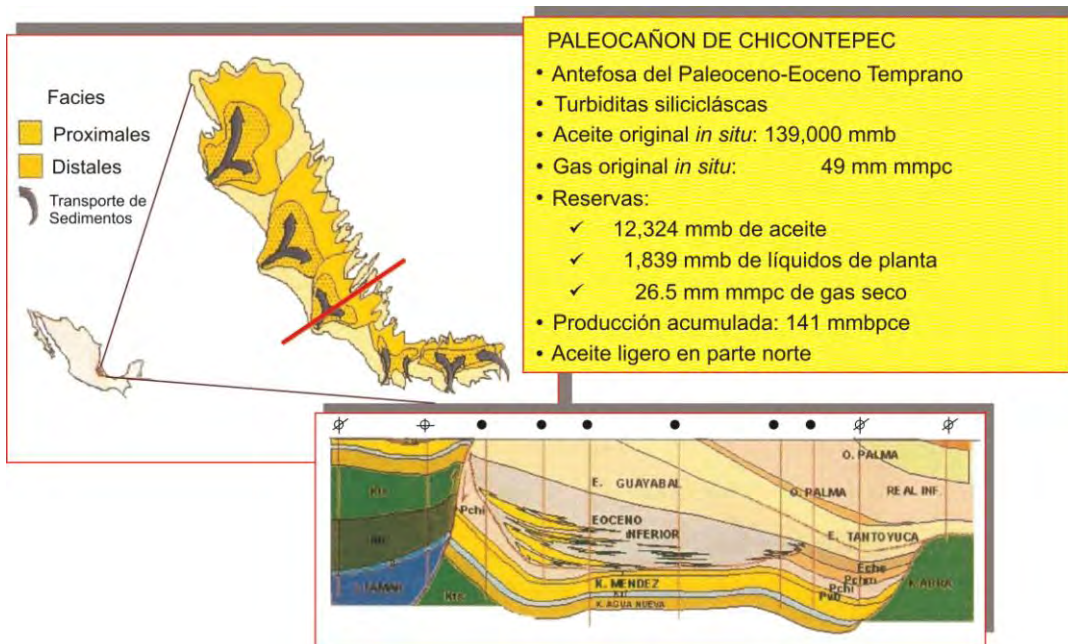


Figura 6.3 Posición de los abanicos submarinos en la Cuenca de Chicontepec (Tomado de Guzmán, 1998-2000).

6.3. Grupo Chicontepec.

El Grupo Chicontepec fue estudiado por primera vez por Cummins a principios del siglo XX, denominándola capas Chicontepec, sin embargo, fue Dumble (1918), quien adoptó formalmente este nombre (Lopez-Ramos, 1979). Adkins (1925) propuso las siguientes tres divisiones: arenisca Chicontepec, Lutitas Chalma y las facies Tanlajás, (en Contreras y Gío, 1985), pero este criterio solo fue utilizado localmente por lo que no tuvo validez y se continuó utilizando como Formación Chicontepec (Nájera, 1952). Nuttal (1931), la dividió con base micropaleontológicas en tres unidades; la superior, media e inferior, criterio que prevalece hoy en día (López-Ramos, 1979) (SGM, 2007).

Lopez-Ramos (1979) considera a esta unidad como grupo Chicontepec y acepta la división en tres formaciones; Formación Chicontepec Inferior, Formación Chconztepec Medio y Formación Chicontepec Superior. Cantú-Chapa (1985) dividió esta unidad en cuatro miembro informales; el miembro Chicontepec basal del Paleoceno Inferior, el Chicontepec Inferior del Paleoceno Medio-Superior, el Chicontepec Medio del Paleoceno Superior al Eoceno Inferior y el Chicontepec Superior del Eoceno Inferior (Bitter, 1993) (SGM, 2007).

López-Ramos (1979) menciona que la localidad tipo se localiza en afloramientos que corresponden al Chicontepec Superior, los cuales están expuestos en la cresta de un anticlinal a 2.5 Km al oriente de Chicontepec, Veracruz (SGM, 2007).

Dumble (1918) menciona que la Formación Chicontepec está constituida de arenisca café amarillenta, presenta inclusiones y segregaciones en arenisca muy dura de color gris acero, los clastos parecen tener algo de material carbonoso y lignítico; la arenisca de la base esta intercalada con arcilla amarilla y en la parte superior es más delgada y las bandas de arcilla se vuelven más gruesas en la parte más alta. Muir (1936) menciona que en su localidad tipo de esta unidad está constituida de lutita negra alternando con arenisca de grano fino que intemperizan en café, en estratos de pocos centímetros a 90 o 120 cm de espesor (SGM, 2007) Nájera (1952) diferenció litológicamente a la unidad Chicontepec Inferior en dos miembros, el primero de ellos (en la base) constituido por lutita de color verde, con intercalaciones frecuentes de lutita café-rojiza que varía de poco calcárea a calcárea, de grano muy fino, subredondeados, con cementante calcáreo. La cima de la unidad Chicontepec Inferior se caracteriza por la presencia de lutita de color gris-verde, con intercalaciones de arenisca de color gris ligeramente verdosa, con granos de tamaño fino, subredondeado y cementados con material calcáreo; también se observa la presencia de bentonita, pero en menor cantidad que en la cima. Para la Chicontepec Medio, se caracteriza por lutita de color gris-verde y raramente

de color café con intercalaciones frecuentes de arenisca de color gris, de grano fino, principalmente de cuarzo, subredondeado a subangular con cementante calcáreo, la bentonita es poco frecuente, y se presenta en color blanquizco; La unidad Chicontepec Superior está representado por lutita ligeramente arenosa de color gris-verde con intercalaciones delgadas de arenisca con granos cuarcíferos, de subredondeados a subangulosos de tamaño fino a medio, con cementante calcáreo y poco arcilloso; generalmente no se presenta bentonita (SGM, 2007).

López-Ramos (1979) menciona que la parte inferior (Chicontepec Inferior) está constituida por una alternancia de arenisca calcárea, lutitas y margas, las capas de arenisca calcárea, son de grano fino de color gris oscuro en estratos de 50 a 60 cm de espesor, que alternan con capas de lutita calcárea de 20 a 25 cm de espesor; en algunas localidades se encuentra entre los estratos basales capas lenticulares de conglomerado de 2 a 3 m de potencia, formados por guijarros de caliza y pedernal de 2 a 3 cm de diámetro, hacia la cima las capas de arenisca se adelgazan hasta tener el mismo espesor que la lutita.

La Chicontepec Medio está constituida por una alternancia de arenisca y lutita donde la arenisca se presenta en color gris, de grano medio, compactas en capas de 20 cm a 1 m de espesor, ocasionalmente con material carbonoso (resto de plantas), mientras que la lutita es de color gris o gris azul, estratificada en capas delgadas; esta unidad varía entre 40 y 200 m de espesor; finalmente, agrega que la Chicontepec Superior consta de capas de grano fino a medio de color gris y gris oscuro de 5 a 10 cm de espesor con impresiones de gusanos marinos, huellas de oleaje y restos de plantas, alternando con esta arenisca, capas delgadas de marga arenosa de color gris y de lutita color gris azul (SGM, 2007).

Los sedimentos que rellenan la cuenca se caracterizan por ser de origen turbidítico y en abanicos submarinos depositados por corrientes submarinas que erosionaron el sustrato para dar forma a la Cuenca y después se depositaron en las depresiones formadas (Figura 6.4). La Cuenca es irregular siendo menos ancha en su sector sur y más amplio en la parte norte.

6.3.1. Modelo Sedimentario.

En las últimas dos décadas los sistemas terrígenos de aguas profundas han sido extensamente investigados mediante imágenes acústicas en abanicos modernos y penetración profunda de perfiles sísmicos en sistemas sepultados, principalmente en cuencas localizadas en márgenes divergentes y cuencas cratónicas. Si bien dichas investigaciones han provisto de información importante, también han surgido una serie de problemáticas, las cuales han sido discutidas en publicaciones de Mutti y Normark (1987, 1991) y Normark (1990). El principal problema es que muchos de los conocimientos adquiridos

sobre abanicos modernos y sistemas de areniscas sepultados de aguas profundas en márgenes continentales divergentes difieren conceptualmente de aquellos estudios sobre areniscas turbidíticas de sistemas de depósito antiguos (Mutti y Ricci Lucchi, 1992).

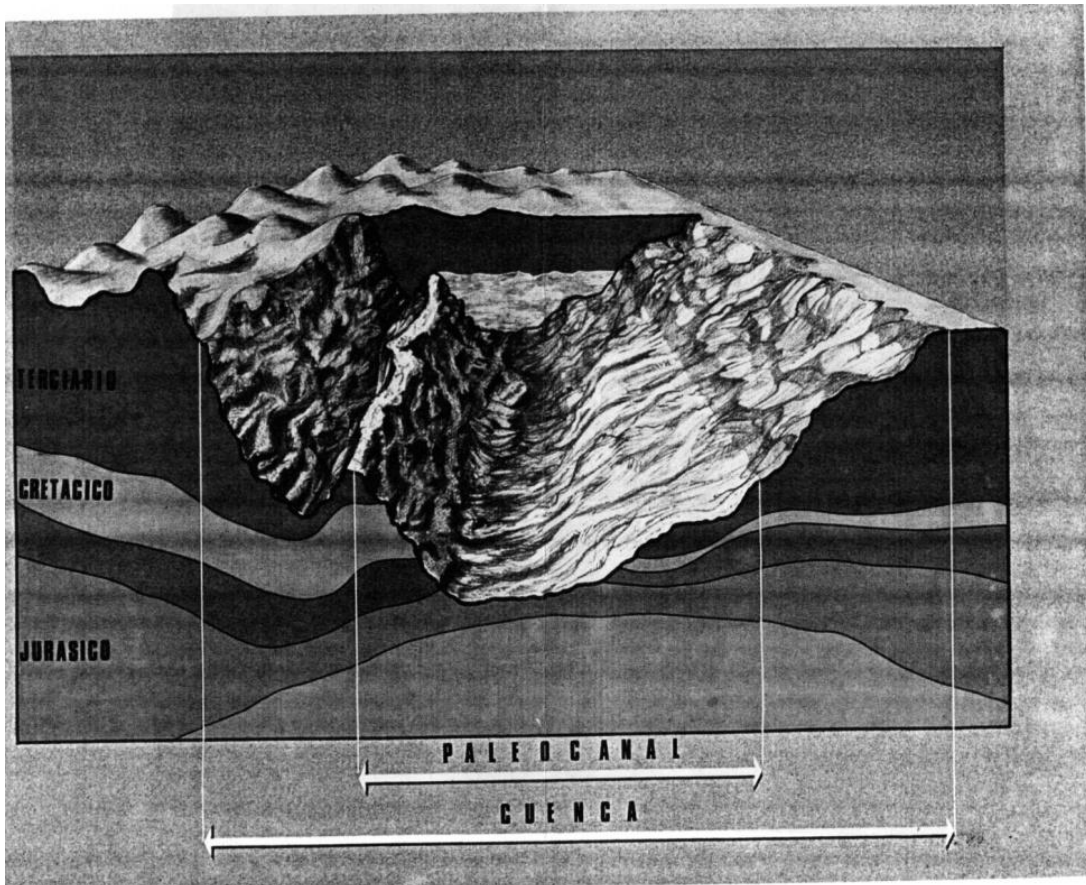


Figura 6.4 Esquema que muestra la formación del canal principal y los canales secundarios de la Cuenca de Chicontepec.

Las principales diferencias pueden ser estudiadas de forma muy simple. En los abanicos modernos, particularmente los grandes abanicos localizados en márgenes divergentes semejantes a los abanicos del Amazonas, Indus y Mississippi, son esencialmente desarrollados en complejos turbidíticos con predominio de canales lodosos-zonas de leveé. Los sistemas de areniscas sepultados de aguas profundas en márgenes continentales divergentes y algunas cuencas cratónicas son representados en gran parte por depósitos de corrientes de contorno (contouritas) o turbiditas las cuales pueden ser sustancialmente dominadas por las mismas corrientes (sistemas mezclados).

Los antiguos sistemas de areniscas de aguas profundas expuesto en cinturones plegados o en otros tipos de marcos tectónicos activos, pudieron ser depositados en su conjunto por corrientes turbidíticas y flujos de gravedad relacionados (sistemas turbidíticos s. s.). Desafortunadamente, la tendencia actual es a describir, interpretar y aun más, comparar los tres diferentes tipos básicos de sistemas de depósito turbidíticos entre sí: (1) abanicos modernos, (2) sistemas turbidíticos sepultados y profundizados y (3) aquellos aflorantes en sistemas tectónicos plegados y cabalgados, usando para los tres sistemas el mismo “modelo de abanico” durante su interpretación (e. g., Shanmugam y Moiola, 1988). Es claro que cuando se intenta combinar y relacionar dentro de una estructura puramente sedimentológica, la morfología de algunos abanicos modernos con las facies y asociaciones de facies en cuencas antiguas turbidíticas que fueron deformados y que se encuentran en cinturones plegados y cabalgados, frecuentemente ocurren sobre-simplificaciones erróneas durante la interpretación de los tres sistemas turbidíticos (Normark, 1970; Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Walker y Mutti, 1973; Walter, 1978). Además, Mutti y Normark (1987) han señalado lo difícil y erróneo que resulta el comparar los sistemas modernos de abanicos submarinos con los sistemas turbidíticos antiguos.

El uso del “modelo de abanico submarino” como un sistema predictivo general del estudio de ambientes de depósito en sistemas arenosos modernos y antiguos depositados en aguas profundas, no considera los factores tectónicos como son cuenca divergente, convergente y marcos geodinámicos de colisión; así como los aspectos de transporte de masas, flujos de gravedad, corrientes profundas del fondo marino y las fluctuaciones del nivel del mar. Tampoco considera la interacción compleja entre tectónica, eustatismo y sedimentación a través del tiempo geológico (Mutti, 1992).

Los modelos de estratigrafía de secuencias para sistemas siliciclásticos de aguas profundas, están basados en las variaciones del nivel del mar, considerados como ciclos eustáticos de 3er orden y restringidos al tiempo de esos sistemas o periodos relativos de descenso del nivel del mar (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991).

Este modelo eustático sobre la expresión sísmica y registros eléctricos característicos de cuerpos de arenas de aguas profundas es a gran escala, y por lo tanto se descuida el detalle de las facies, así como los procesos asociados a las mismas (Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

Comparando con los ambientes someros de depósito, los marinos profundos son menos conocidos debido a que son inaccesibles a la observación directa, de aquí que los datos para la construcción de modelos se deriven del muestreo superficial de depósitos antiguos y estudios de sísmica marina de alta resolución.

Si bien existe un gran número de modelos para abanicos submarinos modernos, entre los que destacan el de Mutti (1977), Ricci Lucchi (1975), Normark (1978) y Walker (1978) (Figura 6.5), el cual por ejemplo establece que las rocas clásticas, de aguas profundas pueden subdividirse en cinco asociaciones de facies principales: turbiditas clásticas, areniscas gravosas, areniscas masivas, conglomerados redepositados y lodos gravosos, flujos de escombros y depósitos por deslizamiento; además de que contempla la posibilidad que las facies de abanico medio e inferior sean atravesadas por la incisión de canales principales de lóbulo que, en un momento dado, pueden reactivarse prolongando su recorrido y construyendo un nuevo lóbulo en una posición más externa que el anterior. Todas estas variaciones de facies se han interpretado en afloramientos de la Cuenca de Chicontepec.

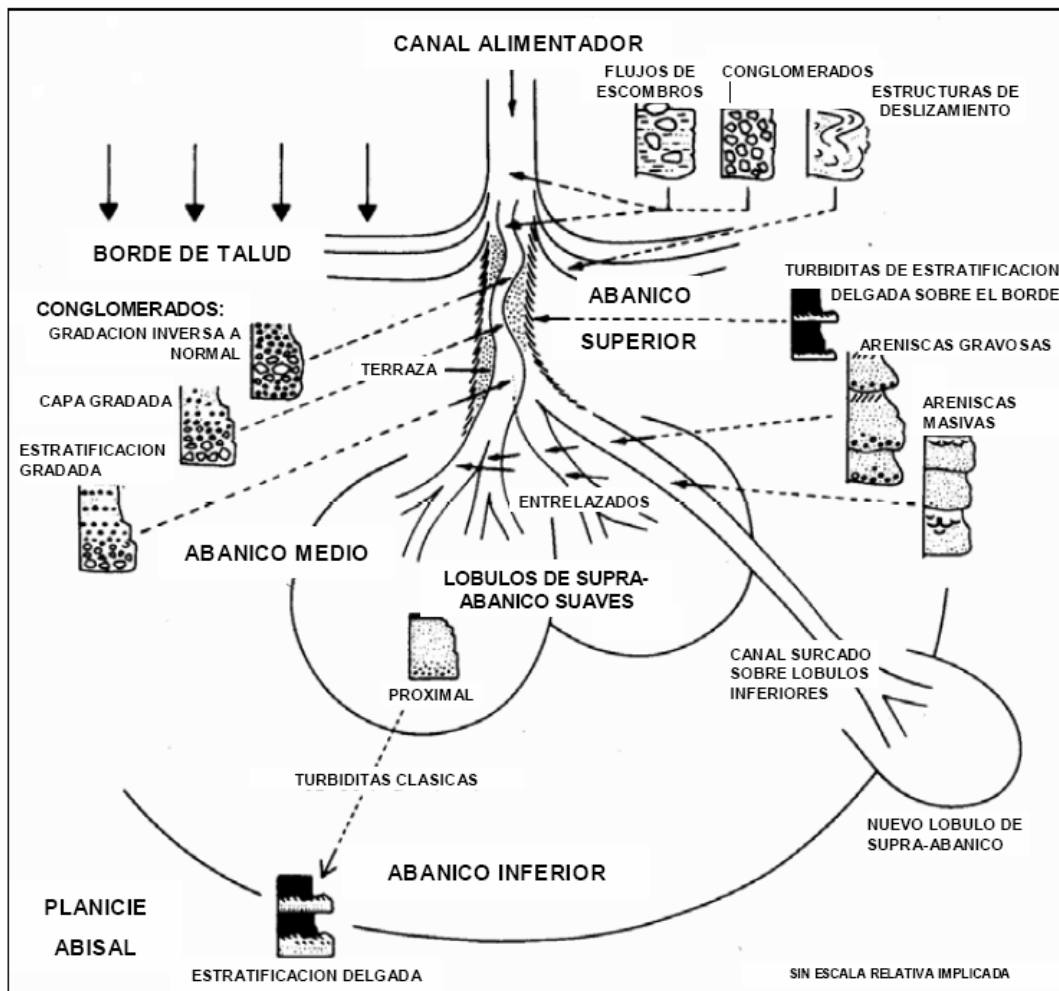


Figura 6.5 Modelo deposicional de un abanico submarino no confinado rico en arena, rasgos morfológicos relacionados, medio ambiente deposicional y facies resultantes (Walker, 1978).

Uno de los modelos utilizados para este trabajo corresponde al de abanicos submarinos antiguos propuesto por Mutti y Ricci Lucchi (1972), que corresponde a una distribución espacio-temporal de facies y a subambientes caracterizados por depósitos de abanico interno, abanico medio y abanico externo (Figura 6.6), los cuales son alimentados por fuentes puntuales (canales alimentadores de cañones submarinos), y cuyos flujos de densidad son transportados masivamente como derrumbes, deslizamientos, flujos de escombros y corrientes turbidíticas, depositados al pie del talud de las cuencas marinas profundas.

El abanico interno es alimentado por cañones submarinos en los que se derivan canales que sirven como conducto para los sedimentos. Los sedimentos más gruesos se acumulan en la zona del sistema de canales en el abanico interno, los cuales en ocasiones se desbordan lateralmente a través de los flancos de canales y terrazas, depositando sedimentos finos en unidades delgadas gradadas.

Esas capas delgadas comúnmente presentan en sus bases estructuras de flama y secuencias Bouma parciales, consistiendo de la laminación paralela cubierta por estratificación convoluta o múltiples sectores de laminación cruzada en rizaduras. En la zona en donde se forman muchos canales dentro del canal mayor, los depósitos de grano fino aumentan su espesor hacia las depresiones y zonas de intercanales.

El abanico medio es un sistema rico en areniscas y está caracterizado por formar lóbulos de supra-abanico, con superficies pulidas convexas. Cada lóbulo es abastecido por canales distributarios, bifurcados o trenzados que acumulan areniscas masivas o guijarrosas mostrando estratificación lenticular y estructuras someras de arrastre. Los sedimentos interlobulares están parcial o completamente trabajados a medida que los canales migran. Los sedimentos gradados más finos son depositados en las partes superiores de algunos canales y sobre superficies plana a medida que los canales desaparecen pendiente abajo. La migración de canales puede desarrollar secuencias múltiples de sedimentos finos en la cima, donde el lóbulo distal del supra-abanico consiste en una secuencia única de sedimentos gruesos hacia la cima, en donde las parte superiores son cubiertas por capas de lodo.

El abanico externo tiene una superficie de ligera pendiente y recibe incrementos de depósitos de sedimentos suspendidos puntualizados por pulsos de turbiditas de grano fino. Los mantos gradados resultantes son delgados, lateralmente persistentes, y monótonamente superimpuestos, comúnmente a través de espesores estratigráficos considerables.

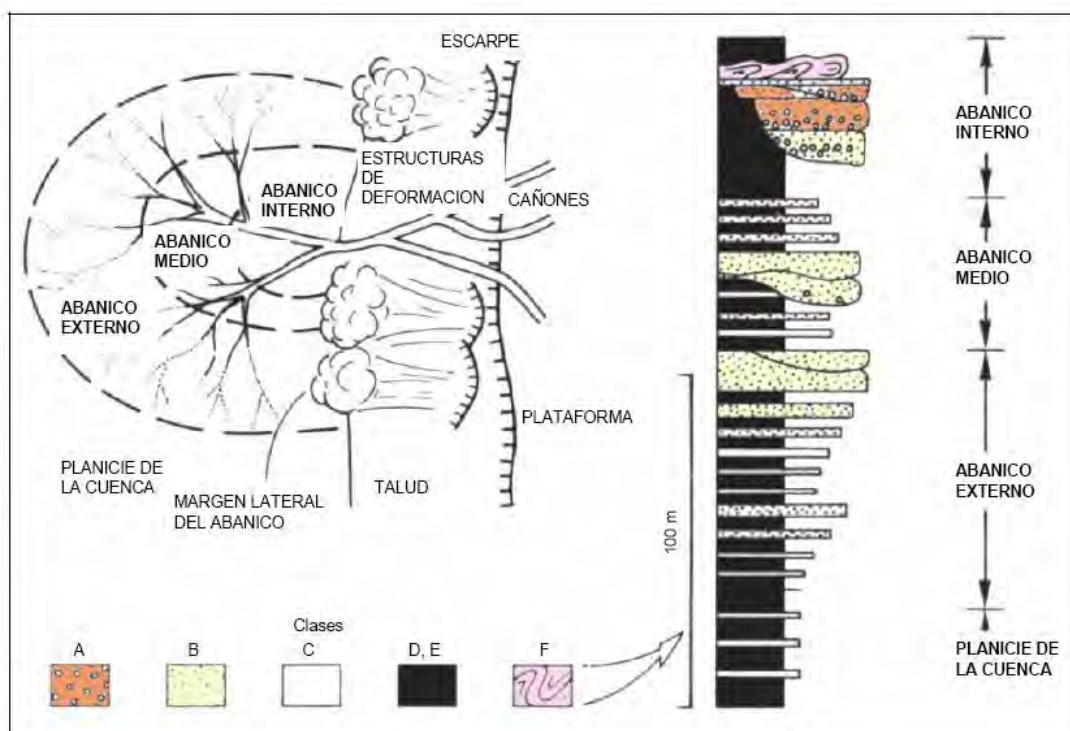


Figura 6.6 Modelo para abanico submarino antiguo que muestra el desarrollo y la mecánica de los depósitos turbidíticos en las zonas de la plataforma continental, el talud continental y la cuenca (Mutti-Ricci Lucchi, 1972).

El modelo geológico corresponde con una serie de eventos de múltiples episodios de erosión y depósito en abanicos submarinos con turbiditas, tal como sucede en la Cuenca de Chicontepec durante el Paleoceno y Eoceno Temprano.

Se reconocen en la Cuenca de Chicontepec cuatro elementos del sistema de depósito en la mayoría de las unidades genéticas: canal central, canal central con lóbulos, abanico medio y abanico exterior (Figuras 6.7, 6.8 y 6.9).

El modelo que se tiene actualmente de las secuencias turbidíticas del Grupo Chicontepec es principalmente de forma generalizada según la información existente, por lo que se requiere obtener un modelo más de mayor detalle, aplicando los conceptos actuales existentes para los depósitos de facies turbidíticas en aguas profundas, con lo cual obtendríamos un conocimiento mejor de la geometría y distribución de las facies en el subsuelo, y en consecuencias de las propiedades petrofísicas asociadas con estas, como el propuesto por Santillán (2009) y Santillán y Aguayo (2010).

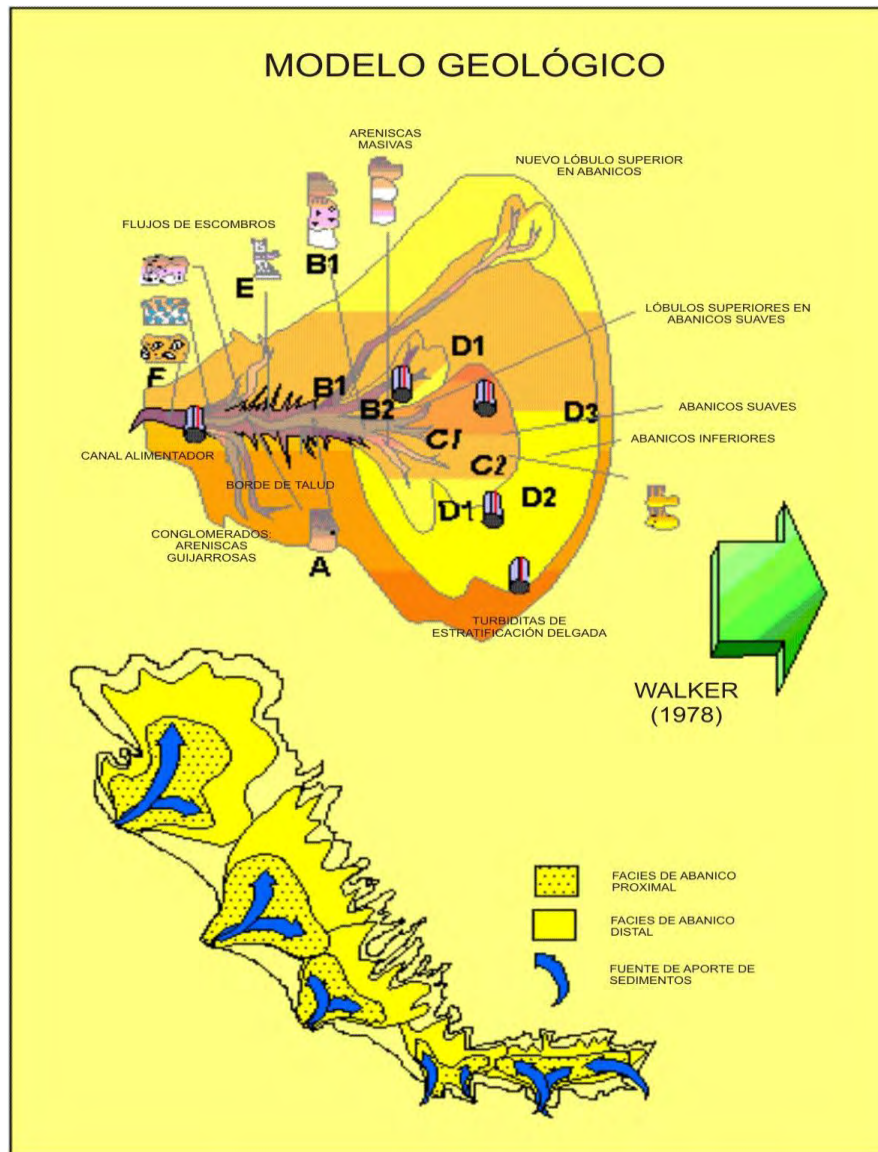


Figura 6.7 Modelo conceptual de abanico submarino (Walker, 1978 y PEMEX, 2005).

Facies de Secuencias Turbidíticas.

La clasificación de litofacies propuesta por Mutti y Ricci Lucchi (1972), divide a los depósitos terrígenos en siete facies enlistados de la A a la G, abarcando la relación con el ambiente de depósito dentro de un abanico submarino. Con esas litofacies podemos suponer la geometría del depósito, estructuras internas de los estratos, relaciones laterales, relaciones verticales y mecanismos de transporte (Figura 6.6).

Facies A.

Incluyen conglomerados, cantos rodados y arenas muy gruesas, los espesores van de 1 a 10 m, tienen diferentes tipos de límites como superficies de erosión, bases de canales, interestratificación con horizontes de grano fino. También en estas facies se observan variaciones en el tamaño de grano, imbricación de los detritos, capas intraformacionales de lodo con clastos, así como la organización interna puede ser gradada, no gradada o inversa. Los depósitos generados por facies A generalmente son resultado de flujos de detritos por tracción (desorganización interna) o flujos de granos (organización interna) (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Middleton y Hampton, 1973).

Facies B.

Se componen de secuencias masivas de areniscas de grano grueso a medio presentando rasgos de canales y erosión ocasionada por flujos de corrientes, tienen una continuidad lateral mayor que las facies A. Un típico estrato incluye granos o clastos a lo largo de la base, después laminación paralela, estructuras cóncavas con evidencias que indican expulsión de fluidos.

Generalmente se encuentran interestratificadas con las facies E. Las facies B casi siempre se depositan en ambientes de canal en el abanico medio a superior, reflejan procesos hidráulicos en el transporte de los granos.

Facies C.

Comprenden areniscas de grano medio a fino, interestratificadas con horizontes delgados de lutita, las areniscas presentan la clásica secuencia Bouma casi completa. Los estratos de arenisca generalmente van de 0.25 a 2.5 m de potencia y se mantiene uniforme durante largas distancias laterales, suelen presentar gradación normal y marcas de corriente en su base. Estas facies se asocian a secuencias de la parte superior del relleno de un canal y algunas partes del abanico medio, inferior o incluso la planicie de la cuenca. Estas facies son las primeras que se depositan debido a una corriente de turbidez.

Facies D.

Consisten de delgadas interestratificaciones de areniscas y lutitas con extensa continuidad lateral, su espesor varía de 0.05 a 0.25 m, los estratos de arenisca se encuentran gradados y presentando en la parte superior una parte de la secuencia Bouma. Se presentan en forma transicional con delgados estratos de las facies C, se conocen como turbiditas distales y representan el depósito de flujos turbulentos de baja densidad.

Facies E.

Consisten, al igual que las facies D, de alternancias de areniscas y lutitas pero se diferencian de ellas por su espesor más delgado menor de 0.30 m, la relación arena lutita es generalmente de 1:1, de grano grueso y clasificación pobre, carecen de continuidad lateral, presentándose lenticularmente, en planos ondulados y con tendencia a acuñarse. Están asociadas con ambientes de canal dentro de un abanico submarino y/u ocasionalmente con las facies B dentro del abanico medio y superior. Su proceso de formación es principalmente flujos de tracción y de gravedad de concentración alta, asociados a los márgenes del canal.

Facies F.

Comprenden depósitos desplazados por movimientos sindeposicionales, como pueden ser asentamientos, desplazamientos o rompimientos del talud debido a su pequeño límite presente entre los sedimentos acumulados y el margen del talud.

Mutti y Lucchi (1979), emplearon el término caótico para este tipo de depósitos, y los describieron como una deformación parcial agrupando en estas facies a los asentamientos en terraplenes (levees), deslizamientos, flujos de lodo, flujos de arena, paraconglomerados, olistostromas, olistolitos, brechas de talud, estratos desordenados "slurried". Estas facies son típicamente encontradas cerca del talud inferior o a lo largo de los márgenes de los canales del abanico superior y medio.

Facies G.

Comprenden detritos pelágicos y hemipelágicos compuestos por minerales arcillosos, también pueden incluir proporciones variables de limo, arena fina, micas, restos de plantas, carbonatos, fosfatos y conchas; es común encontrar alternancia de turbiditas siliciclásticas y turbiditas carbonatadas. Estas facies son generalmente estratos delgados y paralelos, se desarrollan principalmente en intercanales y en menor proporción como relleno de canales abandonados.

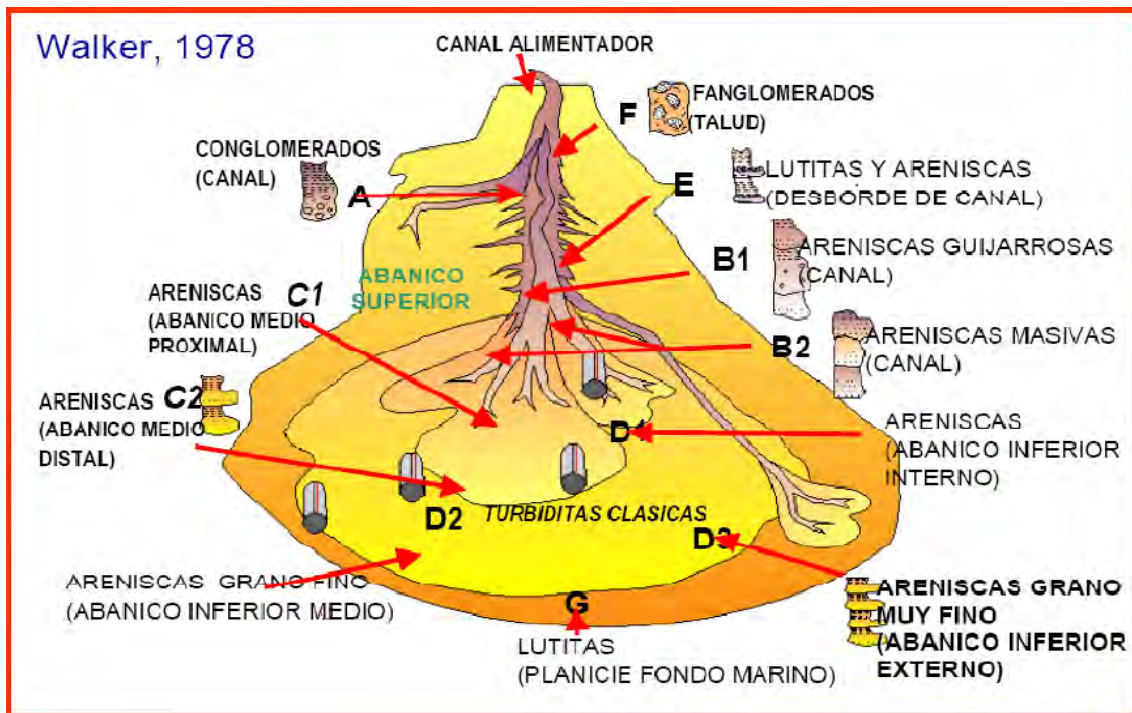


Figura 6.8 Partes de un abanico, así como la litología predominante en cada una de sus partes (Walker, 1978).

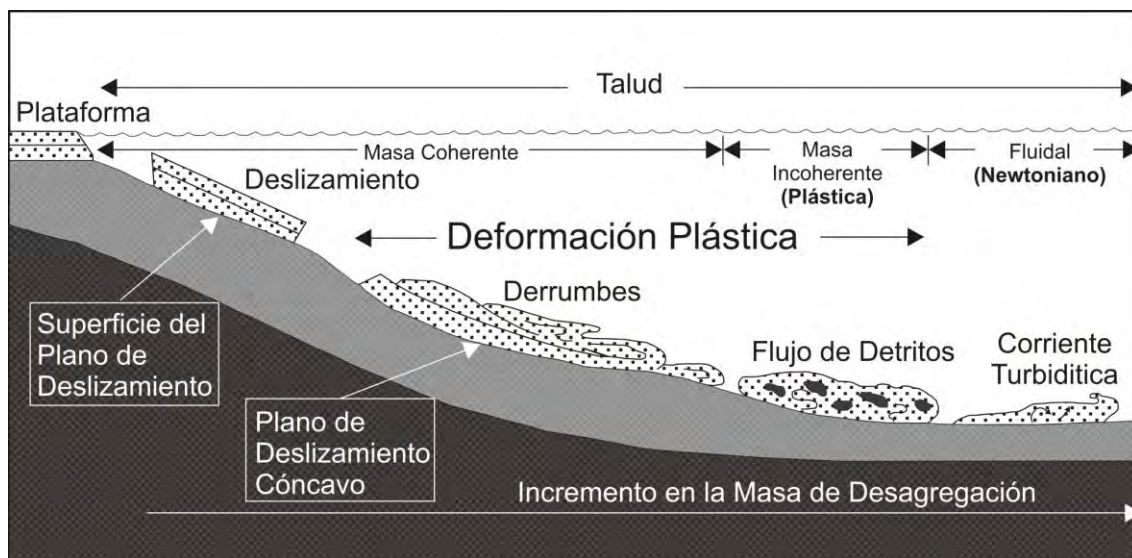


Figura 6.9 Corte transversal de un abanico submarino, aquí se muestran los depósitos característicos del talud (Tomada de Shanmugam *et al.*, 1994).

6.4. Ciclos del Nivel del Mar.

El término eustasia se refiere al estudio de todos los cambios del nivel del mar global, independiente de factores locales; tomando como referencia la posición de la superficie del mar referente a un dato fijo incluyendo el centro de la Tierra o un satélite en órbita fija alrededor de la Tierra (Figura 3.4, Capítulo III).

Es prácticamente imposible determinar la magnitud de las variaciones en la posición eustática que ocurrió durante la depositación de una sección sedimentaria; esto es debido a que la posición del mar varía en función de la eustasia, del comportamiento tectónico y del relleno sedimentario.

Las variaciones globales del nivel del mar presentan varias escalas temporales y órdenes de magnitud de variación absoluta del nivel del mar (Vail *et al.*, 1977). Estos ciclos registran eventos geotectónicos y climáticos que pueden tener escala global o a nivel de la cuenca. Vail *et al.*, (1977) establecen cinco órdenes de magnitudes de ciclos globales de cambios relativos del nivel del mar: primer orden (> 100 M. a.), segundo orden (10 - 100 M. a.), tercer orden (1 - 10 M. a.), cuarto orden (0.1 – 10 M. a.) y quinto orden (0.01 – 0.1 M. a.) como se muestra en la Tabla 6.1. Los últimos son solo identificables a nivel de afloramiento, sondeo y registros de sísmica de alta resolución (Vail *et al.*, 1977). Solo los cambios glacio-eustáticos son lo suficientemente breves y de amplia magnitud para dar lugar a ciclos de tercer orden y a algunos de segundo orden (Coleman y Roberts, 1988).

Tabla 6.1 Tabla que muestra los cinco órdenes de magnitudes de ciclos globales de cambios relativos del nivel del mar (Vail *et al.*, 1977).

Orden	Intervalo de Tiempo	Clasificación	Evento Relacionado
Primer Orden	> 100 M. a.	Supersecuencias	Eventos Tectónicos Regionales
Segundo Orden	10 – 100 M. a.		
Tercer Orden	1 – 10 M. a.	Secuencias depositacionales o secuencias compuestas	Eventos Tectónicos Locales
Cuarto Orden	0.1 – 1 M. a.	Secuencias de alta frecuencia parasecuencias o grupos de ciclos	Ciclos Eustáticos
Quinto Orden	0.01 – 0.1 M. a.	Parasecuencias o Ciclos	

Los ciclos globales del nivel del mar de segundo orden han sido tomados frecuentemente como referencia para el establecimiento de la estratigrafía sísmica, entendida como un método para el análisis de cuencas. Estos ciclos se interpretan en los perfiles sísmicos de multicanal a partir de desplazamientos de solapamientos expansivos costeros hacia el centro de la cuenca, como consecuencia de descensos del nivel del mar. Los ciclos de segundo orden (baja frecuencia) están relacionados con eventos tectónicos y en algún caso climático, mientras que los ciclos de tercer orden (de alta frecuencia) están fundamentalmente relacionados con eventos climáticos, que conlleva una interrelación entre la variación del nivel del mar y el aporte sedimentario.

Para el estudio de la estratigrafía de secuencias del Grupo Chicontepec solamente se tomaran en cuenta las secuencias de segundo y tercer orden por la escala y de cuarto y quinto orden para las fotografías de los afloramientos.

En la Tabla 6.2 se muestra una carta de ciclos para el Paleoceno y Eoceno que es la edad a la que se le asigna a la Cuenca de Chicontepec.

La Figura 6.10, muestra la carta de ciclos de Haq (1988) del Paleoceno al Plioceno.

Tabla 6.2 Tabla que muestra los principales Límites de Secuencias (SB) y Superficies de Máxima Inundación (MFS), para el Paleoceno y Eoceno (Wornardt, 1999).

Época	Series	Era		SECUENCIAS		
				SB/MFS	Haq; et al. 1987	Hardenbol; et al, 1988 / *Wordnart; 1999
EOCENO	SUPERIOR	Priabonian	33.70	SB	36.00	33.30
				MFS	36.50	*33.7
				SB	37.00	34.65
				MFS	37.50	*35.31
				SB	38.00	36.00
				MFS	38.80	*36.5
		MEDIO	Bartonian	37.00		
				SB	39.50	37.10
				MFS	40.00	*38.15
				SB	40.50	39.07
				MFS	41.20	*40.38
			Lutetian	41.30		
				SB	42.50	42.62
				MFS	43.00	*42.78
	SB			44.00	43.65	
	MFS			45.50	*45.15	
			SB	46.50	46.09	

Capítulo VI: Estratigrafía de Secuencias Aplicadas a la Cuenca de Chicontepec

PALEOCENO	I N F E R I O R	Ypresian	49.00	MFS	48.00	*47.7
				SB	48.50	48.14
				MFS	49.00	*49.08
				SB	49.50	50.02
				MFS		*50.15
				SB		50.29
				MFS	49.80	*50.65
				SB	50.00	51.05
				MFS	50.30	*51.27
				SB	50.50	51.50
				MFS	51.00	*51.84
				SB	51.50	52.18
				MFS	51.80	*52.65
				SB	52.00	53.15
				MFS	52.50	*53.24
				SB	53.00	53.61
				MFS	53.50	*54.09
		SB	54.20	54.60		
		MFS	54.30	*54.71		
		SB	54.50	54.80		
		MFS		*54.84		
		SB		54.90		
		MFS		*55.09		
		SB		55.40		
		MFS		*55.58		
		SB		55.80		
		MFS		*56.09		
	SB		56.42			
	MFS		*56.58			
	SB		56.75			
	MFS		*57.07			
	SB		57.40			
	S U P E R I O R	Thanetian	54.80			
			MFS		*54.84	
			SB		54.90	
	I N F E R I O R	Selandian	57.90			
			MFS	56.50	*57.97	
			SB	58.50	58.53	
		MFS	59.00	*59.67		
		Danian	60.90			
			SB	60.0	60.70	
	MFS			*61.07		
			SB		61.45	
			MFS	61.0	*62.18	
			SB	63.0	62.84	

Capítulo VI: Estratigrafía de Secuencias Aplicadas a la Cuenca de Chicontepec

	MFS	66.0	*63.39
	SB		64.08
	MFS		*64.43
	SB		64.75

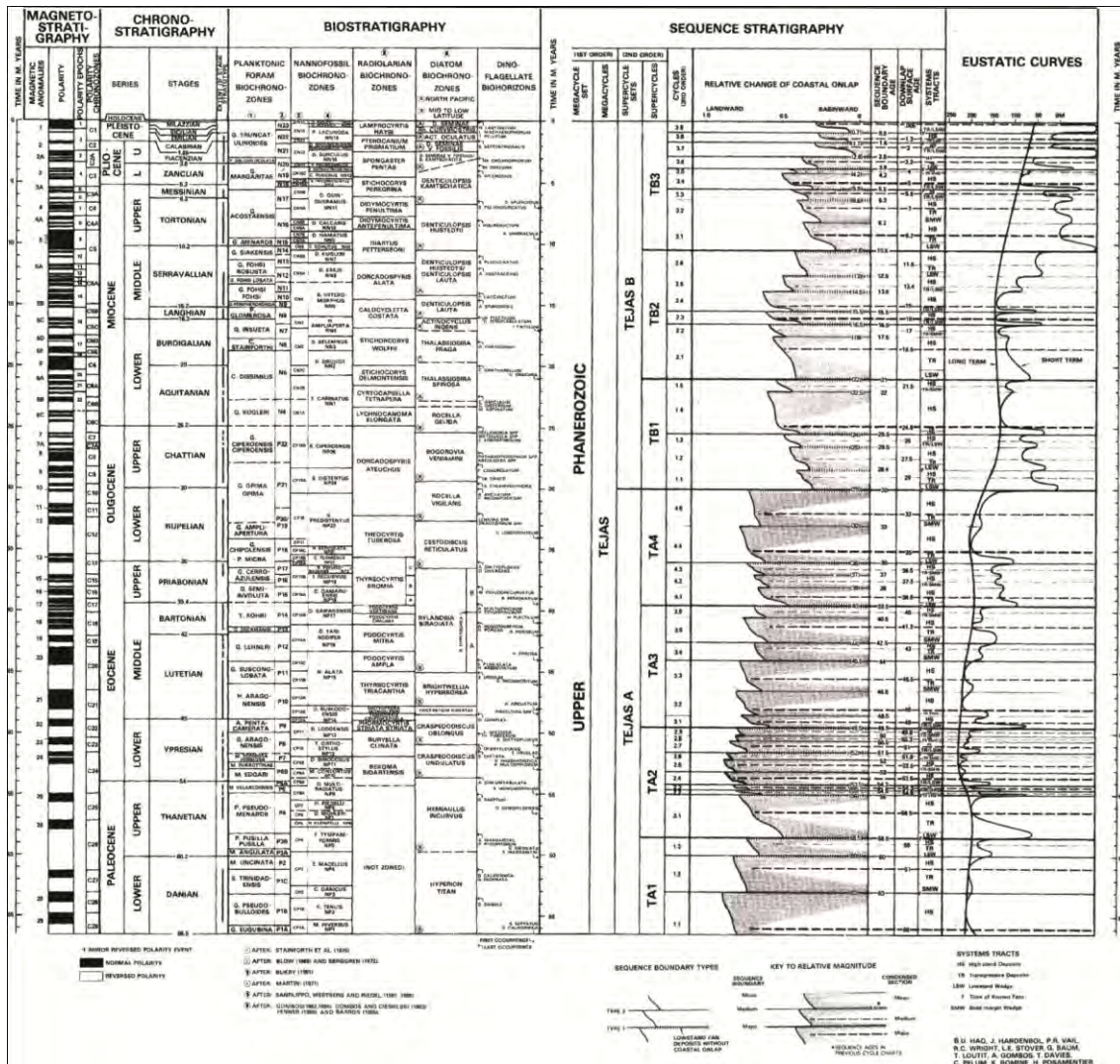


Figura 6.10 Escala de tiempo estratigráfico, eventos Magnetoestratigráficos, Cronoestratigráficos, Bioestratigrafía, Estratigrafía de Secuencias y Curvas Estratigráficas para el Paleoceno-Plioceno (Haq, 1998).

6.5. Conceptos y Principios de Estratigrafía de Secuencias Aplicados a la Cuenca de Chicontepec.

A continuación se ejemplificarán algunos conceptos anteriormente descritos en este trabajo, utilizando secciones sísmicas y fotografías tomadas en campo; en algunos casos se muestra la respuesta en la sección sísmica y se indica cómo se vería en un afloramiento, tomando en cuenta que la escala es muy diferente entre estas dos metodologías.

6.5.1. Conceptos Asociados al Borde de Cuenca.

Muchos de los conceptos y de los principios de estratigrafía de secuencia se basan en la observación de los datos sísmicos que corresponden a sedimentos que progradan hacia el borde de la cuenca, que a menudo tienen una geometría depositacional constante. El topset (estratos superiores) es un término usado para describir la porción proximal del perfil del borde de la cuenca, que se caracteriza por presentar pendientes bajas ($< 0.1^\circ$). Los topsets aparecen prácticamente planos en datos sísmicos y corresponden con sistemas depositacionales aluviales, deltaicos y someros marinos (Emery y Myers, 1996). La Figura 6.11 muestra una parte de una sección sísmica donde se pueden observar cliniformas, estas nos indican una progradación hacia la cuenca ya que se tienen materiales característicos de depósitos de talud, marcando en su límite superior la frontera con los depósitos de plataforma y en límite inferior la frontera con la cuenca, esto se puede observar en la Figura 3.3 del Capítulo III, p. 49.

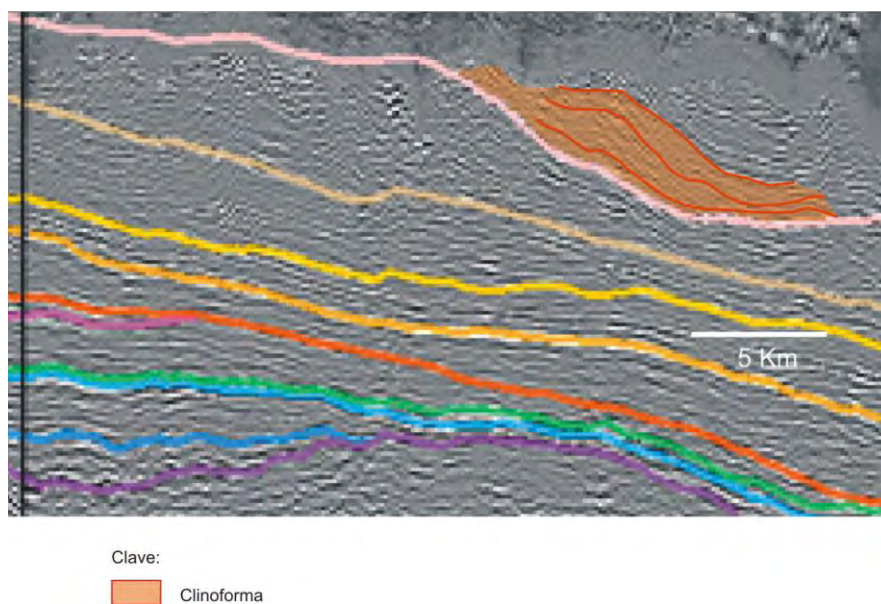


Figura 6.11 Sección sísmica que muestra una unidad progradante, donde se aprecia claramente una cliniforma, estas formas nos indican una progradación en la plataforma.

6.6. Secuencias Estratigráficas y Sistemas de Depósito.

6.6.1. Límites de Secuencias.

Las secuencias se pueden identificar al conocer sus límites (SB), que se identifican como discontinuidades erosionales significativas y sus conformidades correlativas. Estos límites son el producto de un descenso en el nivel del mar que erosiona la superficie de sedimentos expuestos (subaéreos) de la secuencia o de las secuencias anteriores. Estos límites son diacrónicos, cubriendo con los materiales depositados el previo sistema de depósito de Highstand y erosionando la superficie de los sedimentos depositados de manera contemporánea a la regresión forzada asociada al descenso del nivel del mar (Catuneanu y Eriksson, 2002).

Los límites de secuencia se pueden reconocer en las secciones sísmicas cuando se observan contrastes producidos por un movimiento hacia la cuenca en el onlap costero, implicando un descenso en el nivel relativo del mar, con la exposición y la erosión de los topsets del highstand. En los núcleos, registros geofísicos de pozos o un grupo de datos del afloramiento, el movimiento hacia la cuenca en el onlap costero es raramente evidente.

La evidencia directa se asocia con la exposición, la erosión y la regresión forzada que debe ser buscada e interpretada en el límite de secuencias (Figura 3.13 del Capítulo III, p. 65).

En algunos casos se puede observar una dislocación de facies, que corresponde con una superficie donde las rocas de facies más someras descansan directamente sobre rocas de facies significativamente más profundas. Esta dislocación puede ser obvia, por ejemplo donde una capa de carbón cubre una secuencia de lutitas de plataforma externa, o puede ser sutil, por ejemplo cuando se tienen facies de plataforma litoral, que cubren la plataforma baja con la plataforma media ausente. En grupos marinos someros, las facies de dislocación se asocian a menudo con un aumento abrupto en el tamaño del grano. Una dislocación de facies implica un descenso en el nivel relativo del mar y el desarrollo de una discordancia, aunque ésta podría ser en dirección opuesta a la dirección del echado donde se observa la dislocación, lo que permite poner un límite de secuencia o su conformidad correlativa. La dislocación de facies se desarrolla comúnmente sobre las áreas más distales de los topsets del highstand, y las clinofomas del highstand.

Los límites de secuencia son los mejores indicadores de tiempo ya que nos indican un intervalo erosivo, marcando el límite entre dos secuencias. La Figura 6.12 muestra un límite de secuencia identificado en una sección sísmica, se observan algunos downlaps los cuales nos ayudan a identificar esta superficie. Las Fotografías 6.1 y 6.2 nos muestran fotografías de un afloramiento, en donde se pueden observar límites de secuencias, con límites de secuencia locales, caracterizándose por cambios abruptos en la geometría del depósito y en el tipo de sedimento.

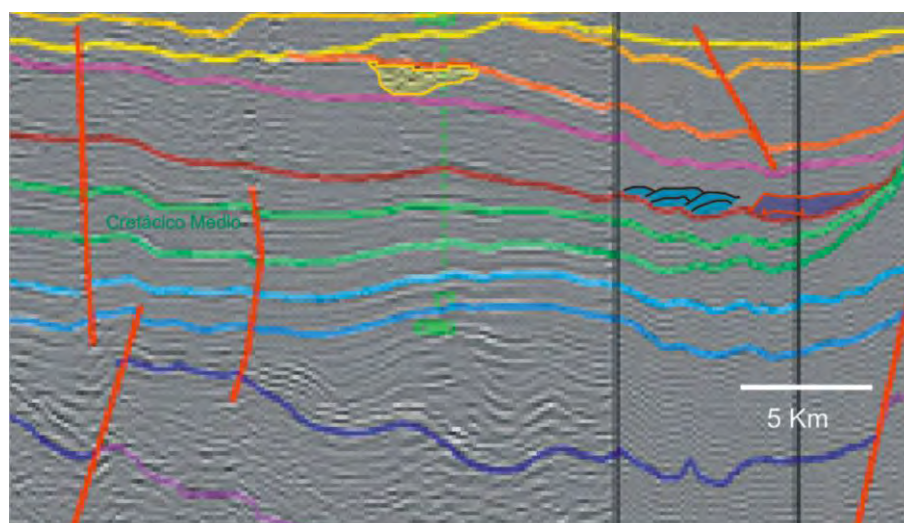


Figura 6.12 Imagen que muestra un límite de secuencia, se observan downlaps que ayudan a identificar esta superficie, estos downlaps corresponden a abanicos de piso de cuenca.



Clave:
— Límite de Secuencias

Fotografía 6.1 Imagen que muestra un límite de secuencias en un afloramiento del Grupo Chicontepec, este límite se determina al observar el cambio brusco en la litología, abajo del límite de secuencia se observa una litología de areniscas y arriba se observa un cambio brusco a lutitas, una localidad cercana a Acatepec (Punto 1, Figura 6.1).



Clave:
— Límite de Secuencias

Fotografía 6.2 Fotografía donde se observa un límite de secuencias que separa una zona de plegamientos de depósitos subhorizontales en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 6, Figura 6.1).

6.6.2. Sistemas de Depósito de Lowstand.

Los Sistemas de Depósito de Lowstand corresponden a los depósitos más antiguos de una secuencia, ocurren cuando el descenso del mar llega a su nivel menor y comienza a ascender de manera lenta, por lo que inicia el depósito de los abanicos submarinos, sobre un límite de secuencias previo, estos depósitos incluyen a los abanicos de piso de cuenca y a los abanicos de talud. Para que esto ocurra, el ritmo de ascenso del nivel relativo del mar debe ser mayor que el ritmo de acumulación del sedimento.

6.6.2.1. Abanicos de Piso de Cuenca.

Es frecuente encontrar dos unidades distintas de abanicos submarinos, el cual se puede reconocer dentro de los depósitos del lowstand; una unidad inicial de abanicos de piso de cuenca, se presenta separada por el pie del talud y por una unidad subsecuente de abanicos de talud, bordeando el talud (Figura 3.10, Capítulo III).

Los abanicos de piso de cuenca se depositan en la terminación del talud continental y en el piso de la cuenca asociados a la erosión de cañones en la plataforma. Los abanicos de piso de cuenca se diferencian de los demás abanicos submarinos por presentar una sedimentación de granos más gruesos, esto se debe a que estos depósitos en su mayoría se desplazan por influencia gravitacional moviendo los sedimentos gruesos (arenas y conglomerados) hasta zonas donde la pendiente disminuye depositándolos ahí, esto es representado esquemáticamente en la Figura 3.10 del capítulo III. Si el abanico fue creado por la influencia de un cañón el abanico tendrá una forma de delta como se muestra en la Figura 6.7. Estos abanicos se pueden identificar en secciones sísmicas sobre un límite de secuencias, se identifica encontrando downlaps hacia los dos lados (Figura 6.13).

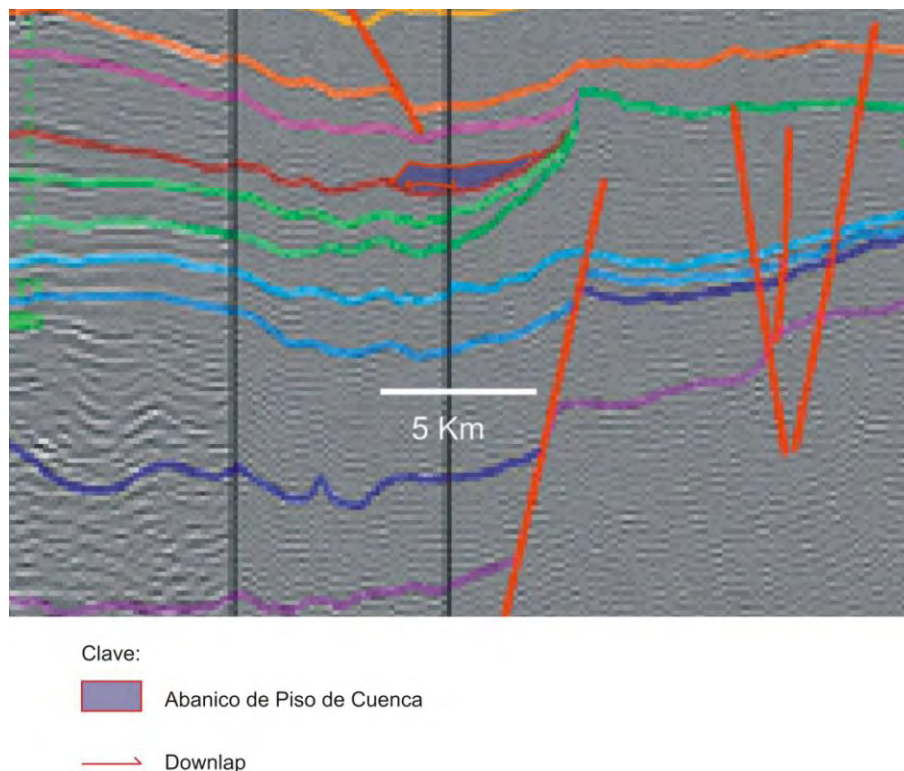


Figura 6.13 Imagen que muestra un abanico de piso de cuenca, observe las flechas que indican un downlap característico.

6.6.2.2. Abanicos de Talud.

Los abanicos de talud se describen como deslizamientos de sedimento depositados hacia la parte media o hacia la base del talud, estos depósitos pueden ser contemporáneos de los abanicos de piso de cuenca, están limitados hacia la parte inferior por estos mismos y en su parte intermedia por un límite de secuencias; al presentarse en la zona del talud donde la pendiente es pronunciada sus depósitos son más finos que los abanicos del piso de cuenca (arenas finas y lutitas) esto se debe a que todos los sedimentos gruesos son arrastrados por efecto de la fuerza de la gravedad. Se caracterizan por ser varios abanicos que se apilan presentando una progradación, seguida inmediatamente de retrogradaciones, teniendo una especie de forma de arcos apilados. Hacia la parte superior de estos abanicos se pueden observar algunos canales que muestran el transporte de los sedimentos por lo que en algunos casos también se pueden identificar en las secciones sísmicas y en los registros geofísicos, esto se puede observar esquemáticamente en la Figura 3.10 del Capítulo III.

Para poder ser identificados en secciones sísmicas se deben buscar capas que se depositan sobre los abanicos de piso de cuenca presentando downlaps sobre estos, hacia la plataforma se observan como onlaps que chocan sobre un límite de secuencias (Figura 6.14) uno sobre el otro, esta característica haría que en registros geofísicos se observará como progradaciones seguidas.

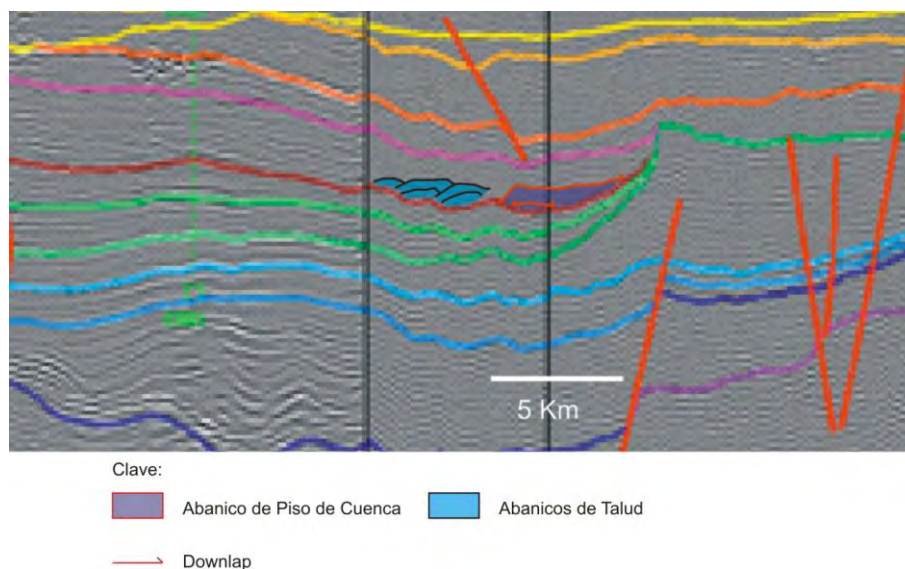


Figura 6.14 Imagen que muestra un abanico de talud, se observa hacia la izquierda un onlap y hacia la de derecha un downlap.

6.6.2.3. Depósitos Turbidíticos.

Una turbidita es una secuencia litológica que se deposita por una corriente de turbidez, una avalancha submarina que redistribuye grandes cantidades de sedimentos clásticos provenientes del continente en las profundidades del océano.

Las turbiditas son sedimentos transportados y depositados por una corriente marina generada por la inestabilidad en la distribución de densidad del flujo de agua, debida al contenido irregular de sedimento en suspensión. El flujo de densidad se produce por licuefacción de los sedimentos durante el transporte, los cuales provocan un cambio en la densidad del sistema fluido *agua+sedimento*. Esta licuefacción o suspensión se alcanza generalmente en condiciones muy turbulentas del líquido sustrato. En estas circunstancias se pueden transportar grandes fragmentos de roca a velocidades que de otra manera serían demasiado bajas.

Los abanicos submarinos son acumulaciones de sedimentos clásticos provenientes de la plataforma continental, los cuales son arrastrados y transportados a través de los cañones submarinos hasta la base del talud continental. Los abanicos submarinos muestran una variedad de facies sedimentarias, depositadas en sus diferentes partes: (1) el abanico interno representa la porción más proximal y actúa como el vehículo alimentador del conjunto; (2) el abanico medio representa la parte media y es muy rica en sedimentos arenosos; numerosos lóbulos se desprenden de las bifurcaciones de los canales distribuidores, generalmente dispuestos en formas entrelazadas y por último (3) el abanico externo, que corresponde a la parte distal, la cual recibe los sedimentos más finos. Los lóbulos contienen numerosas formas linguoides, festoneadas y convolutas además de laminaciones, formas lenticulares y nódulos esféricos. Masivamente los sedimentos muestran una gradación, pero localmente ésta se ve caótica debido a los remolinos que ocurren en el interior de las corrientes de turbidez, sobre todo en las zonas de más alta energía.

Mecanismos de Transporte.

El mecanismo de transporte más importante en un sistema de abanico submarino son los deslizamientos submarinos. A medida que la razón agua/sedimento aumenta, el mecanismo de transporte pasa de ser un flujo de detritos a una corriente de turbidez. En la zona más próxima al cañón la razón de agua/sedimento es baja mientras que para zonas más distales esta razón es mayor lo que produce que en la base del talud continental el mecanismo de transporte de sedimentos corresponderá mayormente a flujos de turbidez.

Parte Distal de los Abanicos Submarinos (Depósitos Turbidíticos).

Los depósitos distales de los abanicos submarinos presentan una continuidad lateral muy marcada y son mucho más finos. Predominan capas de arena y limo con estratificación horizontal y estratificación cruzada recta de bajo ángulo, así como algunos conglomerados bien clasificados, se ubican en la parte más distante de los abanicos, se tienen sedimentos finos que se caracterizan por tener tamaños de grano granocrecientes, esto quiere decir que los sedimentos más finos se depositan hacia la base, esto se debe a que los depósitos más finos flotan y llegan más lejos más rápido que sedimentos más gruesos (Fotografía 6.3).



Clave:
— Límite de Secuencias
→ Estructura Granocrescente

Fotografía 6.3 Parte distal de un abanico submarino, con tamaño de grano granocrescente; en la parte izquierda se ve un contacto de arena con lodo (límite de secuencias), a partir de este punto se ve un bloque de lodo, que cambia gradualmente a arena de grano grueso, una localidad cercana a Acatepec (Punto 1, Figura 6.1).

Cuando los sedimentos se acumularon en la periferia del abanico o al borde de un abanico distal, se tiene una alternancia de arena y lodo en estratos y granos decrecientes, hay presencia de icnofósiles y bioturbación, se observa bioturbación con trazas verticales (escape o supervivencia) y horizontales (descanso o alimentación) (Fotografía 6.5).

Es frecuente observar adelgazamiento y engrosamiento en los estratos, indicativo de que el flujo era perpendicular a las capas.

También hay presencia de amalgamamiento de las capas, esto es, que una capa de lodo se pierde en una de arena haciendo parecer que dos capas de arena se convierten en una, esto es indicativo de una fase de menor profundidad, estas formas se ubican hacia la parte más central del flujo.



Fotografía 6.4 Fotografía en la que se puede observar marcas de bioturbación, localidad cercana a Candelaria, Hidalgo (Punto 3, Figura 6.1).

La Fotografía 6.5 muestra un depósito que corresponde a facies de abanico distal, depósitos pelágicos y hemipelágicos; es una zona donde ocurrieron plegamientos gravitacionales (pliegues recostados y recumbentes); es un intervalo donde se acumularon arena y lodo. En la parte superior se observan capas subhorizontales indicativo de un depósito posterior al plegamiento.



Fotografía 6.5 Fotografía donde se muestra una zona de deformación intraformacional (pliegue recumbente), en la localidad de Huitzotlaco (Punto 5, Figura 6.1).

Flujo de Detritos o de Escombros (Debris Flow).

Este proceso de transporte es más común en taludes con inclinaciones muy fuertes en zonas batiales. Los depósitos de flujo de detritos son característicamente mal clasificados, incluyendo grandes bloques de diferentes tamaños, y no presentan estructuras sedimentarias primarias. Así mismo, son impermeables y no-porosos debido al alto contenido de lodo en la matriz.

Los flujos de detritos en sísmica se observan como zonas de baja reflexión con algunas respuestas mayores aisladas; en afloramientos se observan como una mezcla de litologías. En la Figura 6.15 y la Fotografía 6.6 se muestran ejemplos de este tipo de flujos.

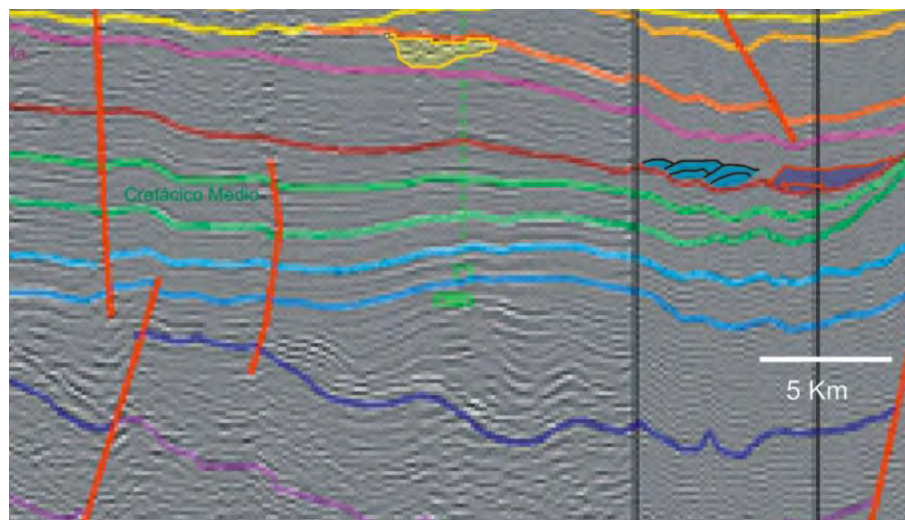


Figura 6.15 Sección sísmica en la que se muestra un flujo de detritos, se observa como una zona sin reflexión y con algunos puntos aislados.

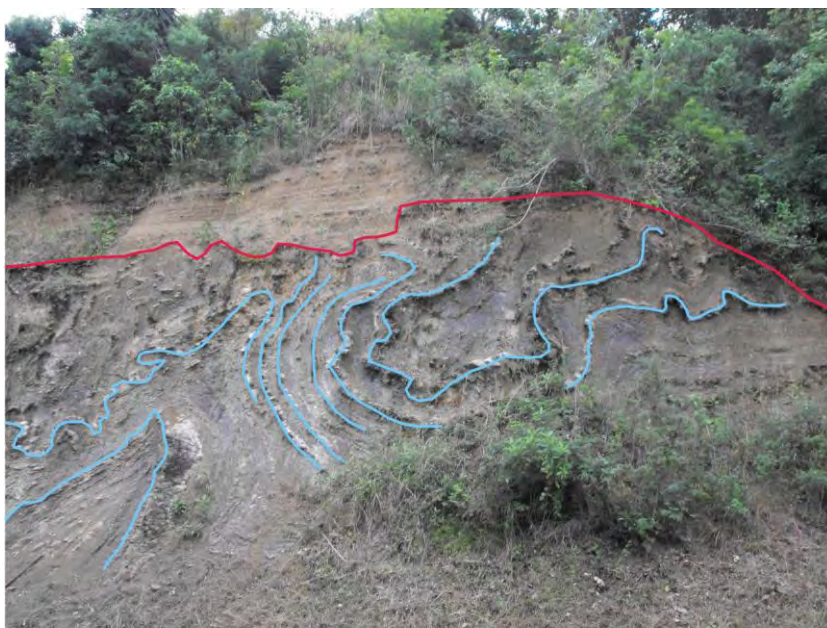


Fotografía 6.6 Fotografía de un afloramiento en la que se tiene un flujo de escombros, observe como se distingue una mezcla de sedimentos en donde podemos ver desde sedimentos muy finos hasta bloques, (Falta la localidad).

6.6.2.4. Derrumbes (Slump).

Los depósitos producidos por este tipo de flujo son muy similares a los que se originan por flujo de detritos, sin embargo, están constituidos por sedimentos predominantemente arenosos y más finos.

La zona de derrumbes se ubica en la parte media del talud, se caracteriza por ser una zona con pliegues discontinuos, esto se debe a que es una zona que presenta características plásticas, en afloramientos se observa como una zona con grandes plegamientos y sin una estructura interna identificable (Fotografía 6.7), delimitado en su base y cima por estratos continuos. En las secciones sísmicas se tienen reflectores caóticos limitados por reflectores continuos.

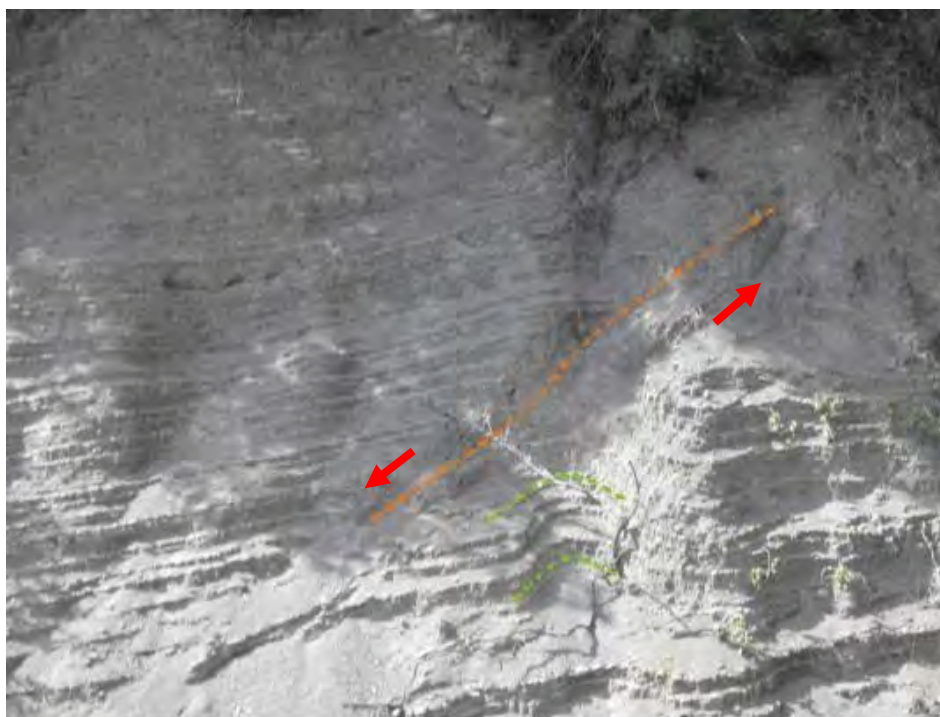


Clave:
— Límite de Secuencias
— Plegamientos

Fotografía 6.7 Fotografía en la que se muestra una zona con pliegues incompletos, esto es debido a que en el momento del depósito había fuerte pendiente en el terreno o los sedimentos contenían mucha agua en su interior; en la parte superior se ven capas subhorizontales que se forman posteriormente al plegamiento sinsedimentario, en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 6, Figura 6.1).

6.6.2.5. Deslizamiento (Slide).

Este proceso incluye la caída de rocas, el deslizamiento y corrimiento de bloques de roca, e inclusive avalanchas (derrumbes + deslizamientos). El tamaño del material que se transporta por este proceso es muy variado, ya que va desde lodo hasta grandes bloques de roca. Debido a que mucho del material acarreado por los deslizamientos, es muy similares a los presentes en los flujos de detritos, los depósitos que ambos generan pueden ser difíciles de diferenciar en secuencias antiguas; sin embargo, una mayor proporción de bloques grandes y la mayor angulosidad de los clastos, pueden estar determinando depósitos de deslizamiento. Los deslizamientos ocurren en la parte superior del talud, se caracterizan por ser los depósitos que sufren una menor deformación, ya que solamente hay un deslizamiento, conservando en muchos casos su estructura interna, presentado algunas fallas y pliegues de menor intensidad (Fotografía 6.8 y 6.9).



- Falla Normal
- Pliegues

Fotografía 6.8 Intercalación de lodo y arcillas con un poco de arenas gruesas, también presenta un adelgazamiento y engrosamiento de las capas; se observa una falla normal local sinsedimentaria con plegamiento; todo se asocia a un deslizamiento de capas, que son movimientos gravitacionales en el talud, en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 4, Figura 6.1).



Clave:
— Pliegues

Fotografía 6.9 Fotografía en la que se muestra los frentes de los pliegues formados por un deslizamiento, en la localidad de Huitzotlaco, Hidalgo (Punto 4, Figura 6.1).

6.6.3. Sistemas de Depósito Transgresivos.

Los Sistemas de Depósitos Transgresivos son sistemas intermedios de las secuencias en la que ocurre el depósito sedimentario durante un ciclo de ascenso en el nivel relativo del mar, esto ocurre cuando el espacio provocado por este ascenso es mayor que la cantidad de sedimento suministrado, formándose una serie de superficies de inundación marina apiladas que son enteramente retrogradacionales. Para poder identificar estos depósitos en secciones sísmicas es necesario encontrar estas retrogradaciones, las cuales se observan como downlaps hacia la plataforma. En secciones sísmicas se observan como reflectores subhorizontales que presentan retrogradación hacia la plataforma (Figura 6.16).

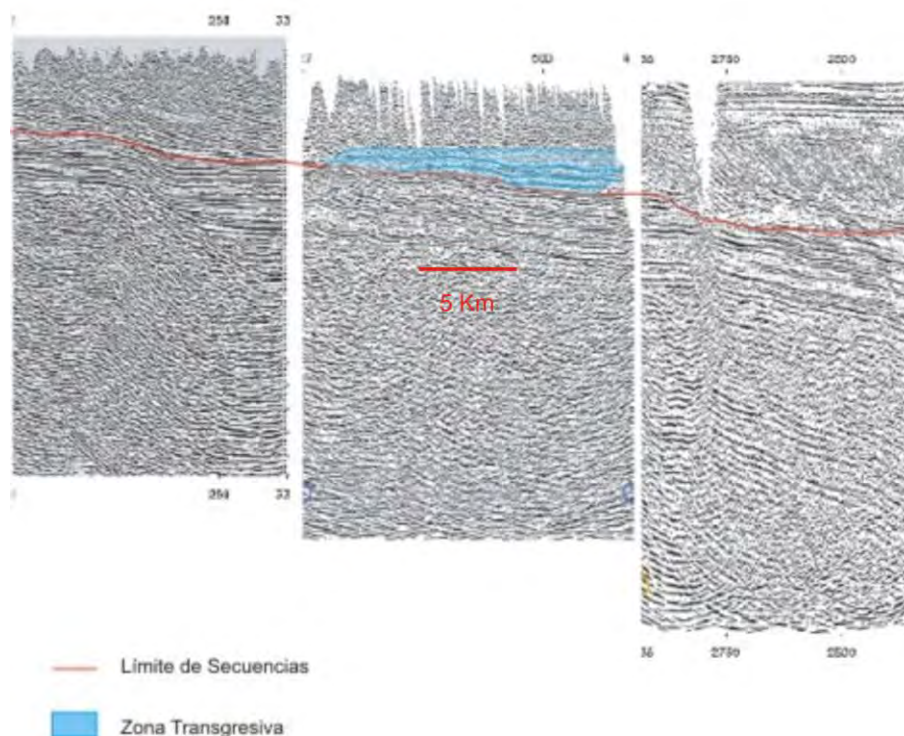


Figura 6.16 Sección sísmica en la que se muestra una zona transgresiva, se puede interpretar de acuerdo a los reflectores sísmicos que ocurrió retrogradación.

6.6.4. Sistemas de Depósito de Highstand.

El sistema de depósito de highstand corresponde con los depósitos más jóvenes en una secuencia, son estratos progradacionales, se depositan posteriores a la superficie de máxima inundación y previo a un límite de secuencias, esto ocurre cuando el ritmo de la creación de espacio es menor que el ritmo de sedimentación, presentando una agradación inicial seguido de una progradación. La zona que presenta una agradación provoca una confusión con la zona transgresiva, para poder diferenciarla se debe observar la litología, ya que en el highstand se puede presentar una disminución en el contenido de carbón y de arcillas de inundación, presentando un incremento en el grosor de los sedimentos, ya que se comienzan a observar zonas muy arenosas que corresponden con cuerpos de arena de canal. Los depósitos de highstand se reconocen en una sección sísmica como intervalos subhorizontales que presentan una progradación que llega hasta el borde de la plataforma (Figura 6.17).

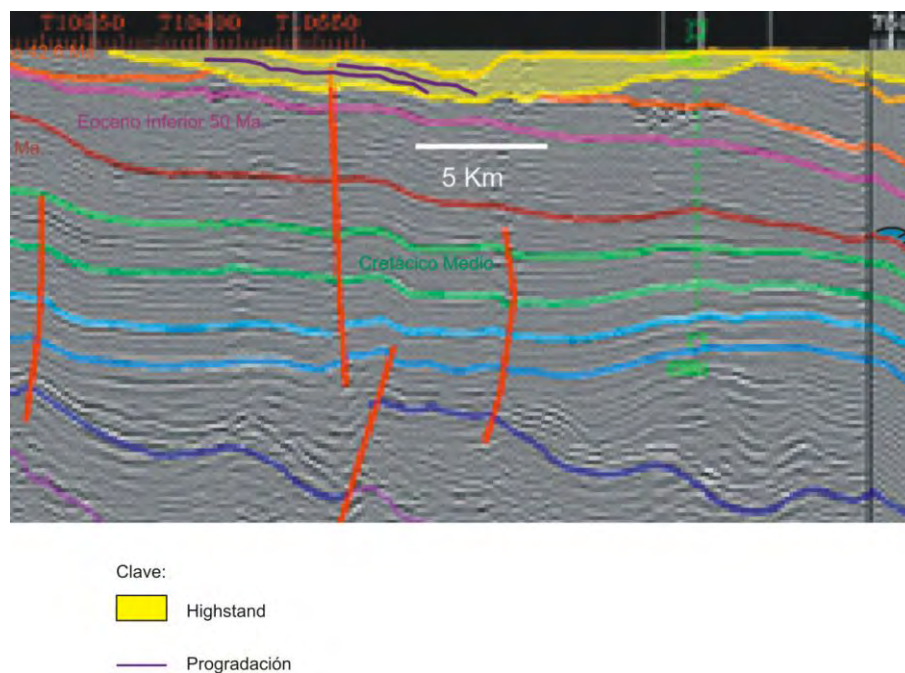


Figura 6.17 Sección sísmica que muestra depósitos de Highstand, donde ocurrió una progradación característica de este tipo de depósito.

6.6.5. Superficie de Máxima Inundación.

Corresponden con superficies de depósito que se formaron en el momento que la línea de costa está en su posición máxima hacia la tierra (es decir, en el momento de la transgresión máxima) (Posamentier y Allen, 1999).

Esta superficie en sísmica puede ser reconocida como una superficie que presenta downlaps, siendo la superficie que marca el límite entre un sistema de depósitos transgresivos y un sistema de depósitos de Highstand, ya que está asociado a bajo ritmos de sedimentación. Se caracterizan por estar formadas por sedimentos de grano fino, estos sedimentos forman una sección condensada.

Esta superficie es muy importante, ya que es un límite que se puede correlacionar muy bien a lo largo de toda la sección sísmica y que nos representa un intervalo de tiempo, por lo que nos sirve para colocar toda esta superficie en una edad específica, esta superficie se deposita cuando el nivel del mar llega a su nivel mayor, litológicamente es una superficie muy arcillosas, por lo que en la sección sísmica se observa como un reflector oscuro muy bien marcado y observable en casi toda la sección.

Tanto en afloramientos como en registros geofísicos se tiene una zona muy arcillosa, para reconocerla previo a esta superficie se deben identificar depósitos granodecrecientes (Fotografía 6.10).



Clave:

— Superficie de Máxima Inundación

Fotografía 6.10 Fotografía donde podemos observar una superficie de máxima inundación, observe como la superficie corresponde a los depósitos más finos, en la localidad cercana a Acatepec, Hidalgo (Punto 1, Figura 6.1).

6.6.6. Parasecuencias.

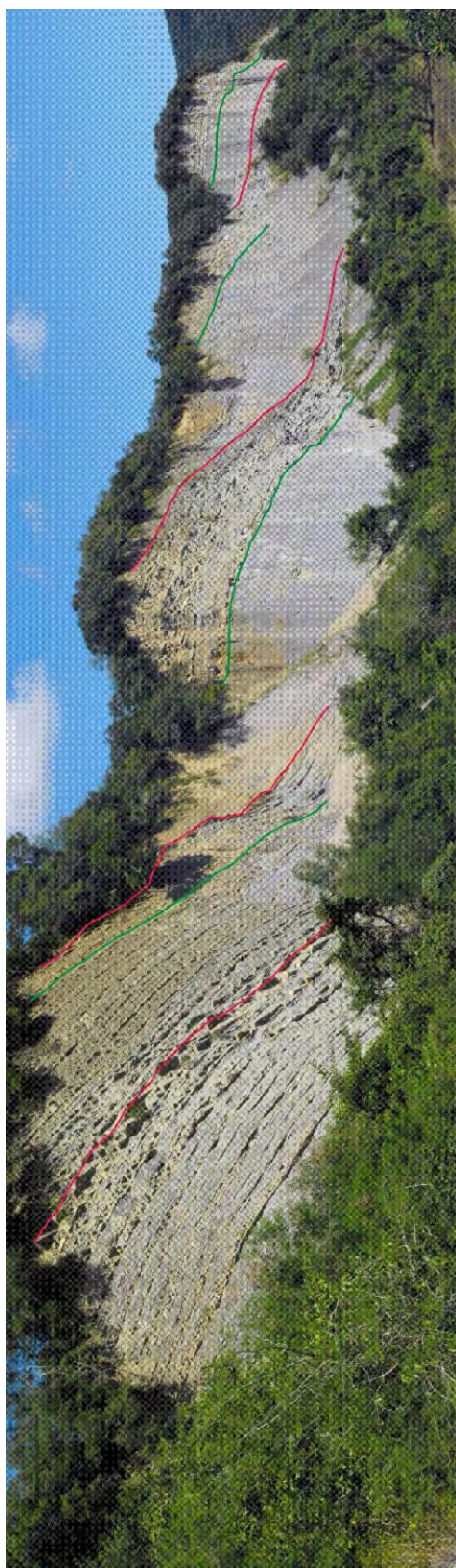
Las parasecuencias se definen como sucesiones de capas y grupos de capas limitados por discordancias y sus superficies correlativas.

Las parasecuencias son una sucesión de secuencias por lo que se tendrán que observar varios límites de secuencia separándolos. En la Fotografía 6.11, se observan varias secuencias sobrepuestas.

La naturaleza precisa de la geología de las parasecuencias depende de las asociaciones de facies, siendo la más común la de grano grueso creciente (Figura 5.1 del capítulo V), ampliamente reconocidos en parasecuencias de configuración marina. En estos casos, el contenido de arcilla disminuye hacia la parte superior, pero el contenido de arena y el espesor de la capa pueden aumentar hacia la parte superior. Las superficies marinas de inundación pueden ser reconocidas por profundizaciones abruptas.

Los principales rasgos que caracterizan a los afloramientos y a la expresión de núcleos en los límites de parasecuencias pueden tener las siguientes características:

1. El carbonato marino, fosfato o glauconita pueden estar presentes, lo que indica que los ritmos de sedimentación de clásticos es bajo.
2. Los depósitos residuales que puede registrar la transgresión de la plataforma litoral son comunes, pero generalmente son delgados (<10 cm de espesor) y contienen solo sedimentos retrabajados en la base.
3. Las superficies de inundación pasan en muchos casos en las areniscas marinas amalgamadas que a veces pueden ser trazadas como zonas preferenciales de sedimentación marina.
4. Si la exposición del afloramiento es bastante buena o los núcleos están espaciados suficientemente, los límites de la parasecuencia se pueden reconocer como superficies esencialmente planas, con solamente algunos centímetros (pero raramente llega a un metro o a dos) de sedimento erosionado en el límite.



Fotografía 6.11 Parasecuencia, se logran observar cuatro secuencias, que se pueden observar como lóbulos progradantes, en rojo se observan los límites de secuencia y en verde se observan las superficies de máxima inundación, en la localidad cercana a Acatepec (Punto 1, Figura 6.1).

Transecto A-A'

El Transecto A-A' (Figura 6.18) tiene una orientación suroeste – noreste, hacia la parte norte de la Cuenca de Chicontepec, mostrando hacia la parte este la Plataforma de Tuxpan.

La interpretación se realizó a partir de la secuencia del Cretácico que corresponde a la cima de la Formación Méndez, esta secuencia presenta downlaps de secuencias superiores, esto se presenta en el límite este de la cuenca donde se tiene a la Plataforma de Tuxpan.

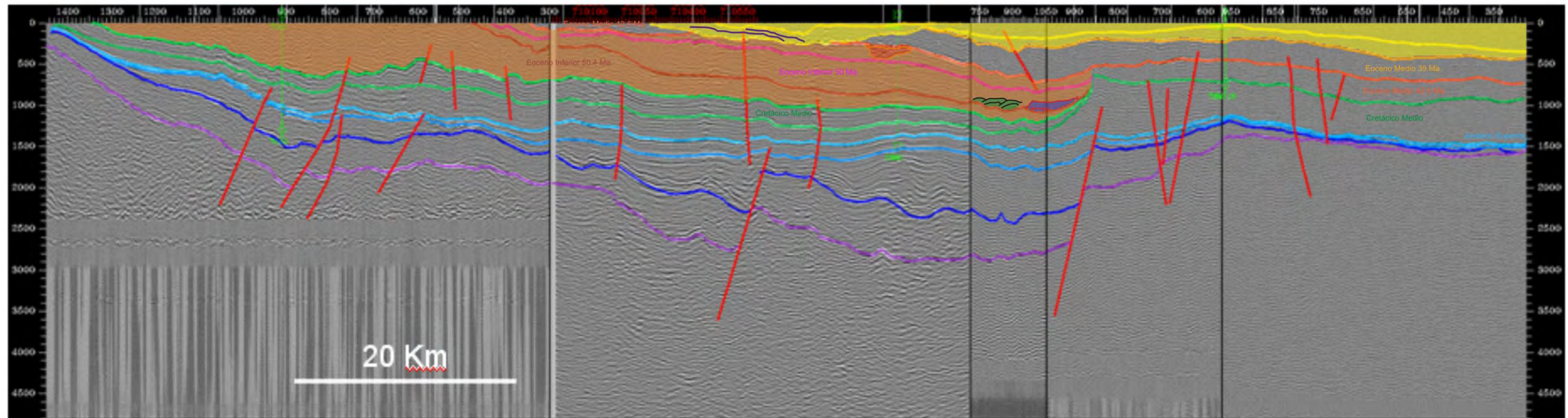
Para la secuencia del Eoceno Inferior se puede observar que la sección sísmica tiene una orientación paralela con la dirección del aporte por lo que se logran observar algunas facies de estratigrafía de secuencias, hacia la parte este de la sección sísmica observamos un abanico de piso de cuenca, este se distingue por ubicarse inmediatamente después de un límite de secuencias y presentar downlaps hacia ambos lados formando una especie de domo, posterior a este podemos ver un abanico de talud, las características de este abanico son que se observa como montículos que se sobreponen al abanico de piso de cuenca, presentando downlaps sobre este último y onlaps hacia la plataforma, subiendo en la secuencia observamos algunas formas sigmoidales que nos indican facies de talud por lo que toda esta secuencia se interpretó como talud.

Para la secuencia del Eoceno Medio se interpretó como depósitos de talud ya que aquí logramos observar flujos de detritos que corresponden a depósitos de talud observándose como zonas de baja reflexión.

Para las secuencias superiores se observan depósitos subhorizontales que corresponden a depósitos de plataforma que son concordantes con los depósitos más antiguos de la Plataforma de Tuxpan; hacia la parte oeste observamos progradaciones que corresponden a depósitos de plataforma.

A
SW

A'
NE



Clave:

- | | | |
|---|---|---|
|  Abanico de Piso de Cuenca |  Abanicos de Talud |  Depósitos de Talud |
|  Downlap |  Flujo de Detritos |  Depósitos de Plataforma |

138 Km

Figura 6.18 Sección sísmica A – A'

Transecto B-B'

El Transecto B-B' (Figura 6.19) tiene una orientación suroeste – noreste, en la parte central de la Cuenca de Chicontepec; encontrándose hacia la parte este, la Plataforma de Tuxpan.

La interpretación se realizó a partir de la secuencia del Cretácico que corresponde a la cima de la Formación Méndez, esta secuencia presenta downlaps de secuencias superiores, esto se presenta en el límite este de la cuenca donde se tiene a la Plataforma de Tuxpan.

Para la secuencia del Eoceno Medio se puede observar que la sección sísmica tiene una orientación paralela con la dirección del aporte por lo que se logran observar algunas facies identificables con la estratigrafía de secuencias; hacia la parte este de la sección sísmica podemos ver un abanico de talud, las características de este abanico son que se observa como montículos que se superponen presentando downlaps sobre el límite de secuencias y onlaps hacia la plataforma. Subiendo en la secuencia observamos algunas formas sigmoidales que nos indican facies de talud por lo que toda esta secuencia se interpretó como talud.

Para la secuencia del Eoceno Superior se interpretó como depósitos de talud ya que aquí logramos observar flujos de detritos que corresponden a depósitos de talud observándose como zonas de baja reflexión, subiendo sobre la secuencia podemos observar una sigmoidal correspondiente a depósitos de talud.

Para las secuencias superiores se observan depósitos subhorizontales que corresponden a depósitos de plataforma que concuerdan con los depósitos más antiguos de la Plataforma de Tuxpan.

B
SW

B'
NE

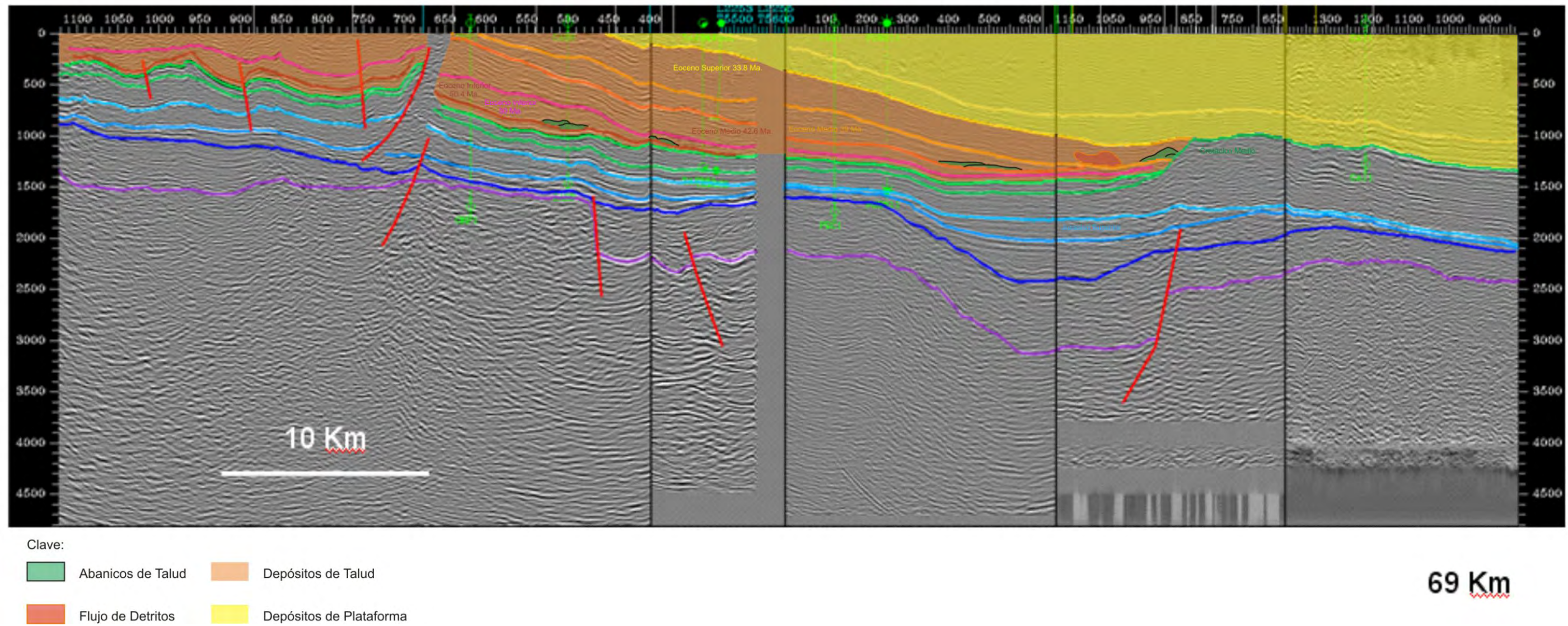


Figura 6.19 Sección sísmica B – B'

Transecto C-C'

El Transecto C-C' (Figura 6.20) tiene una orientación noroeste – sureste, corriendo a lo largo de toda la Cuenca de Chicontepec.

La interpretación se realizó a partir de la parte superior de la secuencia del Cretácico que corresponde a la cima de la Formación Méndez, donde presenta erosión, inclusive desarrollo de cañones, al igual que secuencias superiores.

Para la secuencia del Eoceno Inferior se puede observar que la sección sísmica tiene una orientación perpendicular con la dirección del aporte por lo que se logran observar varias secuencias cortadas, se observan varios cañones lo que nos indica que para esa edad el aporte era oeste a este, estos cañones se observan hasta la secuencia del Eoceno Medio lo que nos indica que la dirección del flujo de los sedimentos mantuvo esa dirección hasta esa edad; la presencia de cañones profundos en la secuencia nos indica que estamos en el talud.

Para las secuencias superiores se observan que la dirección de los aportes es paralela a la secuencia sísmica, lo que nos indica un cambio en la dirección del aporte, indicándonos que la cuenca para esa edad ya se había llenado o estaba a punto de llenarse; otra señal de que la dirección del aporte cambió es la presencia de sigmoides hacia la parte este de la sección indicando que también se tiene una zona con depósitos de talud.

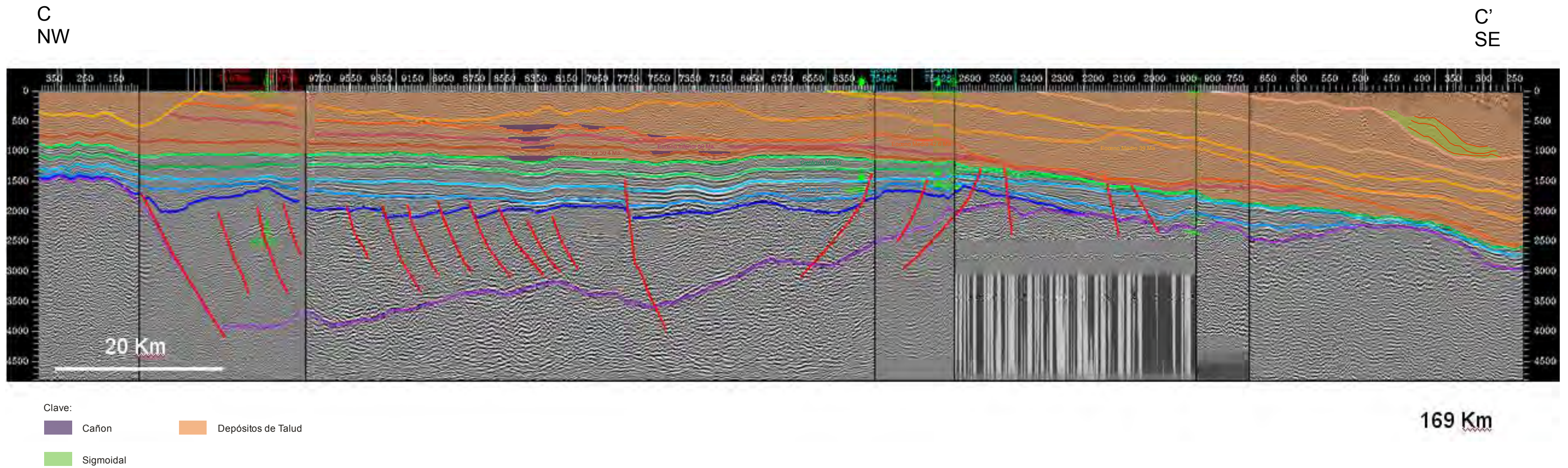


Figura 6.20 Sección sísmica C – C'

7. Sistema Petrolero.

7.1. Sistema Petrolero.

Se entiende como sistema petrolero a aquel que incluye a los elementos esenciales (roca generadora, roca almacenadora, roca sello y sobrecarga) y procesos (formación de la trampa, generación, migración y acumulación) que intervienen en la acumulación de aceite y/o gas existente en una cuenca sedimentaria (Magoon, 1992).

Los Sistemas Petroleros varían dependiendo su: forma, geometría, tipo de receptáculo y evolución geológica, columna estratigráfica, condiciones térmicas, etc.

7.1.1. Roca Generadora.

Es aquella roca que posee las mejores características para la generación de hidrocarburos, debe contener suficiente materia orgánica para generar grandes volúmenes de hidrocarburos. Las mejores rocas madres son las lutitas negras (que deben su color al alto contenido de materia orgánica), ya que al ser impermeables evitan que la materia orgánica sea destruida por agentes externos oxidantes.

7.1.2. Roca Almacenadora.

La roca almacén debe poseer excelentes condiciones de porosidad y permeabilidad para permitir que el petróleo fluya libremente a través de ella. Las mejores rocas reservorios son las calizas fracturadas y las areniscas sin matriz.

7.1.3. Roca Sello.

La roca impermeable que evita que el petróleo siga desplazándose o se escapé, como ejemplo se tiene a la sal de roca y a las lutitas.

7.1.4. Roca Sobrecarga.

Esta roca representa la pila sedimentaria que está sobre la roca generadora y al pasar el tiempo da las condiciones necesarias de presión y temperatura para que el sistema petrolero se lleve a cabo.

7.1.5. Formación de la Trampa.

Son todos aquellos procesos tectónicos que dan origen a las estructuras geológicas, además de los cambios litológicos laterales de las capas.

7.1.6. Generación – Migración – Acumulación.

Los elementos y procesos esenciales para que se lleve a cabo un sistema petrolero deben colocarse correctamente en tiempo y espacio, a fin de que la materia orgánica incluida en una roca madre migre, se almacene naturalmente y pueda convertirse en una acumulación de petróleo. Un sistema petrolero existe donde todos los elementos y procesos esenciales se producen o se piensa que tienen una oportunidad razonable o una alta probabilidad de ocurrir.

7.1.7. Preservación.

Es el tiempo que determina la conservación del hidrocarburo dentro del sistema petrolero, ésta se llevará a cabo hasta que ocurra algún fenómeno geológico que altere la composición del sistema.

7.2. Provincia Tampico-Misantla.

7.2.1. Rocas Generadoras.

La Provincia Tampico-Misantla está representada de oeste a este por dos depresiones (Chicontepec y Golfo de México) y un alto del basamento (Tamaulipas-Tuxpan-Plan de las Hayas). La producción de hidrocarburos proviene principalmente de rocas carbonatadas del Jurásico (plays Synrift y San Andrés), Cretácico Inferior-Superior (plays El Abra y Tamabra), Superior (play Fracturas), así como de rocas siliciclásticas del Eoceno (plays Chicontepec y Tantoyuca) y Oligoceno (play Arenas Terciarias). Los principales plays productores son El Abra, Tamabra y calizas fracturadas (Fracturas) y Chicontepec (Figura 7.1).

Las rocas generadoras del Jurásico Superior y los hidrocarburos de la Provincia Tampico- Misantla han sido caracterizados por varias técnicas geoquímicas, en lo que se refiere a las rocas generadoras, estas son predominantemente calizas arcillosas y lutitas que corresponden con las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta del Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano respectivamente.

La Formación Santiago tiene el mayor potencial remanente en el sur de la provincia, mientras Tamán y Pimienta predominan en el norte. En la porción marina ubicada al oriente de la zona de estudio, las rocas generadoras principales se encuentran en la Formación Pimienta. La madurez de la Materia Orgánica Dispersa (MOD) es buena y se ubica en la Zona Principal de Oleogeneración (Ventana del Aceite), en las rocas generadoras de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, que son el Principal Subsistema Generador de la Provincia Tampico – Misantla.

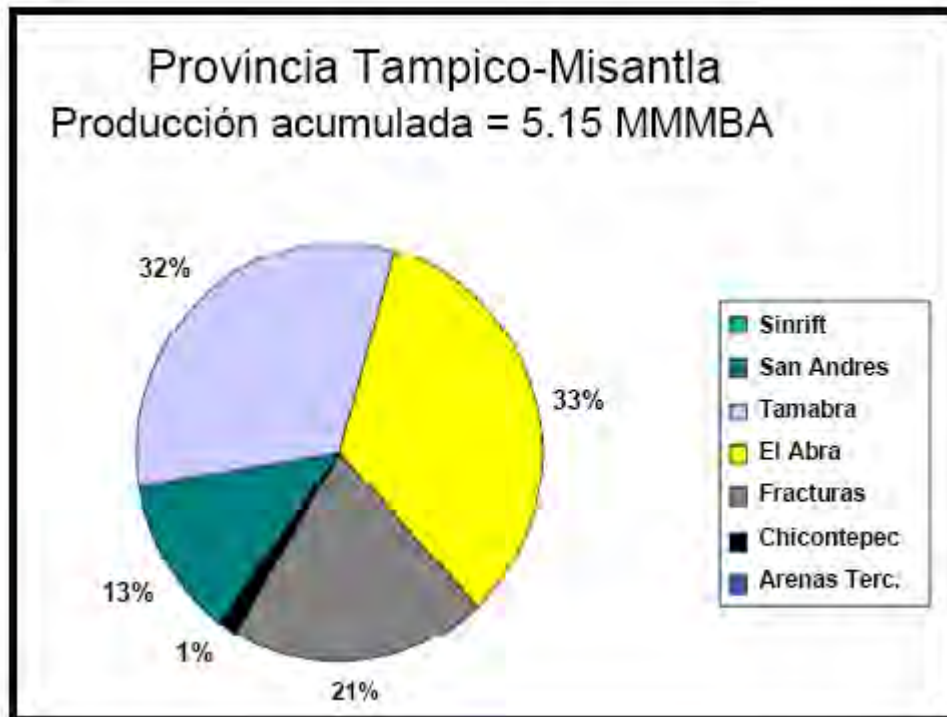


Figura 7.1 Muestra la aportación de hidrocarburos por play (PEMEX, 2005).

La mayor riqueza de COT se encuentra en las formaciones Santiago y Pimienta, con Kerógeno tipo I y II, encontrándose dentro de la Ventana del Aceite. En las tres formaciones existe una buena correlación entre el Ro y la T máx, ya que el Ro equivalente en esta cuenca con escasez de Vitrinita es entre 0.5 y 2.0 (Figura 7.2).

Los mayores espesores de las rocas generadoras se concentran en 12 Grabenes, los cuales al madurar la materia orgánica, se convirtieron en los principales focos oleogeneradores; el área promedio de estos focos es 907 Km² y su espesor 550 m. El promedio del COT es 2.2% y del IH alrededor de 500 mg HC/g COT.

Por lo tanto, este potencial remanente es aún bueno y se caracteriza por contener kerógeno precursor de aceite y que, con una madurez en el pico de generación de aceite (Roe=0.8-1.0%) y una relación de transformación del kerógeno en hidrocarburos del 45%, lo que nos permite calcular una carga inicial (SPI) promedio de 13 ton/m². El sistema de migración es predominantemente vertical lo que permite clasificar a la Provincia Tampico-Misantla como supercargada (Demaison, 1991).

CUENCA TAMPICO-MISANTLA

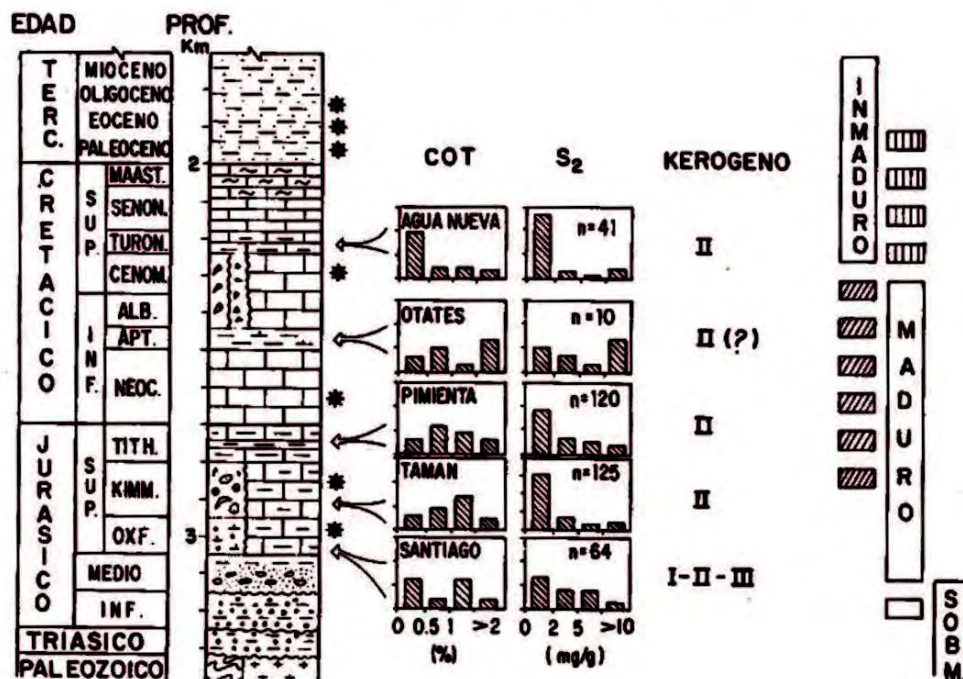


Figura 7.2 Columna Geológica Cuenca Tampico-Misantla.(González y Holguín, 1991).

7.2.2. Rocas Almacenadoras.

Las principales rocas almacenadoras en los yacimientos de la Provincia Tampico-Misantla son:

- Las areniscas, calcarenitas, calizas oolíticas, y brechas biocalcáreas del Jurásico Tardío, que presentan porosidad primaria (Formación San Andrés, Formación San Pedro y Formación Tepexic).
- Las calizas del Cretácico Temprano, también con porosidad primaria y secundaria por fracturamiento de la Formación Tamaulipas Inferior.
- Las calizas fracturadas de la Formación Tamaulipas Superior, las bioclasas y arrecifales lixiviadas de la Formación El Abra del Albiano-Cenomaniano, las calizas fracturadas del Cretácico Tardío y las brechas intraformacionales de la formación Tamabra. En este caso, las principales formaciones almacenadoras son: El Abra, Tamabra y Tamaulipas Superior.
- Particularmente en la Cuenca de Chicontepec la principal roca almacenadora donde se ha encontrado la mayor acumulación de aceite, es en las areniscas lenticulares del Grupo Chicontepec, aunque la formación Chicontepec Canal es la que tiene mayor potencial.

7.2.3. Rocas Sello.

Funcionan como rocas sello las lutitas y calizas arcillosas de la Formación Pimienta del Jurásico Tardío, las formaciones arcillosas Agua Nueva, San Felipe y las margas de la Formación Méndez correspondientes al Cretácico Tardío y las secuencias arcillosas o arcillo calcáreas del Paleógeno.

7.2.4. Generación – Migración.

La principal expulsión de hidrocarburos se inició a finales del Cretácico en la parte occidental de la cuenca, migrando en el momento crítico hacia el oriente como resultado de la Orogenia Laramídica, que estuvo activada hasta el Paleógeno. Este evento compresivo causó dislocamiento de las rocas del Cretácico en la Cuenca de Chicontepec y el levantamiento del borde occidental de la Plataforma de Tuxpan, provocando su exposición subaérea, erosión e infiltración de aguas oxigenadas en las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior y Superior. Las bacterias contenidas en estas aguas se alimentaron de las fracciones ligeras de las parafinas, provocando la degradación de los hidrocarburos, esto contribuye a la migración y acumulación posterior en las rocas almacenadoras. El reacomodo isostático postorogénico y los cambios eustáticos del nivel del mar favorecieron la continuidad de la subsidencia y la erosión submarina durante el Neógeno hacia el Golfo de México, continuando de esta manera la expulsión, migración y remigración de hidrocarburos y el relleno de las trampas estructurales mixtas y estratigráficas.

Lo más relevante del sistema petrolero se puede resumir de la siguiente manera:

- Las principales rocas generadoras son del Jurásico Superior. El Jurásico Inferior es co-generador en la parte occidental de la cuenca.
- La mayor parte de los hidrocarburos fue generada por materia orgánica algácea depositada en un ambiente marino, carbonatado-arcilloso y anóxico.
- La generación de hidrocarburos inició durante el Cretácico Tardío – Paleoceno en la Cuenca de Chicontepec y durante el Mioceno Tardío en la Megacuenca del Golfo de México.
- El momento crítico de máxima generación/expulsión es el Paleoceno-Eoceno en el Frente Tectónico de la Sierra Madre Oriental, en el Oligoceno en la Cuenca de Chicontepec y el Plio-Pleistoceno en la Cuenca del Golfo.
- El decremento de densidad de los hidrocarburos de la Provincia hacia la plataforma nos indica el predominio de una migración lateral desde la parte occidental de la cuenca.
- La presencia de yacimientos múltiples en la Cuenca de Chicontepec nos indica una remigración vertical, probablemente a través de fallas normales durante un periodo distensivo del Plio-Pleistoceno.

- Los aceites de la Faja de Oro Terrestre corresponden con mezclas de crudos biodegradados durante el Paleoceno-Eoceno, acumulándose como resultado de dos etapas de migración.
- Los aceites de la Faja de Oro Marina provienen de rocas generadoras sepultadas en la Megacuenca del Golfo de México.
- La cantidad de hidrocarburos migrada desde las rocas generadoras del Jurásico Superior supera en 10 veces el volumen in-situ de hidrocarburos descubierto.
- El potencial remanente de la Provincia Tampico-Misantla es alto.

7.2.5. Trampas.

Las acumulaciones de hidrocarburos en el área están asociadas a los siguientes tipos de trampas:

- Paleorreliques cubiertos transgresivamente por sedimentos Jurásicos, como ejemplos se tienen los campos Tamaulipas-Constituciones y Arenque.
- Plegamientos de tipo anticlinal con pliegues buzantes, fuertemente fracturados y asociados con plegamientos mayores, tal es el caso de los campos del área Ébano-Pánuco.
- Trampas de tipo estratigráfico asociadas a las zonas pre-arrecifal y post-arrecifal así como anticlinales suaves en la Faja de Oro.
- Trampas estratigráficas asociadas con superficies de erosión y con rellenos de paleocanales, barras de areniscas y acuíferos en la Cuenca de Chicontepec.

7.3. Sistema Chicontepec.

El sistema Chicontepec se define como puro, dado que no presenta deformación estructural significativa, las trampas son de tipo estratigráfico, cuyo origen se asocia con abanicos submarinos, superficies de erosión y rellenos de paleocanal; por otra parte es un sistema conocido en cuanto a su nivel de certeza, ya que en los campos que se han estudiado existen datos de importantes volúmenes de producción de aceite, en las areniscas de Chicontepec, aceite que se correlaciona positivamente con la roca generadora del Jurásico, Cretácico y del Paleógeno.

7.3.1. Rocas Generadoras.

Las rocas generadoras de este sistema son las mismas que en toda la región de Tampico-Misantla, y corresponde a las facies arcillo-calcareas de la formación Santiago, Tamán y Pimienta del Jurásico Superior, así como en menor medida los horizontes arcillosos de las Formaciones Chicontepec Inferior y Medio; en todas ellas se tiene una alta concentración de materia orgánica y el

posterior sepultamiento por la gruesa secuencia marina de abanicos, que suele llegar hasta 1 700 m de espesor ha favorecido la maduración térmica.

El potencial generador de las Formaciones Jurásicas es principalmente de hidrocarburos líquidos con menor volumen de gases, en cambio, las Formaciones del Grupo Chicontepec tiene potencial generador principalmente de gas con volúmenes menores de aceite. A continuación se describen las principales características de las secuencias generadoras.

7.3.1.1. Formación Santiago

La Formación Santiago esta constituida por lutitas carbonatadas negras, microlaminadas, limolitas arcillosas, mudstones arcillo-piritizados y horizontes de nódulos calcáreos, la fauna es pobre y esta representada por algunos bivalvos y cefalópodos de edad Oxfordiano. Sus espesores varían entre 10 y 755 m concentrándose preferentemente en la porción sur de la cuenca. El contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y de Hidrocarburos potenciales (S2) varía entre regular y excelente, 0.5-6.3% y 0.2-39.1 mg/g roca respectivamente. El kerógeno muestra índices de hidrogeno (IH) entre 21 y 1079, así como temperaturas máximas de pirolisis (Tmax) que varían entre 425 y 525 °C. Estos valores son propios de un kerógeno original predominante de tipo II, que se encuentra desde incipientemente maduro hasta sobremaduro; en la fase madura genera aceite y gas, mientras que en la fase sobremadura únicamente gas. Los biomarcadores indican un ambiente marino salobre subóxico arcillosos (Hopanos: 29<C30, C34>C35, alta relación Diasteranos /Estéranos)

7.3.1.2. Formación Tamán.

La Formación Tamán esta compuesta por mudstones y calizas arcillosas, lutitas calcáreas laminares y escasas limolitas con espesores máximos de 998 m, sus características fundamentales son la buena estratificación y el predominio de los carbonatos sobre la arcilla. Los organismos presentes son radiolarios, esponjas, pelecípodos, cefalópodos y equinodermos del Kimmeridgiano. El porcentaje de COT se encuentra entre 0.1 y 5.4% mientras los valores de S2 fluctúan entre 15 y 925 mg/g y los de Tmax de 421 a 527 °C; los biomarcadores indican un ambiente marino salino anóxico carbonatado (Hopanos: C29>C30, C34<C35, muy baja relación Diasteranos/Estéranos).

7.3.1.3. Formación Pimienta.

La Formación Pimienta esta compuesta por mudstone y calizas arcillosas negras, ligeramente piritizados, de estratificación delgada con intercalaciones de lutita negra laminar, bentonita y lentes de pedernal con espesores máximos de 485 m; la fauna esta constituida por Calpionella sp., Fibrosphaera sp. Y

Globochaete alpina del Tithoniano. El porcentaje de COT se encuentra entre 0.2 y 6.5% y el S2 entre 0.2 y 43.4 mg/g; el IH varía entre 18 y 959, mientras que la T max se encuentra entre 412 y 476 °C. Los biomarcadores indican un ambiente marino salino anóxico carbonatado arcilloso (Hopanos: C29>>C30, C34<C35, regular relación Diasteranos/Estéranos).

La mayor riqueza orgánica se encuentra en las Formaciones Santiago y Pimienta, teniendo kerógeno los tipos I y II, encontrándose predominantemente dentro de la ventana del aceite. Los mayores espesores de las rocas generadoras se concentran en 12 Grabenes, los cuales, al madurar la materia orgánica se convirtieron en los principales focos oleogeneradores. (Figura 7.3).

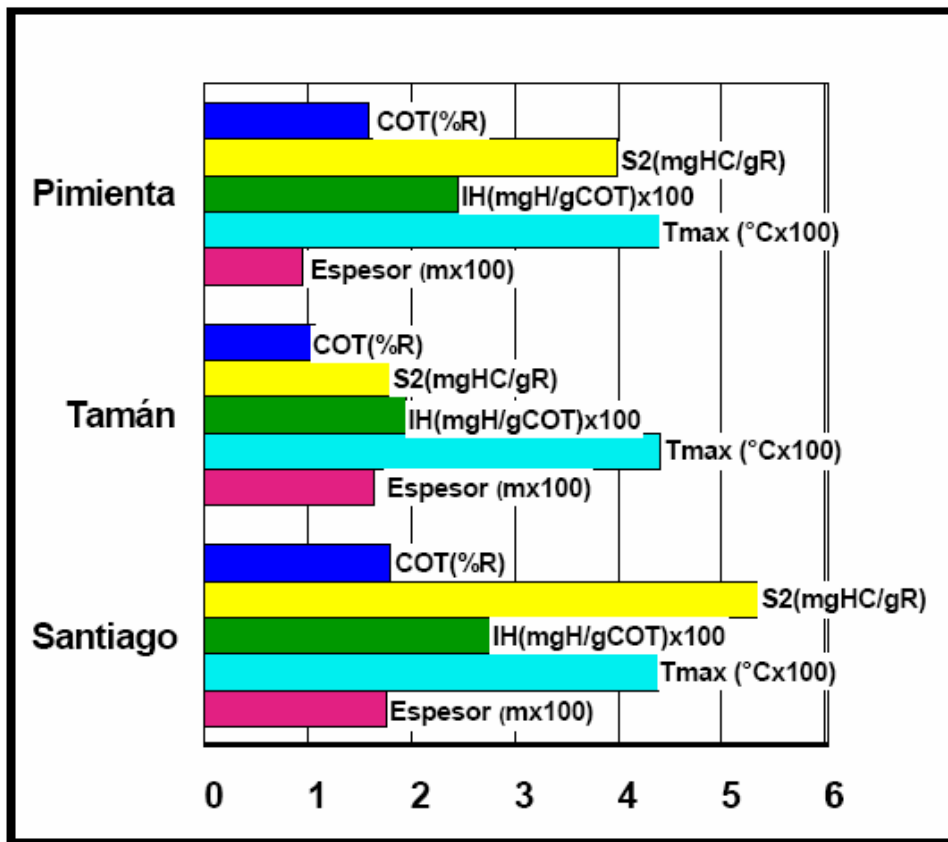


Figura 7.3 Características de las rocas generadoras en la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

7.3.2. Migración.

En este sistema, la migración se dio principalmente en una sola dirección, en sentido vertical ascendente, con moderada extensión hacia rocas con mayor porosidad como son los estratos arenosos del Grupo Chicontepec o de la Formación Aragón del Eoceno Inferior.

Los horizontes arcillosos de las Formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio con gran contenido de materia orgánica, se vieron sometidos al sepultamiento y degradación térmica por lo que se generaron ventanas de gas que, posteriormente, fueron expulsadas a zonas de mayor estabilidad y equilibrio térmico debido al peso de la columna litostática.

7.3.3. Rocas Almacenadoras.

Las formaciones que constituyen al Grupo componen la principal roca almacenadora en este sistema, en sus horizontes arenosos que se caracterizan por areniscas (litoarenitas y grawacas líticas) de grano medio a fino y algunos estratos conglomeráticos de matriz arenosa; presenta porosidades promedio de 12%. Los cuerpos arenosos presentan espesor variable, cuya continuidad lateral es dependiente de la geometría y profundidad del paleoelemento. Las formaciones del Grupo Chicontepec presentan alta variabilidad vertical en cuanto a sus características petrofísicas de porosidad y permeabilidad; relacionada a que sus constituyentes líticos carbonatados tienen un porcentaje que varía entre el 35 y 40%. Los paquetes de areniscas con mayor potencial almacenador tienen geometrías de barras de desembocadura y canales distributarios con espesores de entre 12 y 18 m. Las secuencias arenosas de grandes espesores son escasas pero ofrecen las más atractivas posibilidades para contener hidrocarburos. La Formación Aragón es correlacionable con la Formación Chicontepec y es igualmente almacenadora y sello por sus horizontes arcillosos; esta formación, se encuentra fuera de la Cuenca de Chicontepec.

7.3.4. Roca Sello.

Las mismas formaciones del Grupo en sus facies de lutitas interestratificadas con areniscas de grano fino, actúan como rocas sello. En las partes norte y centro de la cuenca, el sello principal lo componen sedimentos arcillosos del mismo Grupo, localizados por encima de la erosión regional de edad Eoceno Temprano, mientras que al sureste, el sello son las rocas arcillosas de la Formación Guayabal.

7.3.5. Trampas.

7.3.5.1. Trampas Estructurales.

Las trampas estructurales implican alguna forma de deformación de la roca, comúnmente expresada como un levantamiento positivo, que originan domos, anticlinales y fallas. Las trampas estructurales son fácilmente localizables por estudios geológicos superficiales y subsuperficiales así como por estudios geofísicos; son las más numerosas entre las trampas y reciben mucha más atención que los otros tipos de trampas en la búsqueda de aceite, sin embargo,

en la Cuenca de Chicontepec este tipo de trampas no es común, ya que la deformación laramídica solo afecta a las secuencias del Mesozoico y a las del Paleoceno, por lo que las trampas estructurales se ubican por debajo de las secuencias que forman el Grupo Chicontepec.

7.3.5.2. Trampas por Variación de la Permeabilidad.

Se reúnen bajo este título, todas las trampas que permiten que los hidrocarburos, se acumulen en el subsuelo sin deformación estructural. Son resultado de la presencia local de un cierto volumen de roca- almacén aislada por Formaciones impermeables tanto vertical como lateralmente, se deben a anomalías en la repartición de los sedimentos o a la naturaleza litológica de las Formaciones. Este tipo de trampas son las que contienen los hidrocarburos en la Cuenca de Chicontepec.

Las trampas por variación de permeabilidad más comunes e importantes son las trampas estratigráficas, las cuales se dividen en:

- A) Trampas estratigráficas primarias.
- B) Trampas estratigráficas secundarias.

A) Trampas Estratigráficas Primarias.

Están condicionadas por la presencia de un cuerpo rocoso, poroso, permeable, de tamaño limitado. Existen debido al hecho de que un sedimento capaz de originar un almacén, tiene buena porosidad y permeabilidad y se encuentra rodeado de rocas impermeables. A esta categoría pertenecen los cuerpos arenosos lenticulares de las Formaciones del Grupo Chicontepec.

B) Trampas Estratigráficas Secundarias.

Se crean por fenómenos posteriores a la sedimentación y a veces se forman durante la diagénesis, las que resultan de una discordancia angular o una discordancia basal. Las trampas estratigráficas secundarias son un tránsito a las trampas mixtas. En la Cuenca de Chicontepec se tienen trampas petroleras asociadas a discordancias angulares.

7.3.5.3. Trampas Combinadas.

Las trampas combinadas presentan variaciones de porosidad y deformaciones estructurales en las cuales, la roca almacén cubre solo una parte de la estructura. Tanto la estructura como los cambios estratigráficos son esenciales en la formación de este tipo de trampa. Las trampas de esta naturaleza son dependientes de los cambios estratigráficos que limitan la permeabilidad y la estructura para crear el cierre y completar la trampa; las discordancias y

estructuras producto de la deformación son igualmente importantes en la formación de estas trampas. El fallamiento es otro factor de control en muchas de estas trampas. Este tipo de trampas se encuentra en el subsuelo por abajo del relleno clástico de las Formaciones del Grupo Chicontepec.

7.3.5.4. Trampas Típicas en la Cuenca de Chicontepec.

El patrón de entrapamiento del sistema Chicontepec esta formado por una gran cantidad de trampas por variación de la permeabilidad. En la mayoría de los casos son lutitas intercaladas con areniscas de grano fino de estratificación delgada que limitan en su cima, en su base y lateralmente a los desarrollos arenosos (contactos discordantes y gradacionales) que son los que forman las principales trampas, por lo que es en estos cuerpos arenosos donde se encuentran las principales acumulaciones comerciales de hidrocarburos (Figura 7.4).

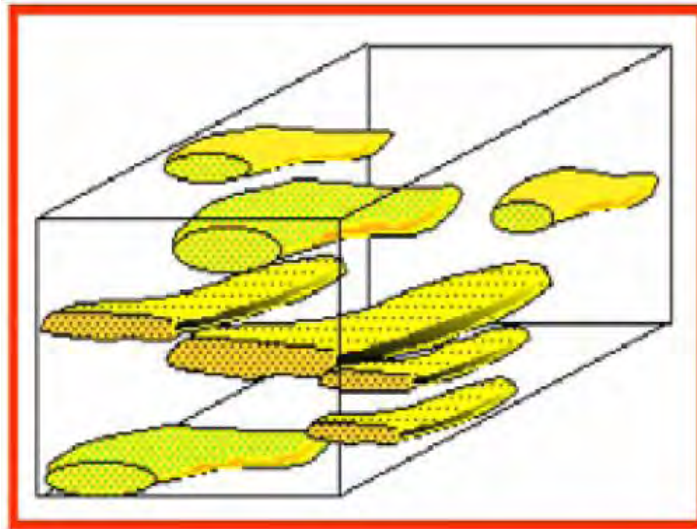


Figura 7.4 Cuerpos arenosos que constituyen las trampas estratigráficas de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

Predominan las trampas de tipo estratigráfico complejas (Figura 7.5), cuya geometría fue influenciada por la ocurrencia de grandes paleoestructuras en el subsuelo, como son los paleocanales, en algunos casos controlados por la geometría del depósito debida a la superposición de abanicos submarinos y superficies de erosión dentro del paleocanal, que determinan los espesores y el comportamiento estructural (fallas de crecimiento) de las secuencias de relleno, pudiendo llegar a construir trampas combinadas. (Figura 7.6).

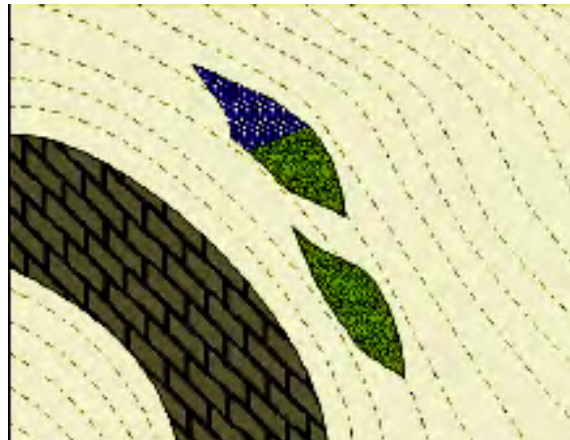


Figura 7.5 Trampa por variación de la permeabilidad. En lentes de arenas características de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2000).

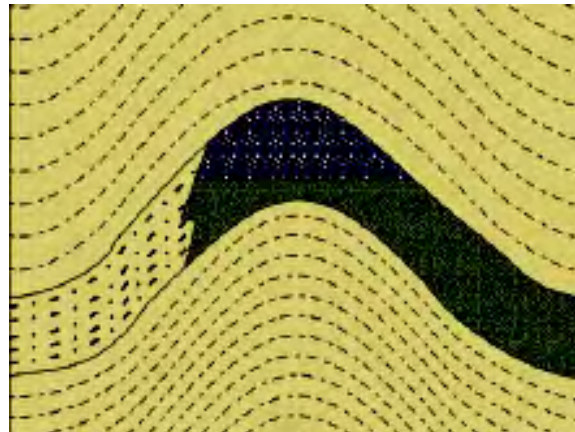


Figura 7.6 Trampa de tipo combinado, no común en la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2000).

7.3.5.5. Sincronía.

La sincronía, se refiere a la ocurrencia de todos los elementos necesarios en tiempo y espacio para que sea posible la generación y entrapamiento de los hidrocarburos susceptibles de ser explotados económicamente. En la Figura 7.7 se muestra de manera esquemática la ocurrencia de cada uno de estos elementos que en una secuencia adecuada dieron origen a las acumulaciones de hidrocarburos en la Cuenca de Chicontepec.

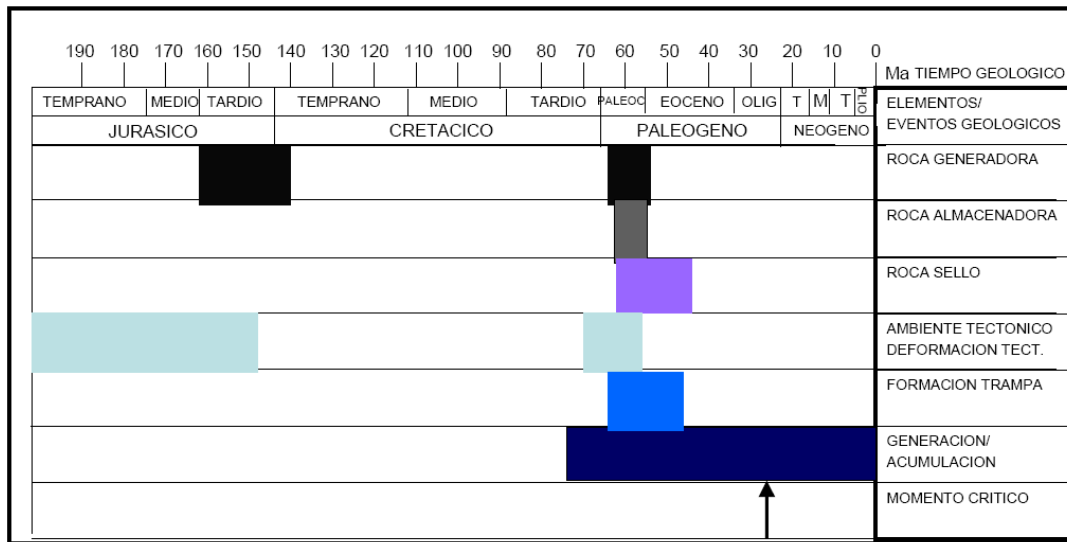


Figura 7.7 Eventos del sistema petrolero con relación a la sincronía (Tomado de Vázquez, 2008).

7.4. Plays Productores.

7.4.1. Play.

El Play es un grupo de proyectos de campos con similitudes geológicas en cuanto a generación, acumulación, trampa, maduración, migración y almacenamiento. La organización de los tipos de play para análisis económico es fundamental para el proceso de evaluación de una Cuenca Petrolera.

Los trabajos de identificación y evaluación de los plays permiten delimitar aquellas áreas con mayor probabilidad de encontrar hidrocarburos, es decir, que las rocas generadoras y almacenadoras, trampas y sellos, así como la sincronía y migración estén presentes.

En Chicontepec se tienen definidos tres plays productores: Play Chicontepec de edad Paleoceno-Eoceno Inferior, Play Chicontepec Canal de edad Eoceno Inferior-Tardío y Play Tantoyuca de edad Eoceno Superior (Figura 7.8).

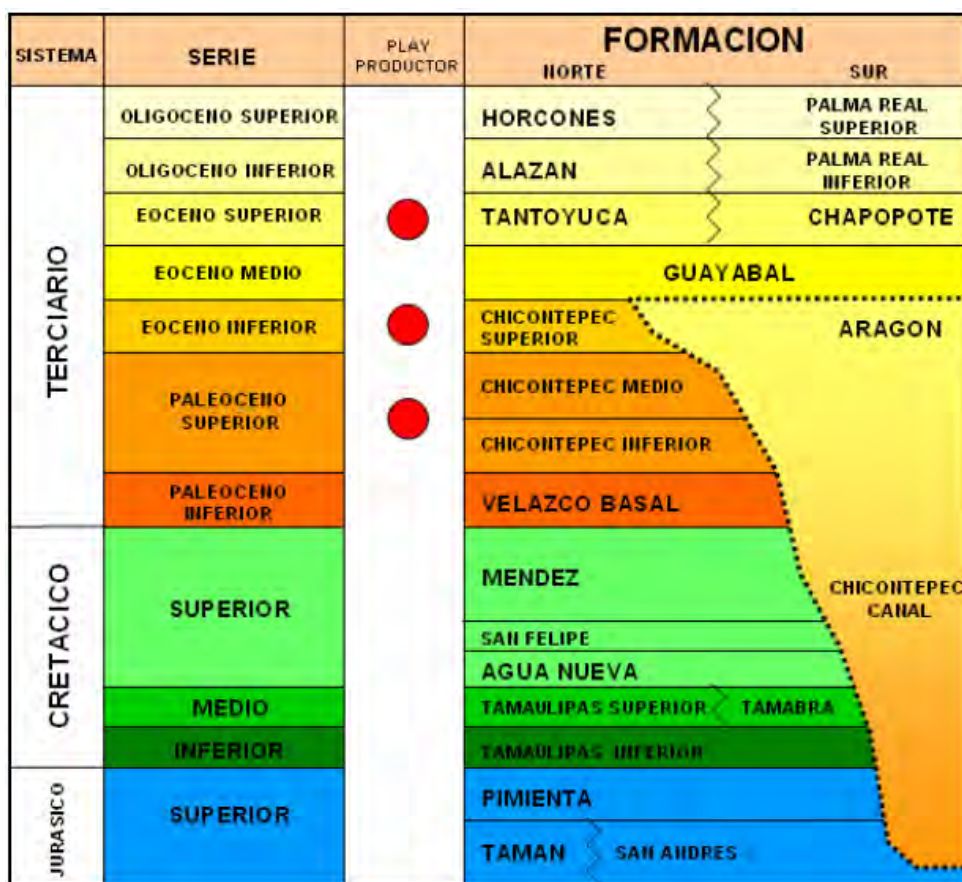


Figura 7.8 Plays productores de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

7.4.2. Generalidades del Play Chicontepec.

Este play fue descubierto en 1926, aunque en ese tiempo no se le denominaba de esta manera, está localizado en el sureste de la Provincia Tampico–Misantla, al poniente y suroeste de la Plataforma de Tuxpan, en un área aproximada de 3 815 Km², sin embargo, fue hasta 1952 cuando se obtuvo producción en los pozos del campo Presidente Alemán, productor en la Formación Tamabra y que también probaron el potencial petrolero de las areniscas del Grupo Chicontepec.

A Principios de los años 70 del siglo pasado se desarrolló la parte norte de este Play en los Campos Soledad y Soledad Norte y a finales de esta década se desarrollaron los Campos del sector sur, Tajín y Agua Fría.

En la Cuenca de Chicontepec se tienen definidos tres Plays productores: Play Chicontepec (Paleoceno-Eoceno Inferior Temprano), Play Chicontepec Canal (Eoceno Inferior Tardío) y el Play Tantoyuca (Eoceno Superior), a continuación se describen brevemente sus principales características.

7.4.3. Play Chicontepec Paleoceno-Eoceno Inferior.

Este play se encuentra distribuido principalmente en la porción occidental de la Cuenca de Chicontepec, corresponde a una secuencia sedimentaria marina, turbidítica de ambientes nerítico externo y batial, depositada en forma de lóbulos y abanicos submarinos sobrepuestos de edad Paleoceno-Eoceno Inferior que en algunos lugares el depósito de terrígenos rebasa los 1 700 m de espesor, esta secuencia de areniscas que constituyen la roca almacén (Play) y las lutitas (sello) tienen características muy variables distribuidas de manera irregular. Los yacimientos de aceite se localizan por debajo de la discordancia regional tal como se observa en la Figura 7.8. Este play es el más importante por su productividad en relación a los restantes.

7.4.4. Play Chicontepec Canal (Eoceno Inferior Tardío).

Este play se encuentra distribuido en la porción sureste de la Cuenca de Chicontepec, en donde la erosión regional fue más intensa y se ponen en contacto discordante las rocas del Jurásico Superior San Andrés con las del Eoceno Inferior de la Formación Chicontepec. El depósito se originó a partir del relleno del paleocanal originado por una discordancia regional alargada con orientación Noroeste a Sureste bordeando a la Plataforma de Tuxpan. Se considera que el evento erosivo fue de gran magnitud en donde se depositó una secuencia sedimentaria marina turbidítica de ambiente nerítico batial que en algunos lugares rebasan los 1 000 m de espesor.

7.4.5. Play Tantoyuca (Eoceno Tardío).

Corresponde a una secuencia sedimentaria compuesta por areniscas, conglomerados, limolitas y lutitas, depositadas en un ambiente que varía de nerítico interno a batial superior. Su distribución está restringida principalmente entre el borde oriental del Cuenca de Chicontepec y la plataforma de Tuxpan; su depósito se efectuó en deltas y canales submarinos de diferente profundidad. El espesor promedio es de 500 m.

Las rocas almacenadoras son areniscas con geometría de barras de desembocadura y canales distributarios que tienen espesores entre 12 y 18 m. Son comunes las litarenitas de grano fino a medio, aunque en algunos intervalos existen conglomerados con matriz arenosa.

La porosidad es predominantemente intergranular y varía entre el 7 y 11%. La roca sello regional está formada por lutitas de la Formación Palma Real (Oligoceno). Localmente se tienen lutitas interestratificadas con los cuerpos arenosos que actúan como sello. El tipo de trampa predominante es estratigráfica, pero las hay combinadas.

7.4.6. Rocas Generadoras de los Plays en la Cuenca de Chicontepec.

La generación de hidrocarburos para los tres plays de Chicontepec proviene de las facies arcillo-carbonosas del Jurásico Superior (Oxfordiano-Tithoniano) correspondiente a las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, cuyo espesor varía entre 200 y 700 m, se caracterizan por contener materia orgánica marina del tipo algáceo, en donde la ventana de generación de aceite fue alcanzada durante el Eoceno-Oligoceno. La roca almacén en ambos plays esta constituida principalmente por una alternancia de areniscas y lutitas con alta variabilidad vertical en sus características petrofísicas; las arenas contienen de 5 a 7 % de minerales arcillosos dispersos, con un alto contenido de granos de carbonato. En general los yacimientos de estos plays tienen permeabilidades bajas (promedio de 0.5 md) y porosidad promedio de 12%. La calidad de los aceites varía a través de toda su distribución con densidades entre los 18° y 45° API. Los tipos de trampa encontrados en estos plays son predominantemente estratigráficos y en segundo termino combinadas, su principal riesgo es su distribución lateral ya que esta es errática. El sello lo representan las lutitas laminares intercaladas entre los diferentes lóbulos. Los procesos relacionados con la migración han propiciado la degradación de los hidrocarburos cambiándole las propiedades físico-químicos de los aceites cuya distribución corresponde a los más ligeros hacia la porción noreste y los pesados en el sureste del área de la Cuenca de Chicontepec. (Figura 7.9).

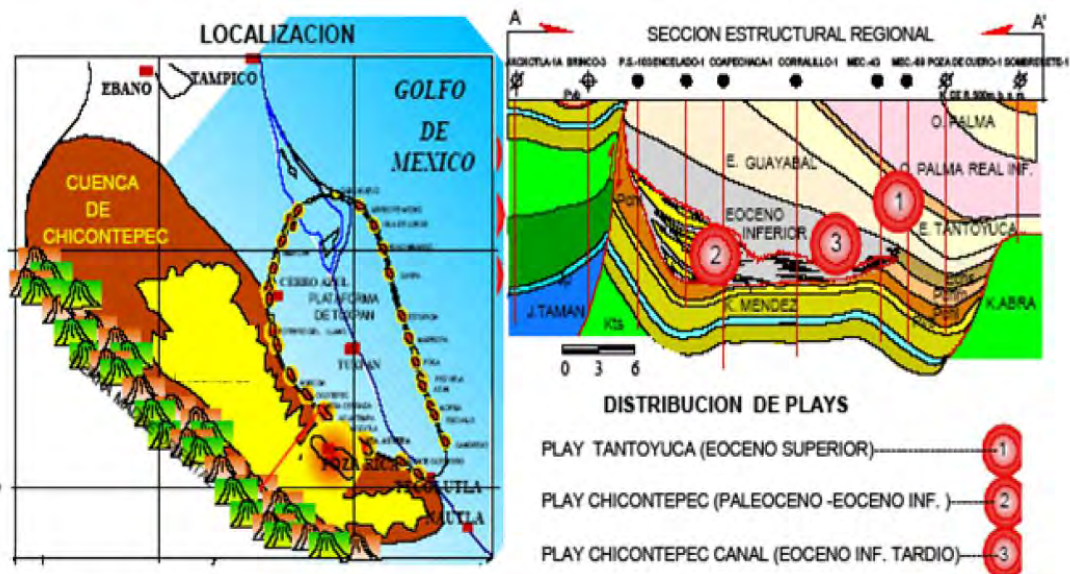


Figura 7.9 Muestra la distribución del Cuenca de Chicontepec y una sección transversal en donde se muestra la ubicación de los tres plays productores (PEMEX, 2005).

Conclusiones y Recomendaciones.

Conclusiones

La Cuenca de Chicontepec tiene un área de aproximadamente 11, 300 Km², mientras que el área que enmarca al Paleocanal de Chicontepec tiene una superficie de aproximadamente 3,785 Km².

La Cuenca de Chicontepec corresponde con una cuenca sedimentaria "Foreland", con un aporte de fuentes clásticas múltiples; las facies sedimentarias más comunes corresponden a facies gravitacionales de talud y turbiditas.

La Cuenca de Chicontepec presenta características complejas como son: estratificación arenosa, areno-arcillosa y arcillosa con bajos valores de permeabilidad, gran discontinuidad en los cuerpos arenosos los cuales presentan reducidos espesores, baja productividad de los pozos y bajo factor de recuperación.

La Cuenca de Chicontepec pertenece a la provincia petrolera Tampico-Misantla, la que en los últimos años ha tomado gran importancia debido a la cantidad de reservas petroleras totales, que presenta en yacimientos en areniscas de reducido espesor.

La Cuenca de Chicontepec corresponde al Paleoceno-Eoceno, cuyo origen se asocia al levantamiento de la Sierra Madre Oriental y a la rotación de la Plataforma de Tuxpan durante la Orogenia Laramíde, por lo que su límite stratigráfico inferior es una discordancia angular, constituyendo una cuenca sintectónica.

En los afloramientos estudiados de la secuencia sedimentaria del Grupo Chicontepec, se distinguen facies sedimentarias correspondientes principalmente a zonas de talud, abanicos proximales, medios y distales; presentándose formas características que se originaron por deslizamientos, derrumbes, flujos de detritos, rellenos de canal y cuerpos tabulares.

Se interpretó a partir de las secciones sísmicas, geometrías y geoformas correspondientes a abanicos de piso de cuenca, abanicos de talud, flujos de detritos y canales, logrando con esto identificar las diferentes facies de terrígenos desde proximales a distales.

La fuente de sedimentos clásticos que relleno a la Cuenca de Chicontepec, provino de la Sierra Madre Oriental, donde afloran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, predominando estas últimas, aportando el mayor volumen de terrígenos que formaron a las tres unidades del Grupo Chicontepec.

La dirección del aporte sedimentario fue principalmente oeste-este, observando en las secciones sísmicas paralelas a esta dirección, la evolución de la secuencia y en la sección perpendicular se observan superficies de erosión, canales y a mayor escala los cañones submarinos.

Las rocas generadoras de hidrocarburos, son las secuencias calcáreo-arcillosas de las secuencias marinas del Jurásico Superior (formaciones Santiago, Tamán y Pimienta). También son potenciales rocas generadoras de menor importancia la Formación Agua Nueva del Cretácico y las secuencias arcillosas de la base del Grupo Chicontepec.

Las rocas almacenadoras de hidrocarburos son principalmente areniscas del Eoceno Inferior de la Formación Chicontepec Superior que fueron originadas por sistemas de depósitos turbidíticos submarinos.

El sello de los yacimientos las partes norte y central de la Cuenca lo constituyen las mismas formaciones del Grupo Chicontepec en sus facies de lutitas y las lutitas interestratificadas con areniscas de grano fino; mientras que al sureste el sello son los sedimentos arcillosos de la formación Guayabal.

El entrapamiento del sistema Chicontepec está formado por una gran cantidad de trampas por variación de la permeabilidad, en la mayoría de los casos son cuerpos lenticulares de areniscas de grano fino del Paleoceno y Eoceno, las cuales se caracterizan por su reducido espesor y su poca continuidad.

La producción principal de aceite y gas se obtiene de areniscas del Paleoceno – Eoceno Inferior, en cuerpos lenticulares arenosos, barras de arena y rellenos de canales.

Se lograron identificar con ayuda de la estratigrafía de secuencias algunas sismofacies características, que corresponden a depósitos de cuenca y talud principalmente.

Recomendaciones

Obtener un mayor conocimiento del subsuelo empleando la estratigrafía de secuencias en áreas específicas, lo que permitirá realizar mejoras en los modelos geológicos.

Realizar un minucioso trabajo de recopilación, análisis y síntesis de la información geológica, geofísica, geoquímica y de producción disponible, lo que permita elaborar un modelo representativo de caracterización estática de yacimientos.

Los estudios hechos a la Cuenca de Chicontepec no son suficientes para tener un conocimiento geológico integral, por lo que, se requiere hacer una mayor cantidad de estudios y una mejor integración de los mismos para así lograr mejores resultados.

En el ámbito nacional, las condiciones geológicas son favorables para seguir trabajando en la Cuenca de Chicontepec, donde se encuentra un volumen considerable de reservas; los yacimientos están a reducida profundidad, está ubicado en el continente y existe infraestructura para el desarrollo eficiente de los campos. Sin embargo, también se deben realizar al mismo tiempo trabajos de exploración en otras áreas de gran interés como lo es el Golfo de México Profundo.

Utilizando las tecnologías modernas, integrar la mayor cantidad de información geológica, los perfiles sísmicos, la estratigrafía secuencial, la bioestratigrafía y los registros geofísicos de pozos, al proceso de exploración petrolera para minimizar los riesgos geológicos en la localización de nuevos yacimientos.

Es recomendable que los estudiantes de Ingeniería en Ciencias de la Tierra participen en trabajos de estratigrafía de secuencias en sus estancias profesionales para mejorar su formación profesional, sobre todo los que estén interesados en laborar en la industria petrolera.

Es necesario crear una columna estratigráfica característica para cada uno de los sectores principales de la cuenca.

Es recomendable elaborar un mapa detallado de las principales zonas de aporte como son cañones, abanicos y depocentros para las principales zonas de interés.

Bibliografía.

Aguayo, C. J., Santillán, P. N., Petrología, diagénesis y origen de la porosidad de las facies turbidíticas en el noroeste de la paleocuenca terciaria de Chicontepec, SW de San Luis Potosí y NE de Hidalgo, México, 2008.

Alemán, L. A. Migración y acumulación de hidrocarburos en los sedimentos terciarios del Chicontepec, zona Poza Rica, Veracruz. Tesis Licenciatura (Ingeniero Geólogo)-UNAM, Facultad de Ingeniería, 1980.

Beaubouef, R. T., Rossen, C., Zelt, F. B., Sullivan, M. D., Mohrig, D. C., Jennette, D. C., Field guide for AAPG Hedberg Field Research Conference: deep-water sandstones, Brushy Canyon Formation, West Texas, April 15-20, 1999, Tulsa, Ok, AAPG, p. 99, 1999.

Bitter, R. M., "Sedimentation and provenance of Chicontepec sandstones with implications for uplift of The Sierra Madre Oriental and Teziutlan massif, east central Mexico" Gcssep Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings, 1993.

Blum, M. D., Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. In: Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications, vol. 58. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 259–283, 1994.

Boesi, T. and Donald G., A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, northwestern Venezuela, in Kevin Biddle, ed., AAPG Memoir 52: Active margin basins, p. 303-319, 1992.

Boggs, S. Jr., Principles of Sedimentology and Stratigraphy (3rd ed.), 2001, 726 p.

Bosellini, A. Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. *Sedimentology*, 31, 1–24, 1984.

Busch, D. A. and Govea, A. S., "Stratigraphy and Structure of Chicontepec Turbidites, Southeastern Tampico-Misantla Basin, Mexico". The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 62, No. 2, 1978.

Campa, M. F., "Clasificación de las rocas carbonatadas sedimentarias y su aplicación en un área de Poza Rica, Ver.", Revista del I.M.P., vol. II, No. 1, 1970.

Cantú, Ch. A., Is there a Chicontepec Paleocanyon in the Paleoceno of eastern México (?). *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 8 (4), p. 423-434, 1985.

Carrillo, B. J., Paleocañones Terciarios de la Planicie Costera del Golfo de México. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*. Vol.32, No.1, p.27-55, 1980.

Catuneanu, O. and Eriksson, P.G., Sequence stratigraphy of the Precambrian Rooihogte-Timeball Hill rift succession, Transvaal Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, v. 147, p. 71-88, 2002.

Coe, A. L., *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press, New York, 287 pp, 2003.

Coe, A. D. B., Kevin, Ch., Steve F., John H. and Chris W., In press, 1998 "The Sedimentary Record of Se-Level Change", Open University, Milton Keynes, MK7 6AA, United Kingdom, 285p.

Coleman, J. M., and Roberts, H. H., Sedimentary development of the Louisiana continental shelf related to sea level cycles, 1988.

Contreras, B., A. D. Contribución al conocimiento de los icnofosiles del miembro Chicontepec inferior de la formación Chicontepec, Edo. de Puebla. Tesis Licenciatura (Biólogo)-UNAM, Facultad de Ciencias, 1979.

Contreras, B., A., Gío-A., R., Consideraciones paleobiológicas de los icnofósiles de la Formación Chicontepec en el estado de Puebla: *Revista del Instituto de Geología*, 6(1), 73-85, 1985.

Demaison, L. G., Influence of dietary linseed oil and sunflower seed oil on some mechanical and metabolic parameters of isolated working rat hearts, 1991.

Emery, D., Myers, K. J., *Sequence Stratigraphy*, Blackwell, Oxford, UK, 1996.

Galloway, W. E., Genetic Stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 73, 1989.

Galloway, W. E. Cenozoic Depositional History of the Gulf of Mexico Basin *AAPG Bulletin*, November 2000.

Garland, C. R. Miller Field: reservoir stratigraphy and its impact on development. *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1978-88*. AAPG, 1993.

González, Holguín. "Las rocas generadoras de México". Vol. AMGP Vol. XLII. NUM. 1. 1992.

González G., P. y Cruz H. P. "60 años de Exploración Petrolera en México" Boletín del 50 Aniversario de la Asociación de Geólogos petroleros de México. 2000.

Gowland, S. and Riding, J B. Stratigraphy, sedimentology and palaeontology of the Scarborough Formation (Middle Jurassic) at Hundale Point, North Yorkshire. Proceedings of the Yorkshire Geological Society, 48,375-392, 1991.

Guzmán, A. E., "Estado de la Exploración Petrolera en México", Boletín del 50 Aniversario de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1998-2000.

Haq, M., and Haq. K., *Human Development in South Asia 1998*. Karachi: Oxford University Press, 1998.

Haugton, P., Davis, C., and McCaffrey, W., "Facies Prediction in Turbidite Fan Systems – Nature and Significance of „Linked Debrites' in Sand-Rich Versus Mixed Sand-Mud Systems" Recent Advances in Siliciclastic Facies Models: Implications for Reservoir Characterization II (SEPM), AAPG Annual Convention, April 9-12, 2006 Technical Program, 2008.

Heim, A., Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologicae Helvaticae*, Vol.20, No.1, p.8489, 1940.

Helland, H., W., Martinsen, O.J., Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios, *Journal of Sedimentary Research* v. 66 No. 4, p. 670–688, 1996.

Hernández, M., I., Caracterización Inicial Petrofísica del Pozo Exploratorio Kosni – 1. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, 2005.

Hunt, D., Tucker, M. E., Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9, 1992.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 2005, Dirección General de Geografía Cartas Fisiográficas, México.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, 2007, Dirección General de Geografía Cartas Fisiográficas, México.

Jervey, M. T., Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (eds.) *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 47-69, 1988.

López, R. E., "Geología de México". Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., pp. 454, 1979.

Magoon, L. B., The Petroleum System A classification scheme for research, resource assessment and exploration. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol.71. NUM. 5. 1987.

Magoon, L. B., ed., 1992a, The petroleum system – Status of research and methods, 1992: U. S. G. S. Bulletin 2007, 98 p.

Magoon, L. B., 1992b, Identified petroleum systems within the United States – 1992, in L. B. Magoon, ed., The petroleum system – status of research and methods, 1992: U. S. G. S. Bulletin 2007, p. 2-11.

Mayol, C. M., Caracterización Geoquímica de los aceites de la Cuenca de Chicontepec, Tesis de Maestría. México IPN 2005.

Miall, A. D., Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation: Journal of Sedimentary Petrology, v. 61, p. 497-505, 1991.

Mitchener, B. C., Lawrence, D. A., Partington, M. A., Gluyas, J., Brent Group: sequence stratigraphy and regional implications. In: A. C. Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S. Brown, Editors, *Geology of the Brent Group*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 61 (1992), pp. 45–80.

Mitchum, R. M., Jr., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, In Payton, C.E., de., Seismic stratigraphy –Applications to hydrocarbon exploration: American Association Of Petroleum Geologist, Memoir 26, p. 205-212, 1977.

Muir, J., "Geology of the Tampico Region. Mexico". American Association of Petroleum Geologist, Bulletin Vol. 20, 1936.

Mutti, E., Ricci Lucci, F., 1972. "Le torbiditi dell' Apennine settentrionale: introduzione all' analisi di facies". *Memorie Societa Geologica Italizna*, Vol. 11, pp. 161-199 (translated into English by T. H. Nilsen, 1978. *International Geology review*, Vol. 20, No. 2, pp. 125-166.

Mutti, E., Turbidites of the Northern Appenines USGS, 1978.

Mutti, E., Normark, W. R. "Comparation examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts", in Legget, J. K. and Zuffa, G. G. (eds.) *Marine clastic Sedimentology: Concepts and case studies Ghaharn and Trotan*, pp. 1-38, 1987.

Mutti, E., Normark, W. R., "An Integrate Approach to the Study of Turbidite Systems", in P. Weimer and H. Link (eds.) *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans of Turbidite Systems*, Springer-Verlag, pp. 75-106, 1991.

Mutti, E., "Turbidite Sandstones". AGIP-Istituto di Geologia, Università di Parma, Italy, pp. 275, 1992.

Mutti, E., Araujo M. J. "Seminario de campo sobre facies turbidíticas del Terciario Temprano en la Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo, San Luis Potosí, Puebla y Veracruz". Libro guía del Instituto Mexicano del Petróleo (inédito), 1997.

Nava, P. L., Alegría, L. M. A., *Los Sistemas Petroleros de la Región de Tampico – Misantla*. Tesis de Licenciatura. México UNAM, 2001.

Normark, W. R., Growth patterns of deep-sea fans: *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 54, 2170-2195, 1990.

Normark, W. R. "Deep water fan system", in Mayo, L. B. (ed.). *The petroleum system status of research and methods*. U. S. Geological Survey, Menio Park Calif., pp. 20-24, 1990.

Nummedal, D., Riley, G. W., Templet, P. L., High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq and G. P. Allen (eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists Special Publication 18, p. 55-68, 1993.

PEMEX, 2000, "*Un siglo de la perforación en México*".

PEMEX, 2004, presentación "*Proyecto Integral Chicontepec*".

PEMEX 2005, *Reservas de Hidrocarburos de México*. Publicación Anual

PEMEX, 2005, presentación "*Revisión Técnica de Proyectos de Inversión*", "*Proyecto Integral Chicontepec*".

PEMEX, 2008, presentación "*Planeación de la Perforación en el proyecto Aceite Terciario del Golfo periodo 2008-2013*".

Pérez, H., C., *Estudio geológico y cálculo del volumen original de hidrocarburos del Campo Miquetla, Formación Chicontepec*, 1990.

Posamentier, H. W., Jersey, M. T., Vail, P. R., “Eustatic controls on clastic deposition (Conceptual framework)”, in Wilgus, C. K., Hasting, B. S., Kendall, C. G. S. T. E., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. E. (eds.). Sea level changes and integrated approach, SEPM Special Publication, No. 42, 1988.

Posamentier, H. W., Allen, G. P., Siliciclastic sequence stratigraphy: Concepts and applications. SEPM Concepts in sedimentology and paleontology, No. 7, 1999.

Ramasayer, G. R., Seismic stratigraphy: a fundamental exploration tool. Off-shore Technology Conference, Houston, Texas, April–May 1979, Proceedings, vol. 3, pp. 1859–1867, 1979.

Reyes, R. J. L., Posibilidades de producción de la Formación Chicontepec en el Distrito Sur Z. N. *Rev. de Ingeniería Petrolera* Vol. 14, (9) p. 373-389, 1974.

Sangree, J. B., & Widmier, J. M., Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 9: Seismic interpretation of clastic Depositional Facies, en Payton, C. E., de., Seismic stratigraphy –Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26, p. 165-183, 1977.

Santillán, P. N., Paleoambientes sedimentarios en facies turbidíticas en la Cuenca de Chicontepec, centro-oriente de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 2009

Servicio Geológico Mexicano, 2007.

Shanmugan, G., Moiola, R. J., “Submarine fans: Characteristics, models, classification and reservoir potentials”. *Earth Sci. Rev.*, Vol. 24, pp. 383-428, 1988.

Stelling, C. E., Bouma, A. H., Stone, C. G., *Fine-Grained Turbidite Systems: Overview*, in *Fine-Grained Turbidite Systems*/edited by Bouma, A. H. and Stone, C. G. AAPG Memoir 72, SEPM Special Publication No. 68., p1-8, 2000.

Summerfield, M. A., *Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms.* xxii + 537 pp, 1991.

Tipper, J. C., Landforms developing and basins filling: three-dimensional simulation of erosion, sediment transport, and deposition. In: *Computer Graphics in Geology* (Ed. by R. Pflug and J. W. Harbaugh), pp. 155-170. Springer-Verlag, Berlin. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 41, 1993.

Vail, P. R., Todd, R. G., Sangree J. B., Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, Pages 99 – 116, 1977.

Vail, P. R., Hardenbol, J., Todd, R. G., Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, In: Schlee, J.S. (Ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36, 1984.

Vail, P. R., Audemaro, F., Bouman, S. A., Eisner, P. N., Perez C. G., “The stratigraphic signatures of tectonics eustasy and sedimentology and overview”, in Einsele, G., Reikan, W. and Selacher, A (eds.), cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlang, 1991.

Van Wagoner, Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., y Hardenbol, J., An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In sea-level changes: An integrated approach, Ed. By C.K., Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Toss y J.C. Van Wagoner, Special Publication, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Tulsa, v. 42, 1988.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Jr., Campion, K. M. and Rahmanian, V. D., Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp, 1990.

Vázquez, A., “Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en la Cuenca de Chicontepec”, 2008.

Vera, T., J. A: *Estratigrafía. Principios y métodos*. Madrid. Editorial Rueda, S. L. 806, 1994.

Walker, R. G., Mutti, E., Turbidite facies and facies associations. En: G. V. Middleton y A. Bouma (editores) Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pacific Section. Short Course. Anaheim, Tulsa, 1973.

Walker, R. G., Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration stratigraphic traps: AAPG Bulletin, v. 62, p 932-966, 1978.

Wilgus, C. K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C. (eds.). Sea Level Changes – An Integrated Approach. SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) Special Publication 42, 407 pp, 1988.

Wornardt W.W, Revision of Sequences boundaries and Maximum Flooding Surfaces: Jurassic to Recent, 1999.

Página de internet: <http://strata.geol.sc.edu/>