



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
ESCUELA DE GEOLÓGICA, MINAS Y GEOFÍSICA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**“MODELO SEDIMENTOLÓGICO – ESTRATIGRÁFICO DE LA SECCIÓN  
OLIGOCENO –MIOCENO TEMPRANO, CAMPO TRAVI, NORTE DE  
MONAGAS, SUB-CUENCA DE MATURÍN”**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Ing. Zamora Flores José Gregorio  
Para optar al Título de  
Magister en Ciencias Geológicas

Caracas, 2016

**© Zamora F., José G., 2016**  
**HECHO EL DEPÓSITO DE LEY**  
**Depósito legal lft4872016620730**



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
ESCUELA DE GEOLÓGICA, MINAS Y GEOFÍSICA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**“MODELO SEDIMENTOLÓGICO – ESTRATIGRÁFICO DE LA SECCIÓN  
OLIGOCENO –MIOCENO TEMPRANO, CAMPO TRAVI, NORTE DE  
MONAGAS, SUB-CUENCA DE MATURÍN”**

TUTOR ACADÉMICO E INDUSTRIAL: Prof. Argenis Rodríguez

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Ing. Zamora Flores José Gregorio  
Para optar al Título de  
Magister en Ciencias Geológicas

Caracas, 2016



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de  
Estudios de  
Postgrado

VEREDICTO

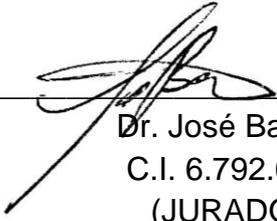
Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Especial de Grado** presentado por el **ING. JOSE ZAMORA**, portador de la Cédula de Identidad No **10.566.367**, bajo el título **“MODELO SEDIMENTOLÓGICO - ESTRATIGRÁFICO DE LA SECCIÓN OLIÓGENO -MIOCENO TEMPRANO, CAMPO TRAVI, NORTE DE MONAGAS, SUB-CUENCA DE MATURÍN”**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 26 de julio de 2016, a las 11:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el salón Zuloaga de la Escuela de Geología, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

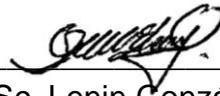
2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores Dr. Argenis Rodríguez, Dr. José Baena y M.Sc. Lenin González estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de sedimentología y estratigrafía, el jurado por unanimidad le asigna la calificación de “EXCELENTE”.

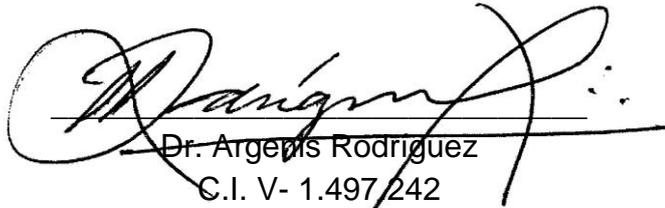
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los VEINTISEIS (26) días del mes de julio del año 2016, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el Dr. Argenis Rodríguez.



Dr. José Baena  
C.I. 6.792.679  
(JURADO)  
(USB)



M.Sc. Lenin González  
C.I. 12.259.380  
(JURADO)  
(FI-UCV)



Dr. Argenis Rodríguez  
C.I. V- 1.497.242  
(TUTOR)  
FC-UCV



**Zamora F., José Gregorio**

**MODELO SEDIMENTOLÓGICO – ESTRATIGRÁFICO DE LA SECCIÓN  
OLIGOCENO –MIOCENO TEMPRANO, CAMPO TRAVI, NORTE DE MONAGAS,  
SUB-CUENCA DE MATURÍN**

**Tutor Académico e Industrial: Prof. Argenis Rodríguez.  
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.  
Departamento de Geología. Año 2016, n° 199 pág.**

**Palabras Claves:** Modelo sedimentológico, Campo Travi, Formación Merecure, Oligoceno-Mioceno Temprano, ambiente estuarino.

**Resumen:** El Campo Travi se encuentra ubicado al noroeste del estado Monagas, en la subcuenca de Maturín, al norte de los campos Santa Bárbara, Pirital, Bosque, Carito y Mulata. Los yacimientos que conforman este campo cuentan con grandes volúmenes de reservas oficiales (422 MMBN y 1.722.133 MMPCN) y tienen una producción acumulada del 0,94% del volumen recuperable. Sus pozos presentan producción inicial que oscila entre 1.440 y 2.800 BND, con declinaciones de la tasa de producción entre 70% y 30% en tiempos menores a un año, ubicándose posteriormente entre 30% y 15% a tasas relativamente bajas, entre 300 y 700 BNPD.

Los resultados de los análisis de pruebas de presión dan evidencias de barreras de flujo con probables efectos de compartimentalización y/o posibles yacimientos limitados. Estos fenómenos podrían estar asociados a una zona estructuralmente compleja con múltiples corrimientos, fallas y/o rampas laterales limitantes. También podrían estar asociados a cambios laterales de facies sedimentarias, efectos diagenéticos o quizás a una combinación de estos fenómenos.

En función de lo antes mencionado esta investigación tiene como objetivo principal “Generar un modelo sedimentológico – estratigráfico de la sección Oligoceno – Mioceno Temprano (Formación Merecure superior) del Campo Travi, norte de Monagas, Sub-Cuenca de Maturín”. La investigación se desarrolló a través de un estudio sedimentológico de ocho pozos perteneciente a los campos Travi, Santa Bárbara y Mulata, enfocados en el objetivo y basados en evidencias de datos tangibles de los núcleos. El estudio se basó en la descripción sedimentológica de 1.245’05” de núcleos perteneciente a los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-143 y SBC-136, y en la revisión, reinterpretación y homologación de 2.517’10” de núcleos pertenecientes a los pozos SBC-51, MUC-11, MUC-18 y MUC-23.

La metodología utilizada consta de dos partes principales, la descripción macroscópica y la descripción microscópica, aparte de la recopilación, revisión y compilación de la información disponible. En la descripción macroscópica se realizó la descripción sedimentológica de los núcleos, la definición de facies y las asociaciones de facies; posteriormente se integró la descripción microscópica, específicamente los análisis de Difracción de Rayos X, análisis petrográfico y análisis bioestratigráficos; luego se realizó la interpretación de ambiente sedimentario, la interpretación de secuencias estratigráficas, las respectivas correlaciones

estratigráficas, se generaron, analizaron e interpretaron los mapas de facies y finalmente se generó el modelo sedimentológico – estratigráfico del Campo Travi.

La sección Oligoceno – Mioceno Temprano en el Campo Travi, se interpreta un ambiente de sedimentación estuarina, desarrollado dentro de una bahía amplia y extensa, de acuerdo a la configuración tectónica que imperó durante el período, con subambientes que van desde la zona subacuática (boca estuarina y marino) a la zona subaérea (bahía estuarina baja y bahía estuarina alta). Por las tendencias retrogradantes observadas en las secuencias de los núcleos descritos en el Campo Travi y campos vecinos, en general, se presentó un ambiente estuarino donde se desarrollan múltiples sistemas sedimentarios que posteriormente son sepultados por las lutitas marinas de la Formación Carapita.

Se establecieron cuatro secuencias de tercer orden: T6-AB, T6-C, T6-D, T6-E, enmarcadas en el intervalo estratigráfico que corresponde a la parte superior de la secuencia terciaria, específicamente la secuencia de segundo orden T6. La secuencia T6 marca el inicio de un ciclo retrogradante mayor, que culmina con la sedimentación de las facies lutíticas marinas de la Formación Carapita. Sin embargo, esta secuencia T6 presenta ciclos menores de regresiones.

La secuencia T6-C contiene el intervalo arenoso con mayor prospectividad como roca yacimiento y mayor espesor, el cual pertenece a los canales distributarios estuarinos apilados. La porosidad promedio de estos depósitos sedimentarios es de 12,2% y la permeabilidad no supera los 100md, específicamente en las facies A3X. Este intervalo arenoso es productor actualmente en el Campo Travi.

Por otro lado, se utilizaron los datos de porosidad y permeabilidad obtenidos en estudios previos que permitió la identificación de tres tendencias en la calidad de roca, los pozos TRV-2X, TRV-3 y TRV-3RE muestran propiedades similares, mientras que el TRV-4X y TRV-5X muestran otra tendencia con propiedades más bajas. Por otra parte, una tendencia muy marcada es la del pozo TRV-7X, que indica que este pozo está en otro yacimiento con propiedades petrofísicas más optimistas a las del Campo Travi, como lo son la porosidad efectiva de 16 % y permeabilidad de 52 mD. El área del pozo TRV-7 conjuntamente con el área de los pozos TRV-3 y TRV-2X deben ser de mayor interés tanto exploratorio como para producción.

## ÍNDICE

	Página
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABLAS	xviii
INTRUDUCCIÓN	1
CAPITULO I	4
1.- GENERALIDADES	4
1.1.- Planteamiento del Problema	4
1.2.- Objetivo General	5
1.3.- Objetivos Específicos	5
1.4.- Justificación de la Investigación	6
1.5.- Alcance	7
1.6.- Ubicación Geográfica del Área de Estudio	8
1.7.- Antecedentes	8
CAPITULO II	14
2.- MARCO TEÓRICO REFERENCIAL	14
2.1.- Deltas	16
2.1.1.- Clasificación de los deltas	18
2.1.1.1.- Deltas dominados por procesos fluviales	18
2.1.1.2.- Deltas dominados por procesos de oleajes	21
2.1.1.3.- Deltas dominados por procesos de las mareas	23
2.1.2.- Componentes de un Delta	25
2.1.2.1.- Fuente Sedimentaria Aluvial	25
2.1.2.2.- Componentes Subaéreo de un Delta	25
2.1.2.3.- Componentes Subacuático de un Delta	27
2.2.- Estuarios	29
2.2.1.- Clasificación de los estuarios	30
2.2.1.1.- Estuarios dominados por las olas	31
2.2.1.2.- Estuarios dominados por las mareas	32
2.3.- Factores que controlan la sedimentación	33
2.4.- Principales herramientas y conceptos en sedimentología y estratigrafía	40

CAPITULO III	42
3.- SINTESIS GEOLÓGICA	42
3.1.- Geología regional	42
3.2.- Evolución sedimentaria de la Depresión Oriental de Venezuela	43
3.2.1.- Devónico-Carbonífero (350-250 m. a.)	44
3.2.2.- Permo-Triásico (250-200 m. a.)	44
3.2.3.- Barremiense-Aptiense-Albiense (120-115 m. a.)	44
3.2.4.- Cenomaniense-Coniaciense (100-85 m. a.)	45
3.2.5.- Santoniense-Maastrichtiense (85-65 m. a.)	45
3.2.7.- Paleoceno-Eoceno Medio (65-45 m.a.)	45
3.2.8.- Eoceno Superior-Oligoceno Temprano (45-25 m.a.)	45
3.2.9.- Oligoceno tardío-Mioceno (25-5 m.a.)	46
3.3.0.- Plioceno- Pleistoceno (5-0,01 m.a.)	46
3.3.1.- Pleistoceno-Holoceno (0,01-0 m.a.)	47
3.3.- Evolución tectónica de la Depresión Oriental de Venezuela	48
3.4.- Sistema petrolífero en la subcuenca de Maturín	54
3.5.- Estratigrafía Regional	56
3.5.1.- Formación Querecual (Albiense Tardío-Santoniense)	56
3.5.2.- Formación San Antonio(Cretácico Tardío)	56
3.5.3.- Formación San Juan (Maastrichtiense Tardío)	57
3.5.4.- Formación Merecure (Oligoceno-Mioceno Temprano)	57
3.5.5.- Formación Naricual (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano)	58
3.5.6.- Formación Carapita (Oligoceno-Mioceno)	59
CAPITULO IV	60
4.- METODOLOGÍA	60
4.1.- Revisión, recopilación y compilación de información	60
4.2.- Descripción macroscópica	61
4.2.1.- Descripción sedimentológica de núcleos	61
4.2.2.- Generación de hojas sedimentológicas	64
4.2.3.- Calibración núcleo – perfil	64

4.2.4.- Determinación y definición de facies	65
4.2.5.- Análisis y asociación de facies	66
4.3.- Descripción microscópica	66
4.3.1.- Análisis Petrográfico de secciones finas	66
4.3.2.- Análisis Difracción de Rayos X (DRX)	68
4.3.3.- Análisis Bioestratigráficos	70
4.3.4.- Análisis Convencionales	71
4.4.- Interpretación de los depósitos y ambiente sedimentario integrados	71
4.5.- Estratigrafía secuencial	72
4.6.- Correlaciones estratigráficas	72
4.7.- Generación de mapas de facies o mapas de tendencia	73
CAPITULO V	75
5.- ANÁLISIS DE RESULTADOS	75
5.1.- Definición de facies sedimentarias	75
5.2.- Distribución de facies sedimentarias	84
5.3.- Interpretación de los Resultados	92
5.3.1.- Asociación de Facies	92
5.3.1.1.- Asociación de Facies de Canales Distributarios <i>Estuarínos</i>	98
5.3.1.2.- Asociación de Facies de Bahías de Marea	100
5.3.1.2.1.- Asociación de Facies de Bahías de Marea <i>Externa</i>	100
5.3.1.2.2.- Asociación de Facies de Bahías de Marea <i>Interna</i>	102
5.3.1.3.- Asociación de Facies de Bahías Interdistributarias	102
5.3.1.4.- Asociación de Facies de Canales de Marea	104
5.3.1.5.- Asociación de Facies de Barras Estuarínas	105
5.3.1.6.- Asociación de Facies de Barras de Marea	106
5.3.2.- Análisis Petrográficos	108
5.3.2.1.- Pozo TRV-3	108
5.3.2.1.1.- Canales Distributarios Estuarínos	108

5.3.2.1.1.1.- Componentes Principales	109
5.3.2.1.1.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales	111
5.3.2.1.1.3.- Proceso Diagenéticos	112
5.3.2.1.2.- Barras Estuarinas	114
5.3.2.1.2.1.- Componentes Principales	114
5.3.2.1.2.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales	117
5.3.2.1.2.3.- Proceso Diagenéticos	118
5.3.2.1.3.- Canales de Marea	119
5.3.2.1.3.1.- Componentes Principales	119
5.3.2.1.3.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales	122
5.3.2.1.3.3.- Proceso Diagenéticos	122
5.3.2.2.- Pozo TRV-4X	124
5.3.2.2.1.- Canales Distributarios Estuarinos	124
5.3.2.2.1.1.- Componentes Principales	124
5.3.2.2.1.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales	127
5.3.2.2.1.3.- Proceso Diagenéticos	128
5.3.2.3.- Análisis de difracción de Rayos X	130
5.3.2.3.1- Pozo TRV-3	130
5.3.2.3.1.1- Mineralogía de Roca Total	130
5.3.2.3.1.2- Proporciones relativas de minerales de arcilla en fracción < 2 micras	133
5.3.2.3.2- Pozo TRV-4X	135
5.3.2.3.2.1- Mineralogía de Roca Total	135
5.3.2.3.2.2- Proporciones relativas de minerales de arcilla en fracción < 2 micras	136
5.3.3.- Análisis e Integración de Resultados Bioestratigráficos	138
5.3.4.- Calidad de Roca Yacimiento	142

5.3.4.1.- Pozo TRV-3	142
5.3.4.2.- Pozo TRV-4X	143
5.3.5.- <i>Análisis e Integración de Resultados Macroscópicos y Microscópicos</i>	144
5.3.6.- <i>Estratigrafía por Secuencias</i>	151
5.3.6.1.- <i>Secuencias Estratigrafía T5</i>	151
5.3.6.2.- <i>Secuencias Estratigrafía T6</i>	152
5.3.7.- <i>Correlaciones estratigráficas</i>	152
5.3.8.- <i>Descripción de las Unidades Estratigráficas</i>	162
5.3.8.1.- <i>Secuencia T6-AB</i>	162
5.3.8.2.- <i>Secuencia T6-C</i>	163
5.3.8.3.- <i>Secuencia T6-D</i>	166
5.3.8.4.- <i>Secuencia T6-E</i>	168
5.3.9.- <i>Mapas de Tendencias o Mapas de Facies</i>	168
5.3.9.1.- <i>Secuencia T6-AB</i>	169
5.3.9.2.- <i>Secuencia T6-C</i>	172
5.3.9.3.- <i>Secuencia T6-D</i>	175
5.3.9.4.- <i>Secuencia T6-E</i>	178
5.3.10.- <i>Interpretación del Ambiente de Sedimentación</i>	180
5.3.11.- <i>Paleoambientes</i>	185
CONCLUSIONES	189
RECOMENDACIONES	194
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	196
ANEXOS	204
Anexo A: Descripción sedimentológica del núcleo TRV-3	
Anexo A1: Columna Sedimentológica del pozo TRV-3	
Anexo B: Descripción sedimentológica del núcleo TRV-4X	
Anexo B1: Columna Sedimentológica del pozo TRV-4X	
Anexo C: Descripción sedimentológica del núcleo SBC-143	
Anexo C1: Columna Sedimentológica del pozo SBC-143_Inferior_Inf	
Anexo C1: Columna Sedimentológica del pozo SBC-143_Inferior_Sup	

Anexo C1: Columna Sedimentológica del pozo SBC-143\_Superior  
Anexo D: Descripción sedimentológica del núcleo SBC-136  
Anexo\_D1: Columna Sedimentológica del pozo SBC-136  
Anexo E: Descripción sedimentológica del núcleo SBC-51  
Anexo E1: Columna Sedimentológica del pozo SBC-51\_Inferior  
Anexo E1: Columna Sedimentológica del pozo SBC-51\_Superior  
Anexo F: Descripción sedimentológica del núcleo MUC-11  
Anexo F1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-11\_Inferior  
Anexo F1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-11\_Medio  
Anexo F1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-11\_Superior  
Anexo G: Descripción sedimentológica del núcleo MUC-18  
Anexo G1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-18\_Inferior  
Anexo G1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-18\_Medio  
Anexo G1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-18\_Superior  
Anexo H: Descripción sedimentológica del núcleo MUC-23  
Anexo H1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-23\_Inferior  
Anexo H1: Columna Sedimentológica del pozo MUC-23\_Superior  
Anexo I: Sección Estratigráfica 1-1'  
Anexo J: Sección Estratigráfica 2-2'  
Anexo K: Sección Estratigráfica 3-3'  
Anexo L: Sección Estratigráfica 4-4'  
Anexo M: Sección Estratigráfica 5-5'  
Anexo N: Sección Estratigráfica 6-6'  
Anexo O: Sección Estratigráfica 7-7'  
Anexo P: Sección Estratigráfica 8-8'  
Anexo Q: Sección Estratigráfica 9-9'  
Anexo R: Sección Estratigráfica 10-10'  
Anexo S: Sección Estratigráfica 11-11'  
Anexo T: Sección Estratigráfica 12-12'

Anexo U: Mapa Paleoambiental T6-AB

Anexo V: Mapa Paleoambiental T6-C

Anexo W: Mapa Paleoambiental T6-D

Anexo X: Mapa Paleoambiental T6-E

## Lista de Figuras

<b>Figura No.</b>	<b>Descripción</b>	<b>Pág.</b>
Figura 1.	Ubicación geográfica y tectónica del Campo Travi. Mapa geológico de superficie regional tomado y modificado de Hackley et al., 2006.	8
Figura 2.	Clasificación de los ambientes costeros clásticos. Tomado de Boyd, Dalrymple & Zaitlin, 1992.	14
Figura 3.	Clasificación triangular de las costas. Tomado de Boyd, Dalrymple & Zaitlin, 1992.	15
Figura 4.	Clasificación tripartita de los deltas. Tomado de Galloway, 1978.	18
Figura 5.	Delta del río Missisipi y litologías de un sistema idealizado. Tomado de Wright, 1978 en Pemberton et. al., 2008.	20
Figura 6.	Delta del río San Francisco dominado por las olas y litología idealizada. Tomado de Wright, 1978 en Pemberton et. al., 2008.	22
Figura 7.	Delta del río Ord dominado por las mareas y litología idealizada. Tomado de Wright, 1978 en Pemberton, et. al., 2008.	24
Figura 8.	Partes de un delta. Tomado de Bhattacharya, 2009.	29
Figura 9.	Estuario dominado por las olas. Tomado de Dalrymple et. al., 1992.	32
Figura 10.	Estuario dominado por procesos de las mareas. Tomado de Dalrymple et. al., 1992.	33
Figura 11.	Espacio de acomodación en función de la eustasia y subsidencia. Tomado de Posamentier et. al., 1988.	34
Figura 12.	Eustasia, nivel relativo del mar, y profundidad del agua en función de la superficie del mar, la base del agua, y la posición del nivel de referencia (datum). Tomado de Posamentier et. al., 1988.	35
Figura 13.	Elementos de los cambios eustáticos. Tomado de Posamentier et. al., 1988.	36
Figura 14.	Nivel relativo del mar en función de eustasia y subsidencia. Tomado de Posamentier et. al., 1988.	38
Figura 15.	Respuesta de los espesores de capas superiores en una caída de nivel eustático. Tomado de Posamentier et. al., 1988.	38
Figura 16.	Respuesta de los espesores de capas superiores y tiempo de máxima inundación para una caída del nivel eustático. Tomado de Posamentier et. al., 1988.	39
Figura 17.	Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus provincias sedimentarias. L.E.B.=Lineamiento de El Baúl, (Modificado de Pérez de Mejía et, al., 1980 por Yoris y Ostos, 1997).	43

Figura 18.	Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela durante el OligoMioceno-Plioceno. Las rocas yacimientos más importantes de Venezuela oriental se depositan en este período. (Modificado de Pérez de Mejía et, al., 1980 por Yoris y Ostos, 1997).	47
Figura 19.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Paleozoico. (Tomado de Márquez et al., 2002).	49
Figura 20.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Triasico-Jurasico. (Tomado de Márquez et al., 2002).	50
Figura 21.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Cretáceo- Paleoceno. (Tomado de Márquez et al., 2002).	50
Figura 22.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno Temprano. (Tomado de Márquez et al., 2002).	51
Figura 23.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno medio. (Tomado de Márquez et al., 2002).	51
Figura 24.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno medio. (Tomado de Márquez et al., 2002).	52
Figura 25.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno Tardío. (Tomado de Márquez et al., 2002).	52
Figura 26.	Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Plioceno-Reciente. (Tomado de Márquez et al., 2002).	53
Figura 27.	Esquema de la metodología utilizada para generar el modelo sedimentológico – estratigráfico del Campo Travi.	60
Figura 28.	Ubicación en profundidad de los núcleos estudiados.	62
Figura 29.	Nomenclatura para la definición de facies sedimentarias y facies del norte de Monagas (Tomado de Aróstegui et al. 2001).	65
Figura 30.	Clasificación de rocas tipo areniscas. Tomado de Pettijohn, Potter y Siever, 1987.	68
Figura 31.	Diagrama de flujo para determinar la madurez textural en areniscas. Tomado de Folk, 1980.	68
Figura 32.	Facies A1M: Arenisca de grano muy fino a fino, masiva.	76
Figura 33.	Facies A2M: Arenisca de grano fino a medio, masiva.	76
Figura 34.	Facies A1MB: Arenisca de grano muy fino a fino, masiva y bioturbada.	77
Figura 35.	Facies A2MB: Arenisca de grano fino a medio, masiva y bioturbada.	77
Figura 36.	Facies A1X: Arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación cruzada planar.	78
Figura 37.	Facies A2X: Arenisca de grano fino a medio, con estratificación cruzada planar.	78
Figura 38.	Facies A3X: Arenisca de grano medio a grueso, con estratificación cruzada planar.	79
Figura 39.	Facies A1P: Arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación y laminación paralela planar.	79

Figura 40.	Facies A2P: Arenisca de grano fino a medio, con estratificación y laminación paralela planar.	80
Figura 41.	Facies A1PB: Arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación y laminación paralela planar, bioturbada.	80
Figura 42.	Facies HB: Secuencia heterolítica de lutitas con intercalaciones de areniscas, bioturbada.	81
Figura 43.	Facies STLB: Limolita laminada y bioturbada.	81
Figura 44.	Facies LL: Lutita laminada.	82
Figura 45.	Facies LLB: Lutita laminada y bioturbada.	82
Figura 46.	Facies C: Carbón.	83
Figura 47.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-3.	84
Figura 48.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-4X.	85
Figura 49.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-143.	86
Figura 50.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-136.	87
Figura 51.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-51.	88
Figura 52.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-11.	89
Figura 53.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-18.	90
Figura 54.	a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-23.	91
Figura 55.	Secuencias deposicionales definidas en el núcleo TRV-3, indicando las transgresiones y regresiones (Anexo A-1).	95
Figura 56.	Distribución por espesor de las asociaciones de facies definidas en el núcleo TRV-3	97
Figura 57.	Asociación de facies de canales distributarios estuarinos individuales.	99
Figura 58.	Asociación de facies de canales distributarios estuarinos abandonados.	99
Figura 59.	Asociación de facies de canales distributarios estuarinos apilados.	100

Figura 60.	Asociación de facies de bahías de marea externa.	101
Figura 61.	Asociación de facies de bahías de marea interna.	102
Figura 62.	Asociación de facies de bahías interdistributarias en facies lutíticas (LL), pobremente bioturbadas.	103
Figura 63.	Asociación de facies de bahías interdistributarias en facies heterolíticas bioturbadas (HB).	104
Figura 64.	Asociación de facies de canales de marea.	105
Figura 65.	Asociación de facies de canales de marea apilados.	105
Figura 66.	Asociación de facies de barras estuarinas.	106
Figura 67.	Asociación de facies de barras de marea.	107
Figura 68.	Distribución de los componentes detríticos de los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	109
Figura 69.	Distribución de los componentes totales y la porosidad en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	110
Figura 70.	Distribución de los componentes de la roca total y fracción <2 micras en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	111
Figura 71.	Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	111
Figura 72.	Fotomicrografías de canales distributarios estuarinos. a. 17991' 08'' (2,5x, NC). b. 17995' 00'' pies (2,5x, NC); Arenitas cuarzosas de grano medio, subredondeados a subangulares en contacto tangenciales, cóncavo convexo y suturados (evidencia de compactación mecánica). c. 17997' 03'' pies (10x, NC); Cementación de cuarzo en forma de sobrecrecimiento. d. 18256' 04'' pies (10x, NP) Cementación de cuarzo y materia orgánica en poros. e. 18127' 09'' (10x, NP) Caolinita en poros. f. 18150' 05'' (10x, NC) Materia Orgánica revistiendo granos de cuarzo. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	113
Figura 73.	Distribución de los componentes detríticos en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	115
Figura 74.	Distribución de los componentes totales y la porosidad en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	116
Figura 75.	Distribución de los componentes de la roca total y fracción <2 micras en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	117
Figura 76.	Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	117

Figura 77.	Fotomicrografías de barras estuarinas. a. 18295' 02'' pies (2,5x, NP) Precipitación de caolinita. b. 18298' 09'' pies (10x, NP) Porosidad por disolución de granos rellena por materia orgánica y/o hidrocarburo residual. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	119
Figura 78.	Distribución de los componentes detríticos en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	120
Figura 79.	Distribución de los componentes totales y la porosidad en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	121
Figura 80.	Distribución de los componentes de la roca total y fracción < 2 micras, en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	121
Figura 81.	Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	122
Figura 82.	Fotomicrografías de los depósitos de canales de marea. a. y b. 18095' 11'' (10x, NP) Arcilla detrítica en láminas. c. 18096' 07'' (10x, NC) cemento de calcita y siderita; contacto cóncavo convexos y suturados. d. 18097' 07'' (10x, NC) Limolita calcárea, con fragmentos de fósiles; porosidad por fractura. e. y f. 18097' 07'' (20x, NC) cemento de calcita, siderita, fragmentos de fósiles minerales pesados y porosidad nula. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	123
Figura 83.	Distribución de los componentes detríticos en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	125
Figura 84.	Distribución de los componentes totales y la porosidad en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	126
Figura 85.	Distribución de los componentes de la roca total y fracción <2 micras, en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	127
Figura 86.	Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	128
Figura 87.	Fotomicrografías de los canales distributarios estuarinos. Pozo TRV-4X. a. 20169' 09'' (2.5x, NP) Proceso presión-solución: microestilolita rellena de arcilla, materia orgánica y pirita. b. 20169' 09'' (20x, NC) Recristalización de arcilla detrítica a minerales de arcilla tipo caolinita. c. 20171' 04'' (10x, NC) Presencia de Siderita (reemplazo de granos por carbonato). d. 20173' 08'' (10x, NC) Fragmento de roca deformado o posible pseudomatriz. e. 20173' 08'' (10x, NC) Deformación de micas moscovitas y posible transformación a minerales de arcilla. f. 20239' 02'' (10x, NC) sobrecrecimiento de cuarzo. Tomado de Rangel M. et al., 2012.	129
Figura 88.	Variación con la profundidad del porcentaje en peso de minerales en Roca Total en el pozo TRV-3.	132

Figura 89.	Variación con la profundidad del porcentaje de minerales de arcilla en la fracción menor 2 $\mu$ en el pozo TRV-3.	134
Figura 90.	Variación con la profundidad del porcentaje en peso de minerales en Roca Total en el pozo TRV-4X.	136
Figura 91.	Variación con la profundidad del porcentaje de minerales de arcilla en la fracción menor 2 $\mu$ en el pozo TRV-4X.	137
Figura 92.	Cuadro resumen de los resultados bioestratigráficos (Palinología y nanoplancton calcáreo). Tomado de Duran I., 2012.	141
Figura 93.	Integración de resultados macroscópicos y microscópicos para la definición del modelo sedimentológico – estratigráfico del Campo Travi, pozo TRV-3. Resaltado en color verde, intervalo con mayor prospectividad como roca yacimiento, perteneciente a los canales distributarios estuarinos apilados, de la secuencia T6-C.	145
Figura 94.	Registro Gamma Ray especular del pozo TRV-3, mostrando el contacto entre las formaciones Merecure y Carapita.	147
Figura 95.	Microfotografías de los canales distributarios estuarinos con influencia de mareas del pozo TRV-4X. Vista general de la limolita (20214'06", Obj. 2,5X, B1: N//B2: NX). Nótese las láminas paralelas de siderita en tonalidad más oscura. C1 y C2. Microfractura rellena de hidrocarburos (color negro) en la muestra 20243'03" (Obj. 5X, C1: N//, C2: NX). Leyenda: LSD: Láminas de siderita, Mcf: Microfracturas	150
Figura 96.	Secuencias definidas por PINM, 2001, 2003 y 2005.	153
Figura 97.	Correlación Campo Mulata. Tomado de Guzmán et. al., 2001.	155
Figura 98.	Correlación Campo Pirital. Tomado de Guzmán et. al., 2001.	156
Figura 99.	Correlación Campo Santa Bárbara. Tomado de Guzmán et. al., 2001.	157
Figura 100.	Mapa índice secciones estratigráficas.	158
Figura 101.	Sección estratigráfica 5-5', en dirección suroeste-noreste (Anexo M).	159
Figura 102.	Sección estratigráfica 6-6', en dirección noroeste-sureste (Anexo N).	160
Figura 103.	Sección estratigráfica 12-12', en dirección noroeste-sureste (Anexo T).	161
Figura 104.	Mapa paleoambiental T6-AB (Anexo U).	171
Figura 105.	Mapa paleoambiental T6-C (Anexo V).	174
Figura 106.	Mapa paleoambiental T6-D (Anexo W).	177
Figura 107.	Mapa paleoambiental T6-E (Anexo X).	179
Figura 108.	Comparación de los ambientes sedimentarios interpretados en el núcleo TRV-3. Tomado y modificado de Emery et al., 1996.	182

Figura 109.	Bahía amplia y extensa, Golfo de Papua, donde desemboca el Río Fly formando el delta del Río Fly, Papua Nueva Guinea. Tomado de Dalrymple et. al., 2007.	182
Figura 110.	Distribución de facies sedimentarias durante Oligoceno – Mioceno Temprano (Tomado y modificado de Duerto, 2007).	184
Figura 111.	Diagrama esquemático de un sistema estuarino dominado por mareas. Tomado y modificado de Emery et al., 1996.	185

## Lista de Tablas

<b>Tabla No.</b>	<b>Descripción</b>	<b>Pág.</b>
Tabla 1.	Secciones finas analizadas del núcleo TRV-3.	67
Tabla 2.	Secciones finas analizadas del núcleo TRV-4X.	67
Tabla 3.	Muestras de areniscas analizadas por DRX (roca total y fracción <2) del Pozo TRV-3.	69
Tabla 4.	Muestras de lutitas analizadas por DRX del Pozo TRV-3.	69
Tabla 5.	Muestras de areniscas analizadas por DRX (roca total y fracción <2) del Pozo TRV-4X.	69
Tabla 6.	Muestras de roca tipo lutitas analizadas por bioestratigrafía (palinología, nanoplacton calcáreo y foraminíferos) del Pozo TRV-3.	70
Tabla 7.	Muestras de areniscas con análisis convencionales del núcleo TRV-3.	71
Tabla 8.	Muestras de areniscas con análisis convencionales del núcleo TRV-4X.	71
Tabla 9.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-3.	84
Tabla 10.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-4X.	85
Tabla 11.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-143.	86
Tabla 12.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-136.	87
Tabla 13.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-51.	88
Tabla 14.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-11.	89
Tabla 15.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-18.	90
Tabla 16.	Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-23.	91
Tabla 17.	Distribución por espesor de las asociaciones de facies definidas en el núcleo TRV-3	97
Tabla 18.	Secciones finas en los canales distributarios estuarínos.	108

Tabla 19.	Secciones finas en los depósitos de barras estuarinas.	114
Tabla 20.	Secciones finas en depósitos de canales de marea.	119
Tabla 21.	Secciones finas analizadas en canales distributarios estuarinos.	124
Tabla 22.	Propiedades petrofísicas promedio para los pozos del campo Travi. Tomado de Carabalí et al., 2013.	148
Tabla 22.	Candidatos a MFS y SB.	154

## INTRODUCCIÓN

El incremento de la demanda energética mundial en la última década ha provocado un aumento sostenido en los precios del mercado de hidrocarburos. Las reservas probadas que posee nuestro país juegan un papel importante en la geopolítica energética mundial. La política del Estado venezolano es incrementar la producción de hidrocarburos, donde es imperante mejorar la productividad en la explotación de yacimientos de alta complejidad, los cuales, en otros escenarios económicos se dificultaría su explotación.

Dentro de los cinco grandes objetivos históricos y nacionales presentados en el Programa de la Patria 2013-2019 resalta el tercero: “Convertir a Venezuela en un país potencia en lo social, lo económico y lo político dentro de la gran potencia naciente de América Latina y el Caribe, que garanticen la conformación de una zona de paz en nuestra América”; en el cual existen una serie de objetivos estratégicos para su cumplimiento, donde se debe “Consolidar el papel de Venezuela como Potencia Energética Mundial”, mediante el desarrollo de la capacidad de producción del país en línea con las inmensas reservas de hidrocarburos bajo el principio de la explotación racional y la política de conservación del recurso natural agotable y no renovable; así como incrementar la capacidad de producción de crudo hasta 4 MMBD de petróleo y 9.247 MMPCD de gas a partir del año 2014 y de 6 MMBD de petróleo y 11.947 MMPCD de gas a partir del año 2019 en adelante.

Para el cumplimiento de estos objetivos, es necesario el desarrollo de las reservas nacionales. La Sub-Cuenca de Maturín, es una de las más prolíficas provincias de hidrocarburos del mundo, con reservas en el orden de los 16.489,6 MMBLS de petróleo y 72.905 MMMPC de gas, sin embargo campos petrolíferos como el Furrial, Santa Bárbara y Orocuál, están alcanzando su etapa de madurez, lo cual podría representar, en el futuro, una acentuación en la declinación de la producción nacional.

En la Sub-Cuenca de Maturín existen estructuras sin desarrollar, entre las que destacan las zonas del flanco norte, del alineamiento estructural del norte de Monagas, resaltando por su volumen de reservas, las asociadas al Campo Travi. El Campo Travi se ubica al noroeste del estado Monagas, específicamente al norte de los campos Pirital, Bosque y Carito. Este campo

fue descubierto con la perforación del pozo TRV-2X, en el año 2004. El éxito de este pozo condujo a la ubicación de dos nuevas localizaciones, que fueron perforadas durante el año 2005 (TRV-3 y TRV-4X), y está constituido por yacimientos probados y trampas importantes en cuanto al aporte de producción.

Los yacimientos pertenecientes al Campo Travi cuentan con grandes volúmenes de reservas oficiales (422 MMBN y 1.722.133 MMPCN) y tienen una producción acumulada del 0,94% del volumen recuperable. Sus pozos presentan producción inicial que oscila entre 1.440 y 2.800 BND, con declinaciones de la tasa de producción entre 70% y 30% en tiempos menores a un año, ubicándose posteriormente entre 30% y 15% a tasas relativamente bajas, entre 300 y 700 BNPD.

Los yacimientos que conforman el Campo Travi se caracterizan por presentar una alta complejidad geológica (estructurales, sedimentológicas y estratigráficas) a profundidades entre 17.500 y 21.000 pies, aunado a una baja calidad de roca (Porosidad y Permeabilidad), en un ambiente de altas presiones y altas temperaturas.

Hasta la fecha sólo se han perforado ocho pozos convencionales, de los cuales seis han sido exploratorios (TRV-1, TRV-2X, TRV-3, TRV-4X, TRV-6 y TRV-7) y solo dos de desarrollo (TRV-5 y TRV-8). El pozo TRV-5 no logró alcanzar el objetivo de producción, con una incipiente producción acumulada de 4,07MMBN y 15.069,3 MMPCN, al cierre 2012. El pozo TRV-8 encontró el objetivo 1.500 pies por debajo de lo esperado, se manifestó con una incipiente producción 800 BND por ocho meses, posteriormente la producción declinó a 400 BND, se le realizó un fracturamiento hidráulico lo cual no fue efectivo y el pozo dejó de fluir, finalmente el pozo fue estimulado y se recuperaron 200 BND. Actualmente, el pozo TRV-8 se encuentra en el estatus de pozo nuevo en evaluación. Del total de pozos perforados en el Campo Travi, solo se ha tomado núcleo en dos pozos (TRV-3 y TRV-4X), siendo el más completo el núcleo del TRV-3 que cortó 316' 09'' (292' 09'' efectivos) de Merecure superior y del TRV-4X se tomó 95' 08'' (41' 05'' efectivos) de Merecure sin diferenciar.

Los resultados de los análisis de pruebas de presión dan evidencias de barreras de flujo con probables efectos de compartimentalización y/o posibles yacimientos limitados. Estos fenómenos podrían estar asociados a una zona estructuralmente compleja con múltiples corrimientos, fallas y/o rampas laterales limitantes. También podrían estar asociados a cambios laterales de facies sedimentarias, efectos diagenéticos, fracturas cerradas o quizás a una combinación de estos fenómenos.

En función de todos los factores y fenómenos antes expuestos, principalmente los asociados a los cambios laterales de facies es necesario generar un modelo sedimentológico – estratigráfico de la sección Oligoceno – Mioceno Temprano, específicamente la Formación Merecure superior, del Campo Travi, norte de Monagas, Sub-Cuenca de Maturín.

## CAPITULO I

### 1.- GENERALIDADES

#### 1.1.- Planteamiento del Problema

Los yacimientos que conforman este campo se caracterizan por presentar una alta complejidad geológica a grandes profundidades (entre 17.500 y 21.000 pies), aunado a una baja calidad de roca (porosidad y permeabilidad), en condiciones de altas presiones y altas temperaturas.

A pesar de presentar características generales complejas para la explotación de hidrocarburos, este campo cuenta con grandes volúmenes de reservas, en el orden de los 422 MMBls de petróleo y 1.722.133 MMPCN de gas (Según Libro Oficial de Reservas 2011). A la fecha el campo presenta bajo porcentaje de recuperación de las reservas probadas (0,94%).

El comportamiento histórico de los pozos ha mostrado una gran declinación de la tasa de producción (entre 11% y 30%) en tiempos muy cortos (menores a un año), para luego alcanzar lo que se podría catalogar como una estabilización de la misma pero a tasas muy bajas (entre 300 y 700 BNPD). Aunado a esta baja producción, la construcción y mantenimiento de los pozos del Campo Travi presentan altos costos.

En los yacimientos que conforman el Campo Travi se han observado fenómenos que no han sido estudiados o se han realizado de forma aislada; entre estos están:

- Los resultados de los análisis de pruebas de presión que dan evidencias de barreras de flujo con probables efectos de compartimentalización y/o posibles yacimientos limitados.
- El efecto de la precipitación de sólidos con la variación de la presión (asfáltenos, resinas)
- La posible influencia no comprobada de las fracturas naturales sobre la producción,
- La conectividad entre los potenciales compartimentos (yuxtaposición de horizontes, conectividad parcial, total o cero conectividad), factores que no han sido considerados y/o integrados en estudios previos

Sólo se ha podido explotar la unidad productora Naricual Superior, debido a que ha sido el último horizonte evaluado en los pozos exploratorios

En función de todos los factores y fenómenos antes expuestos, es necesario diseñar un esquema de explotación con un enfoque novedoso, con técnicas diferentes a las empleadas usualmente en los yacimientos típicos del norte de Monagas. Dicho diseño debe permitir el desarrollo del campo basado en un plan de explotación técnico y económicamente factible, que garantice el incremento de la producción maximizando la recuperación de las reservas.

### **1.2.- Objetivo General**

Generar un modelo sedimentológico – estratigráfico de la sección Oligoceno – Mioceno Temprano (Formación Merecure superior) del Campo Travi, norte de Monagas, Sub-Cuenca de Maturín.

### **1.3.- Objetivos Específicos**

- Realizar la descripción sedimentológica de los núcleos perteneciente a los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-143 y SBC-136.
- Generar las hojas sedimentológicas de los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-143 y SBC-136. A partir de la revisión, reinterpretación y homologación generar las hojas sedimentológicas de los pozos SBC-51, MUC-11, MUC-18 y MUC-23.
- Caracterización sedimentológica - estratigráfica de la Formación Merecure a partir de los núcleos TRV-3, TRV-4X, SBC-143, SBC-136, SBC-51, MUC-11, MUC-18 y MUC-23.
- Establecer una estratigrafía en detalle del área de estudio (Secuencias de segundo y tercer orden).
- Caracterizar petrográficamente la Formación Merecure superior a partir de la descripción microscópica de muestras de núcleos de los pozos TRV-3 y TRV-4X, a través del análisis de secciones finas.

- Analizar y asociar verticalmente las facies sedimentarias e integración con los resultados bioestratigráficos para la determinación de los depósitos y ambiente sedimentario de la Formación Merecure superior.
- Integrar los resultados macroscópicos y microscópicos (sedimentología, petrografía, Difracción de Rayos X, análisis convencionales y bioestratigrafía) para la caracterización de la Formación Merecure Superior y la determinación de intervalos prospectivos como roca yacimiento.
- Realizar correlaciones de las secuencias estratigráficas a lo largo de los transeptos y secciones, previamente definidas.
- Generar los mapas paleoambientales de las diferentes secuencias estratigráficas o mapas de tendencia.

#### **1.4.- Justificación de la Investigación**

El Programa de la Patria 2013-2019 establece el desarrollo de la capacidad de producción del país en línea con las inmensas reservas de hidrocarburos bajo el principio de la explotación racional y la política de conservación del recurso natural agotable no renovable y alcanzar la capacidad de producción hasta 4 MMBD de petróleo y 9.247 MMPCD de gas a partir del año 2014, así como 6 MMBD petróleo y 11.947 MMPCD de gas a partir del año 2019.

La rentabilidad de las inversiones en la última década, debido al alto precio del barril y los considerables volúmenes de reservas del país, constituyen una importante ventaja estratégica para desarrollar yacimientos de alta complejidad, incentivar la inversión, las actividades relativas a la investigación y al desarrollo tecnológico que favorezcan el incremento de producción.

Se plantea optimizar el proceso de producción de dicho campo, a través de un estudio integral del yacimiento con una perspectiva distinta que permita comprender desde su estructura geológica hasta su comportamiento dinámico, de tal manera que, este conocimiento pueda ser incorporado para realizar estudios de simulación del yacimiento en los que se fundamentan las estrategias de explotación de los campos.

Este proyecto se desarrolla dentro de las líneas de investigación de la Universidad Central de Venezuela siguiendo un plan metodológico de investigación científica, conformado por las estrategias, métodos y procedimientos que se consideren necesarios para alcanzar los objetivos propuestos. Este estudio es necesario para apoyar el proyecto de explotación que permita el incremento acelerado de la producción del Campo Travi.

### **1.5.- Alcance**

El presente estudio pasará a formar parte de un proyecto que se encuentra dirigido a la elaboración de un plan de explotación adecuado a las características del Campo Travi, que permita optimizar la producción y mejorar el recobro de las reservas de manera sustentable. La investigación está orientada a solucionar los problemas de productividad del campo en estudio. A través del análisis de los campos vecinos, tanto sedimentológico – estratigráfico como en otras disciplinas, se establecerán relaciones en un marco regional para determinar la influencia de estos bloques circundantes en el comportamiento de dicho campo.

El alcance de la investigación contempla todos los núcleos del Campo Travi y los núcleos necesarios de los campos vecinos para la generación de un modelo sedimentológico – estratigráfico de la sección Oligoceno – Mioceno Temprano, específicamente la Formación Merecure Superior, adecuado a las características del Campo Travi, realizando la descripción sedimentológica de cada núcleo y las correlaciones estratigráficas para generar el modelo.

Este estudio se llevó a cabo en el Campo Travi, tomando en consideración información de campos limítrofes. La investigación está orientada a solucionar los problemas de productividad del Campo Travi desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico. A través del análisis sedimentológico, de los núcleos, de los campos vecinos se establecerán relaciones en un marco regional para determinar la influencia de estos bloques circundantes en el comportamiento de dicho campo.

## 1.6.- Ubicación Geográfica del Área de Estudio

El Campo Travi se encuentra ubicado geográficamente (Figura 1) en el noroeste del estado Monagas, al suroeste de Maturín, al norte de la población Punta de Mata (600 metros aproximadamente) y al norte de los campos Santa Bárbara, Pirital, Bosque y Carito. El área de estudio comprende los campos Travi, Santa Bárbara y Mulata, se encuentra entre las coordenadas UTM N: 1.066.576; E: 421.089 y N: 1.078.547; E: 445.468, ocupa una superficie de 29.200 hectárea aproximadamente.

Geológicamente se ubica en la porción sur del flanco norte de la Cuenca Oriental de Venezuela, enmarcada dentro y al occidente de la Subcuenca de Maturín, al sur de la Serranía del Interior Oriental.

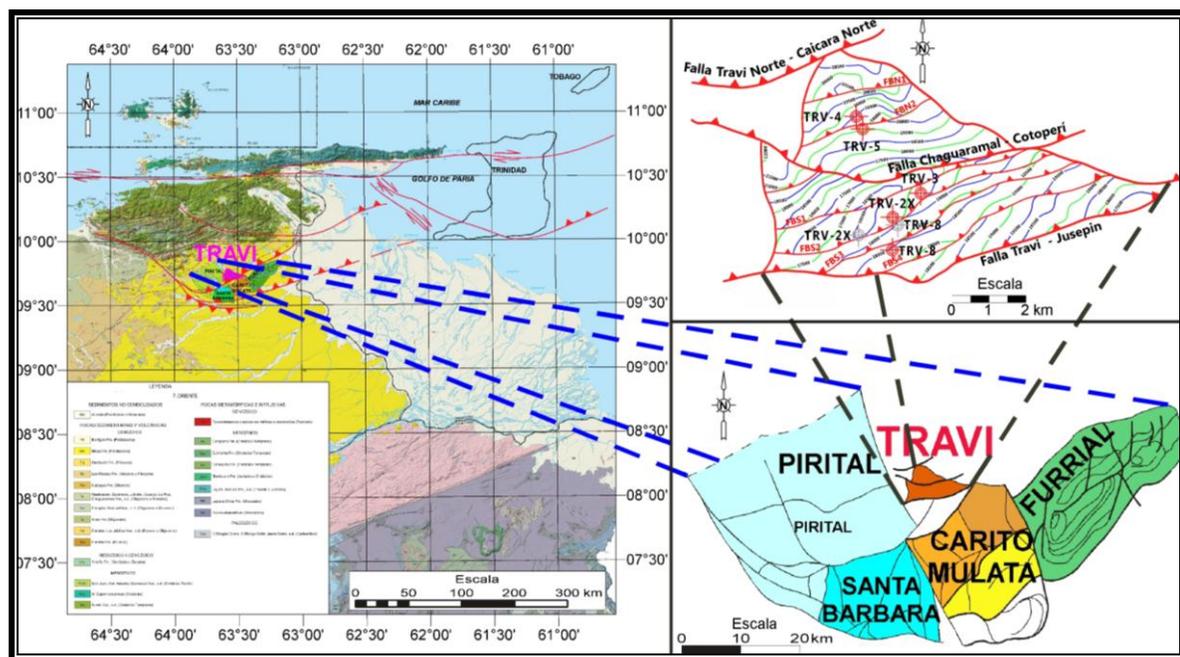


Figura 1. Ubicación geográfica y tectónica del Campo Travi. Mapa geológico de superficie regional tomado y modificado de Hackley et al., 2006.

## 1.7.- Antecedentes

Sánchez et al., 2005, en el estudio estratigráfico y sedimentológico del pozo TRV-2X, con la finalidad de optimizar las operaciones geológicas y de perforación, alcanzar una mejor

comprensión de la evolución geológica del norte de Monagas, así como evaluar el potencial petrolífero de la Formación Naricual y la sección superior de la Formación San Juan. Dicho estudio consistió en el análisis micropaleontológico (foraminíferos, nanoplancton calcáreo y palinomorfos) de muestras de canal y pared en el intervalo de 800'00'' a 20.809'00'', así como un análisis sedimentológico detallado de toda la sección perforada y correspondiente análisis mineralógico por Difracción de Rayos X. Descenso progresivo de la paleobatimetría; de batial medio en la parte superior de la Formación Carapita a transicional hacia la base de la misma, en función a las biofacies de los conjuntos de foraminíferos béticos presentes en el bloque autóctono.

González et al., 2007, A través de la Gerencia de Proyectos Exploratorios y Delineación, específicamente el Proyecto Bosque-Travi, realizaron el informe Final del Área de Travi; Bloques TRV-2X, TRV-3 y TRV-4X, el cual se plantearon como objetivos principales; la ejecución de la perforación exploratoria de los pozos TRV-3 y TRV-4X, así como la interpretación e integración de los nuevos datos sísmicos adquiridos en el área (Cubo 3D Travi-Cotoperí, 2005). Entre sus resultado se plantearon la perforación de dos pozos exploratorios TRV-3 y TRV-4X; el análisis secuencial y sedimentológico permitió establecer que los depósitos arenosos progradan principalmente hacia el Norte y Noreste, lo que genera una gran prospectividad en el área aun inexplorada; La estructura de Travi representa un monoclinal, de rumbo N60E y buzamiento hacia el norte. Se distinguieron cuatro familias de fallas: fallas inversas de orientación SO-NE, retrocorrimientos de orientación SO-NE, fallas transpresivas, que actúan como rampas laterales, fallas transpresivas, antitéticas a las rampas laterales. El elemento estructural de mayor importancia en términos de generación de trampas lo constituyen las fallas inversas.

Zavala et al. 2008, en un estudio de subsuelo en el norte del estado Monagas, en el área del Campo Travi y campos vecinos, en la sucesión clástica del Oligoceno-Mioceno Temprano de la Formación Naricual, el estudio parte de la teoría de flujos hiperpícnicos, el cual sugieren que sus depósitos se acumularon en un medio marino de plataforma, a partir de flujos densos de larga duración, vinculados a descargas fluviales directas, indicando que la distribución de los materiales más gruesos habría sido controlada por la presencia de un relieve submarino. En base

a la teoría de flujos hiperpícnicos caracterizaron la formación como secuencias progradantes apiladas en su sección basal, donde dominan espesos paquetes arenosos, con algunas intercalaciones menores de lutitas. Argumentan que la sección superior presenta un carácter retrogradante, asociado al inicio de la máxima profundización ocurrida durante el Mioceno Temprano. Los autores de este estudio define muy bien una secuencia inferior progradante y una superior retrogradante pero en un medio marino de plataforma, lo cual no es posible, debido a que tenemos la deposición in situ de carbones, lutitas carbonosas y limolitas carbonosas con evidencias de paleoraíces. La explicación que argumentan para estos eventos continentales/transicionales es poco convincente. Simplemente estos autores parte de la teoría de flujos hiperpícnicos, no para tratar de explicar los depósitos de la Formación Merecure, sino para tratar de explicar la deposición de los grandes espesores de lutitas de la Formación Carapita que hasta la fecha no han podido ser explicados.

Rodríguez et al., 2008, en su trabajo realizaron una evaluación de áreas potenciales para el desarrollo del Campo Travi con planes de captura de información desde el punto de vista estático y dinámico, debido a la complejidad estructural y estratigráfica del área, a la escasa cantidad de información de pozos y la pobre calidad de los datos sísmicos. Con la finalidad de clasificar los riesgos y establecer un plan de captura de información óptimo orientado a disminuir las incertidumbres de los modelos existentes, así como obtener una visión más clara de los yacimientos con miras a un futuro plan de explotación en el área. En dicha evaluación se determinó alta incertidumbre en los datos sísmicos en el área e intervalo de interés, debido a la baja calidad de la sísmica. La interpretación de las fallas principales, está basada en la observación de patrones de reflexión y en algunos casos en discontinuidades, difícilmente observable en los datos. Limitaciones para observar fallas asociadas a la arquitectura interna de los bloques por lo que consideran necesario un análisis más detallado de los datos y definir patrones de fallas menores.

Santiago et al. (2010) realizaron una propuesta para la homologación de la nomenclatura estratigráfica de los yacimientos de los campos del norte del estado Monagas: Santa Bárbara, Pirital, Carito, Mulata, Travi, Muri, El Furrial, Jusepín, Cotoperí, Corozo, Chaguaramal y Orocuál, para las formaciones comprendidas entre las edades Cretácico Tardío hasta el Mioceno

Temprano, mediante el análisis de datos bioestratigráficos, sedimentológicos y de registros eléctricos de 57 pozos claves, tomando como punto de partida las unidades formales definidas en el Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2010) y los conceptos expresados en la Guía Estratigráfica Internacional (1999). De acuerdo a estos conceptos, el Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2010) incurrió en un error de duplicidad, al usar el nombre de Grupo “Merecure” para agrupar las formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual, ya que el término “Merecure” fue usado con anterioridad para denominar una formación que aún prevalece como formal. Este trabajo propone emplear el nombre de Formación Merecure para denominar a los paquetes de areniscas masivos de edad Oligoceno en los campos petrolíferos profundos del norte de Monagas y restringir el uso del término Formación Naricual al dominio de la Serranía del Interior, en función de las diferencias en cuanto a características litológicas y genéticas, siendo la unidad descrita en el subsuelo diferente a la Formación Naricual en su localidad tipo, tanto en lo referente a su marco tectónico como de sedimentación.

Rangel et al., 2012, en un estudio de caracterización sedimentológica-petrográfica de los núcleos de los pozos TRV-3 y TRV-4X, del Campo Travi, norte de Monagas. En la sección inferior del pozo TRV-3 interpretó un ambiente transicional tipo delta con dominio fluvial, específicamente en el subambiente denominado llanura deltaica baja, representado por depósitos de canales distributarios con influencia de mareas, intercalados con depósitos de bahía interdistributarias y pantanos. En el tope de la sección inferior interpretó un ambiente con tendencia estuarina con canales distributarios a estuarinos intercalados con depósitos de pantano. En la sección media del pozo interpretó un ambiente marino somero tipo complejo isla de barrera intercalados con depósitos de offshore superior e inferior, de facies lutíticas, la cual poseen nanofósiles calcáreos, cuyas especies indican un ambiente paleobatimétrico nerítico interno. Hacia el tope de la sección media se interpretan depósitos de Prodelta indicando la aparición nuevamente de un sistema regresivo, representando parte de la zona subacua de un delta. La sección superior del pozo la interpretó igual que la sección inferior como un ambiente transicional tipo delta con dominio fluvial, cuya base presenta un apilamiento de secuencias arenosas, interpretadas como depósitos de barras de desembocadura seguido por depósitos de bahía interdistributaria y pantanos. En su estudio Rangel et al., 2012, interpretan ambientes

sedimentarios por separados sin darle un nombre al sistema completo. Deben de tomar en cuenta que en un sistema deltaico es progradante pero puede tener pequeños pulsos retrogradante y que un estuario el sistema sedimentario es retrogradante pero puede tener pequeños pulsos progradantes. Por tal motivo deben de darle un nombre al sistema sedimentario, tomando en cuenta el que tiene mayor predominio en la columna sedimentaria.

González y Quiroz, 2012, en su trabajo final de grado realizaron la Caracterización sedimentológica y petrográfica de la Formación Merecure, Campo Travi, Norte de Monagas. Para el intervalo de núcleo estudiado del pozo TRV-3, en la sección basal o inferior interpretaron un ambiente deltaico dominado por mareas, en la sección intermedia un complejo isla barrera y en la sección superior o tope un ambiente deltaico dominado por mareas. Para el intervalo de núcleos estudiados del pozo TRV-4X, en la sección basal o inferior interpretaron un ambiente deltaico dominado por mareas; en la sección intermedia un complejo isla barrera y en la sección superior o tope un ambiente deltaico dominado por mareas. González y Quiroz, 2012, basaron su estudio en la información de dos núcleos del Campo Travi, por lo que existe mucha ambigüedad en su interpretación ambiental. En el conjunto de su interpretación ambiental no se cumple la Ley de Walter ya que interpreta en la base un ambiente deltaico dominado por mareas, seguido de un complejo isla barrera y en la parte superior un ambiente deltaico dominado por mareas. Por lo general, los depósitos de complejos de islas barreras se forman en los ambientes estuarinos, en los ambientes deltaicos también se forman pero alejados del sistema, donde se forman las lagunas a causa de los cordones litorales.

Carabalí et al., (2013), en su trabajo final de grado desarrollaron una estrategia de explotación para el incremento de la producción del Campo Travi, en un marco técnico y económicamente factible. El trabajo incluyó el estudio sedimentológico en el subsuelo del norte del estado Monagas, específicamente en el área del Campo Travi e incluyeron algunos pozos de los campos vecinos, el intervalo estudiado fue la sucesión clástica del Oligoceno-Mioceno Temprano de la Formación Naricual. Este estudio sugiere que estos depósitos se acumularon en un ambiente de sedimentación enmarcado dentro de un sistema deltaico dominado por ríos, con avulsiones frecuentes y estuvo muy influenciado por las mareas. En general, la secuencia sedimentaria presente en el Campo Travi (núcleos TRV-3, TRV-4X) presenta tres secuencias

con características similares, las cuales inician con un período muy corto de transgresión marina, representado por barras de marea, canales de marea, barras de desembocadura y llanuras de marea, y posteriormente con un periodo mucho más largo regresivo, representado por los canales distributarios y las llanuras interdistributarias. Los depósitos de planicie deltaica progradan sobre depósitos de frente deltaico. Los pulsos transgresivos posiblemente se deben a una subida muy leve del nivel del mar o una subsidencia termal o subsidencia por carga de sedimentos. Sin embargo, el estudio de Carabalí et al., (2013), estuvo restringido al intervalo de núcleo del pozo TRV-3 en lo que respecta a la interpretación ambiental, sin tomar en cuenta la información infrayacente y suprayacente al núcleo TRV-3. En su interpretación no consideró que la parte basal del núcleo sea la más continental, la parte media la más marina y la parte superior está influenciada por las mareas, posteriormente se depositan las lutitas de prodelta de la Formación Carapita.

## CAPITULO II

### 2.- MARCO TEÓRICO REFERENCIAL

En este capítulo se presentan las definiciones y características principales de los ambientes deposicionales deltaicos y estuarinos, específicamente influenciados o dominados por procesos fluviales, por las mareas y por procesos de oleaje. La finalidad de introducir estos conceptos es comprender cada uno de ellos, para realizar las diferentes interpretaciones, en función a la información sedimentológica y estratigráfica presente en los núcleos descritos en el área de estudio.

Los ambientes sedimentarios deltaicos y estuarinos representan ambientes costeros o marinos marginales. Boyd et al., (1992), según la dirección de la línea de costa: transgresiva o regresiva, la influencia de las mareas, la influencia de las olas y la influencia de los ríos, clasifican los principales ambientes costeros clásticos como se observa en la Figura 2.

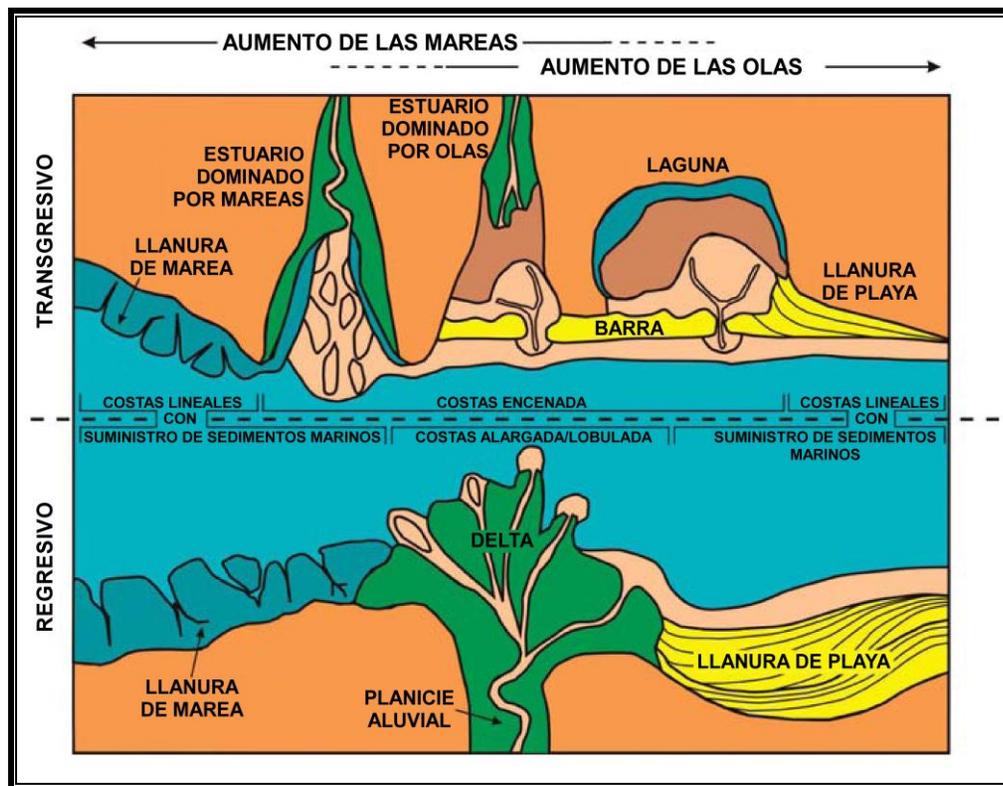


Figura 2. Clasificación de los ambientes costeros clásticos. Tomado de Boyd, Dalrymple & Zaitlin, 1992.

Otra forma de identificar los principales ambientes costeros es a través de un diagrama ternario cuyos vértices representan los principales agentes influyentes: ríos, olas y mareas. El eje vertical representa la fuente de aporte (fluvial, mixta y marina) como se observa en la Figura 3. Usando los tres parámetros de dominio: olas, mareas y ríos, junto con la dirección de aporte de sedimentos.

Según el esquema de Boyd et al., 1992, de la Figura 2, mostrada anteriormente, la principal diferencia entre ambos ambientes o sistemas deposicionales es que los deltas forman costas regresivas, donde la interacción entre el aporte de sedimentos del río y la capacidad de los procesos marinos para redistribuir los sedimentos, donde la costa presenta una morfología tipo protuberancia lobular o alongada y los estuarios forman costas transgresivas con morfología de costas encajonadas, tipo bahías. A continuación se detallan cada uno de estos ambientes sedimentarios:



Figura 3. Clasificación triangular de las costas. Tomado de Boyd, Dalrymple & Zaitlin, 1992.

## 2.1.- Deltas

Se han realizado muchos trabajos en deltas tanto antiguos como modernos. El término "Delta" fue utilizado por el filósofo griego Herodoto (490 AC) para describir la llanura aluvial en forma triangular, formado en la desembocadura del Río Nilo (en forma de la letra griega "delta"), en Pemberton et. al., 2008. Elliott, 1986, en Pemberton et. al., 2008, definió los deltas como "protuberancias costeras discretas formada donde los ríos entran en océanos, mares semicerrados, lagos o lagunas (cuerpos de agua tranquilas) y el suministro de sedimentos es más rápido de lo que puede ser redistribuido por los procesos de cuenca".

Parte de la definición "protuberancias costeras discretas" llevó a Walker, 1992, a sugerir que no existen deltas dominados por mareas, y ha sugerido que sea descartada esa parte de los diagramas de clasificación de deltas. Sin embargo, Dalrymple, 1999, argumenta que parte de la definición "protuberancias costeras discretas" no siempre se manifiesta en sistemas dominados por mareas, como lo es el caso del Delta del Río Fly, donde la línea de costa está fuertemente encajonada; menciona que la parte esencial de la definición es que el sedimento se suministra con mayor rapidez que la que puede redistribuir, por lo tanto, el sistema es progradante, independientemente de la morfología de la costa (Dalrymple et al., 1992). Bhattacharya, 2011, define delta como una protuberancia irregular de la costa directamente influenciada por un río. Los deltas son sistemas deposicionales regresivos.

Bhattacharya, 2011, argumenta que los grandes problemas en la clasificación de los deltas es que, muchos deltas en realidad caen en varias categorías, muchos deltas contienen componentes típicamente asociados con otros sistemas deposicionales, y muchas categorías de delta (y parálico) no son mutuamente excluyentes.

Según Pemberton et. al., 2008, las principales características que definen los deltas son:

- Se forman en la zona de transición entre la llanura o planicie costera y el mar.
- Representan sistemas costeros progradante, "costas regresivas" formándose así durante descensos y/o ascensos leves o posición estable del nivel del mar.

- Para su formación, depende de varios factores: volumen del sedimento aportado por los ríos, profundidad de las aguas en la línea de costa y la magnitud del sistema de mareas así como de las corrientes marinas litorales.
- Se clasifican en función a los factores o parámetros físicos que los regulan mencionados anteriormente.
- Representan el ambiente sedimentario con mayor acumulación de sedimentos en la plataforma continental y línea de costa en relación al tiempo de sedimentación.
- Se presentan en toda la secuencia estratigráfica, sin embargo son particularmente más comunes en el Post-Pleistoceno, debido a la combinación abundante de aporte de sedimentos y subida del nivel del mar.
- Tectónicamente son más comunes en costas de márgenes pasivos, solo el 8,6% de los principales deltas ocurren en márgenes convergentes (Wright, 1975 en Pemberton et. al., 2008).

Un delta se define como una protuberancia costera discreta, formada cuando un río entra en un cuerpo de agua (mar, océano, laguna) y aporta sedimentos rápidamente para ser distribuidos por los procesos de mareas o de oleajes. En función a ello todos los deltas se consideran que son de dominio fluvial y de naturaleza regresiva. Existen dos principales factores que controlan su morfología:

1. Dominio de aporte de sedimentos por el río, energía de las olas y las mareas como se muestra en la Figura 4 (Galloway, 1978).
2. Densidad del influjo del río con relación a la cuenca receptora. El agua del río puede ser hiperpícnica (muy densa), homopícnica (de igual densidad) e hipopícnica (poco densa).

A su vez, influyen otros factores como: geometría de la cuenca, área fuente, marco tectónico, gradiente de la plataforma, clima y cambios relativos del nivel del mar.

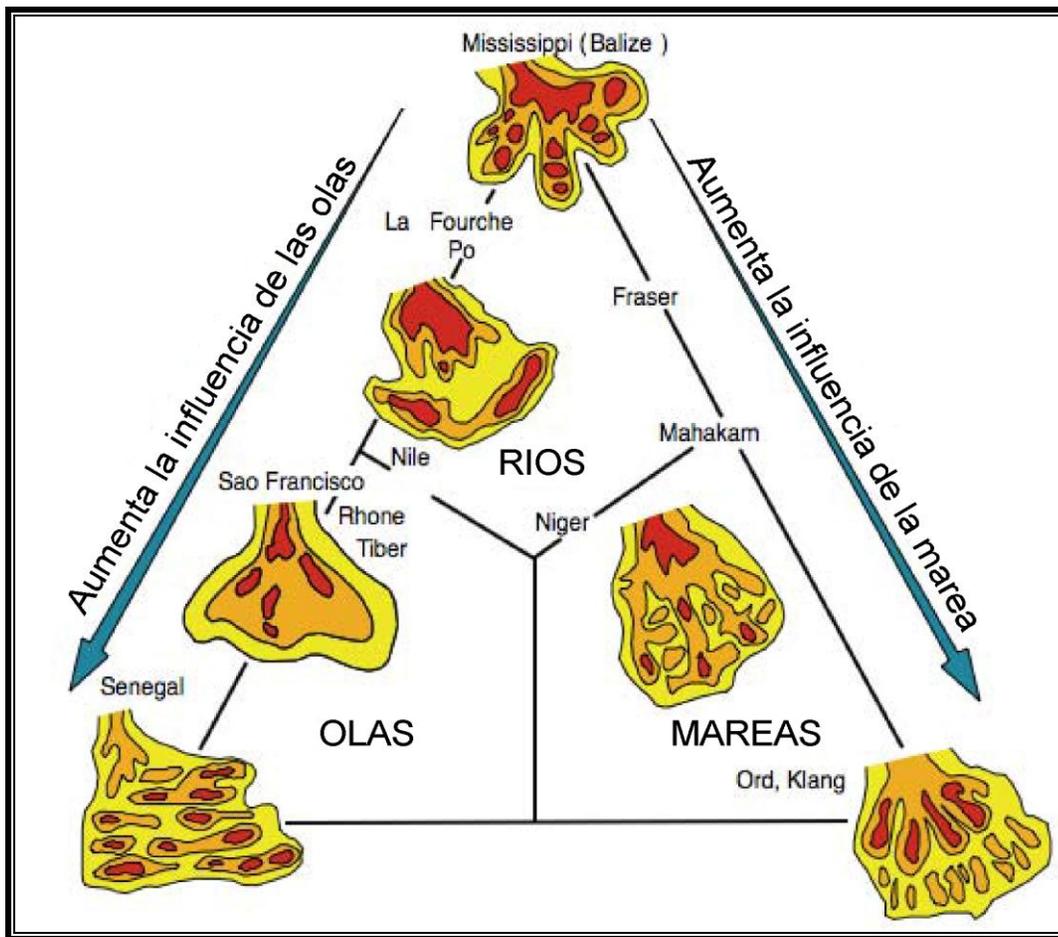


Figura 4. Clasificación tripartita de los deltas. Tomado de Galloway, 1978.

### 2.1.1.- Clasificación de los deltas

Según Pemberton et. al., 2008, los deltas pueden ser clasificados en función a varios parámetros, el más común es, en función al sistema o régimen dominante en el frente deltaico, diferenciados por el dominio del tamaño del grano (desde arcilla hasta grava).

#### 2.1.1.1.- Deltas dominados por procesos fluviales

- Todos los deltas son dominados por procesos fluviales hasta cierto punto, pero en los lugares donde los procesos de cuenca son muy débiles, el sistema puede ser abrumado por procesos fluviales (por ejemplo, el Delta del Río Mississippi; Figura 5). Los deltas lacustres y en particularmente los deltas de lagos glaciales, están fuertemente dominados por ríos.

- La falta de procesos de cuenca para modificar los sedimentos depositados resulta en diferencias marcadas en las características del delta, en función de la densidad del agua del río, cargada de sedimentos, al entrar en la cuenca de recepción.
- Cuando son Iguales densa (flujo homopícnico) causa un rápido mezclado completo y una abrupta deposición de la carga de sedimentos. Esto crea pronunciados topset, foreset, bottomset disposición de capas típicas de deltas tipo Gilbert (comunes en los lagos).
- Cuando el agua del río es más densa que el agua de la cuenca resulta en un flujo de chorro plano orientado verticalmente llama flujo hiperpícnico. Esto favorece el flujo de turbidez en el frente deltaico (flujos gravitacionales de sedimentos). Esto puede ocurrir tanto en el lago como en ambientes marinos.
- Cuando el agua del río es menos densa que el agua de la cuenca (más común en donde el agua del río entra en agua de mar) resulta en el flujo de chorro plano orientado horizontalmente (flujo hipopícnico). Esto permite que los sedimentos finos que se llevarán a cierta distancia de la desembocadura del río, antes de que estos flocculen y se sedimente el material en suspensión. Este flujo constituye frentes de delta con pendiente muy suave y es el tipo más común de ríos con descarga en las cuencas marinas.
- La mayoría de los deltas dominados por procesos fluviales que entran en las cuencas marinas tienden a formar delta con morfologías alargada tipo pata de pájaro, tal como el delta del río Mississippi (Figura 5).
- Las areniscas son depositadas principalmente en las barras de canales distributarios, barras de desembocaduras y dentro de los canales. El lodo se deposita en las bahías interdistributarias, la planicie deltaica y las áreas del prodelta.

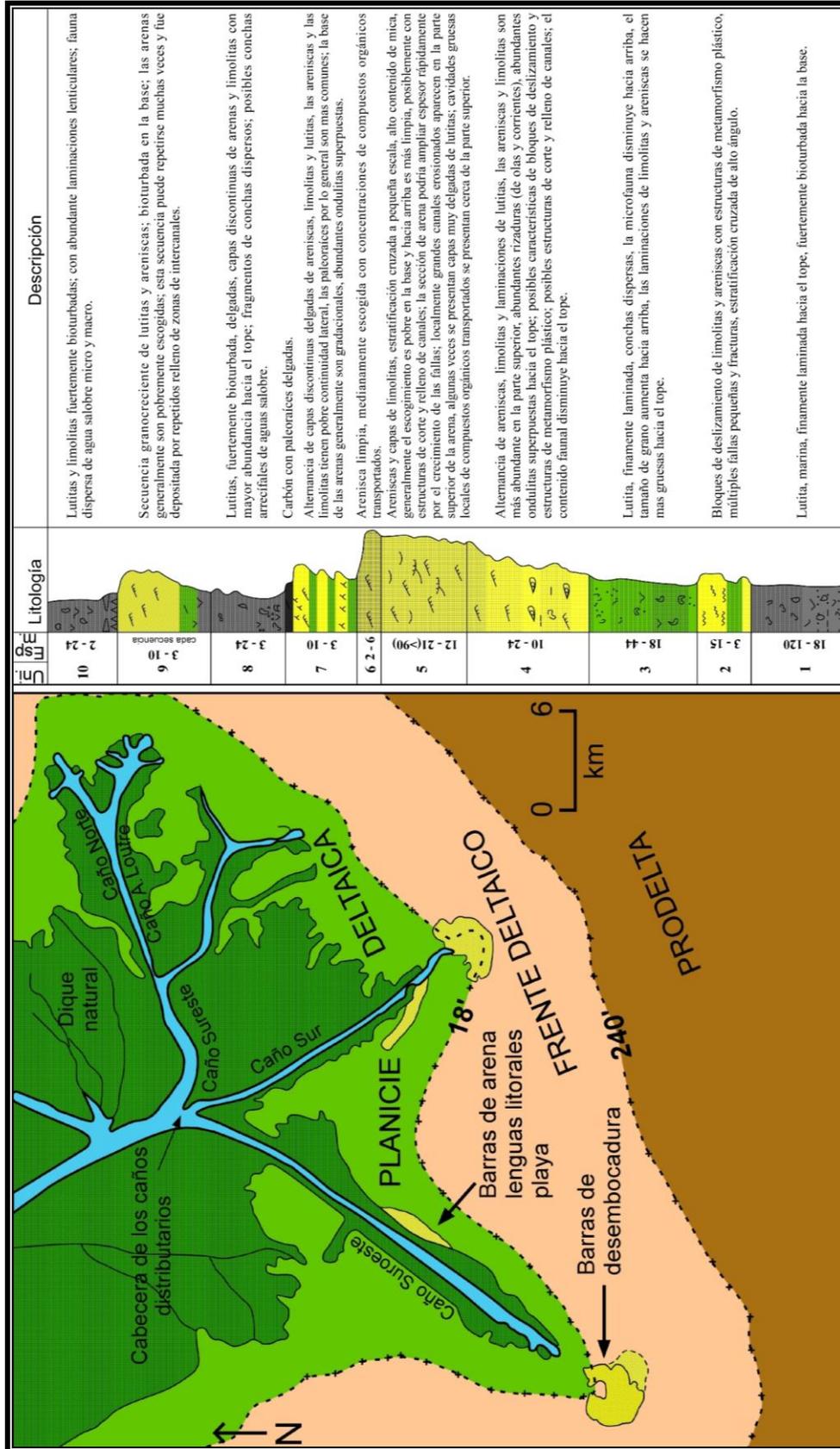


Figura 5. Delta del río Mississippi y litologías de un sistema idealizado. Tomado de Wright, 1978 en Pemberton et. al., 2008.

### **2.1.1.2.- Deltas dominados por procesos de oleajes**

En este caso el material sedimentario aportado al mar por canales fluviales es distribuido por las corrientes litorales formándose un frente deltaico constituido por crestas de playa sucesivas (Figura 6), las cuales a medida que el delta avanza hacia el mar son cortadas por los canales distributarios. El depósito de cresta de playa es similar a un depósito de playa del ambiente costero no deltaico y su expresión en un registro eléctrico es granocreciente. Los canales fluviales deltaicos forman, en contraste, depósitos de arena con expresión generalmente granodecreciente. Las características de los deltas dominados por procesos de oleajes, según Pemberton et. al., 2008, se describen a continuación:

- En lugares con un clima de fuertes olas y con mareas relativamente débiles, los deltas tienden a ser dominado por oleajes. Las olas que se propagan con alta energía causan una rápida difusión y la desaceleración del flujo de salida de los ríos.
- La mayoría se forman en costas micromareales (0-2 m amplitud de la marea), con salida fluvial considerablemente más débil que la energía de las olas (por ejemplo, el Delta de San Francisco, el Delta de Senegal, el Delta de Grijalvo; Figura 6).
- Las arenas de desembocadura de los canales distributarios son retrabajadas por las olas y redistribuidas a lo largo del frente deltaico por la deriva litoral. Esto produce playas, barras litorales y lenguas litorales unidas a la costa o flechas litorales.
- El frente deltaico también está fuertemente influenciado por las tormentas, lo que resulta en sucesiones dominadas por estratificación cruzada tipo hummocky y estratificación cruzada tipo “swaley”, análogos a anteplayas fuertemente dominadas por tormentas.
- Los deltas dominados por olas tienden a formar sucesiones solo granocrecientes, en muchos casos difíciles de diferenciar de las verdaderas llanuras de playa.
- Las arenas son dominantes como crestas de playa, barras litorales, y los depósitos de frente de delta. Estos tienden a ser finos hacia el mar como en la configuración de la anteplaya. La depositación del lodo es más rara y se limita a los pantanos y llanuras deltáicas. Hacia el mar, las lodolitas son interestratificadas con areniscas del frente deltáico bajo y domina el subambiente de prodelta.

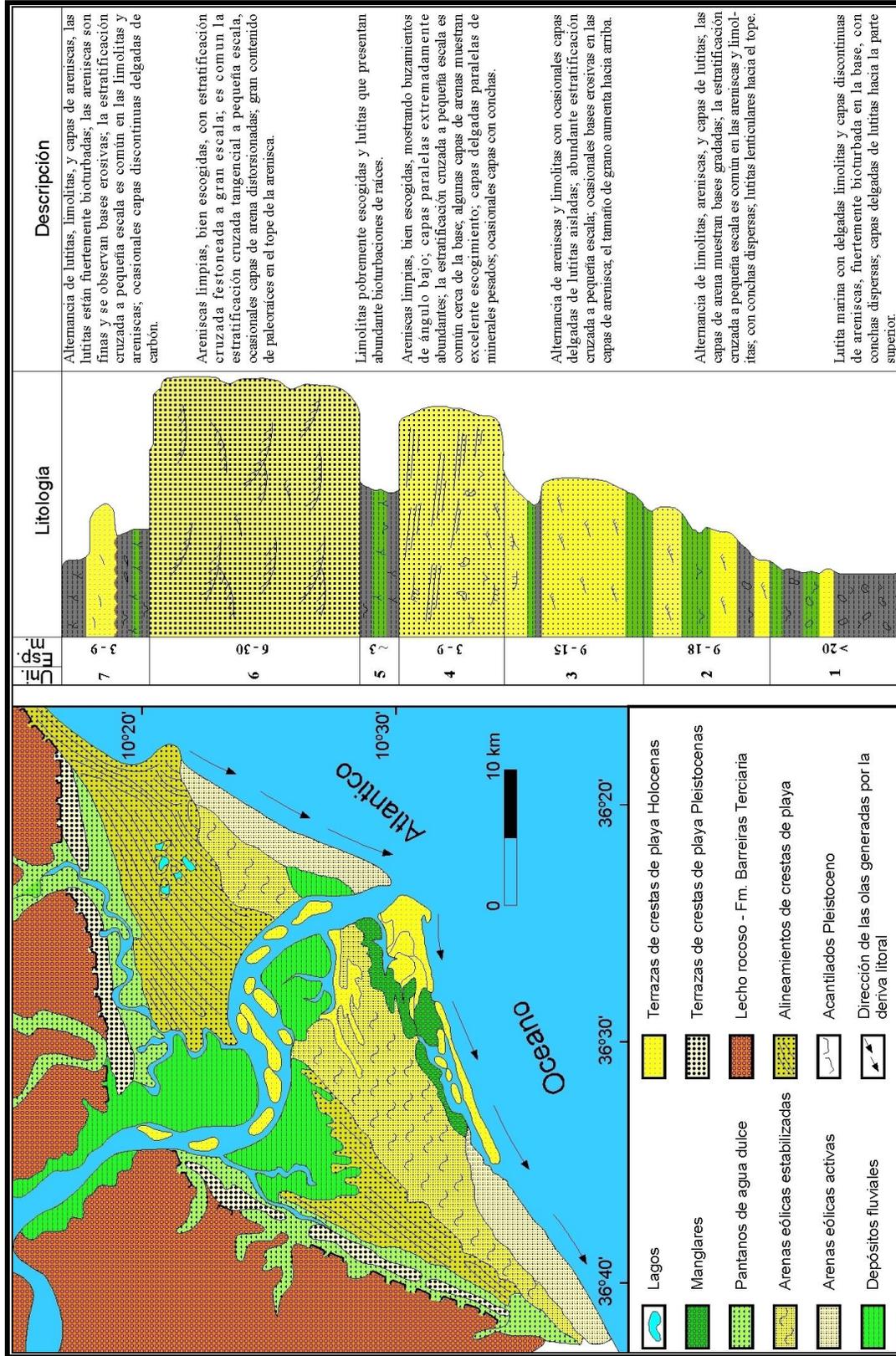


Figura 6. Delta del río San Francisco dominado por las olas y litología idealizada. Tomado de

Wright, 1978 en Pemberton et. al., 2008.

### **2.1.1.3.- Deltas dominados por procesos de las mareas**

En este ambiente el material sedimentario aportado por los distributarios es retrabajado por las corrientes de marea, de manera que se forman barras de arena perpendicular a la línea de costa, las cuales se encuentran separadas unas de otras por canales de marea. Las barras de arena del ambiente costero (no deltaico) y de los deltas con dominio de oleaje son, a diferencia de las barras de marea, paralelas a la línea de costa. El depósito de un canal de marea puede ser cilíndrico o granodecreciente y los paquetes de arena se encuentran generalmente interrumpidos por lentes o capas delgadas de arcilla. Las barras de marea tienen expresión granocreciente. Las características de los deltas dominados por procesos de las mareas, según Pemberton et. al., 2008, se describen a continuación:

- En los lugares donde los procesos de marea redistribuyen los sedimentos, fuertemente forman sistemas costeros de bahía o ensenadas a lo largo del frente del delta. Los procesos descritos anteriormente se modifican de manera significativa por la alta amplitud de la marea.
- Los deltas se forman típicamente en las costas macromareal (> 4 m rango de mareas) o mesomareal (2-4 m amplitud de la marea), (por ejemplo, Delta de Ord River, Delta del Ganges-Brahmaputra, Delta del Fly River; Figura 7).
- Si las corrientes de marea son más fuertes que flujo fluvial, la arena de la desembocadura del río se puede redistribuir en los canales distributarios en forma de embudo. Debe haber progradación neta con el fin de que el sistema sea considerado como un delta en lugar de un complejo de estuario (Dalrymple, 1999).
- Forman amplias planicies de marea a lo largo de los márgenes de los canales y a lo largo del frente deltaico, dominando la parte inferior de la llanura deltaica. En las zonas húmedas, éstos hacia la tierra pasa al pantanos. En lugares áridos, pasan hacia la tierra a cuencas evaporíticas.
- Las principales barras de arena y las crestas de arena de marea (15-20 m de altura) están orientadas paralelamente al flujo de las mareas (perpendicular a la línea de costa). Las areniscas de canales normalmente son orientadas y dominadas por el frente deltaico.

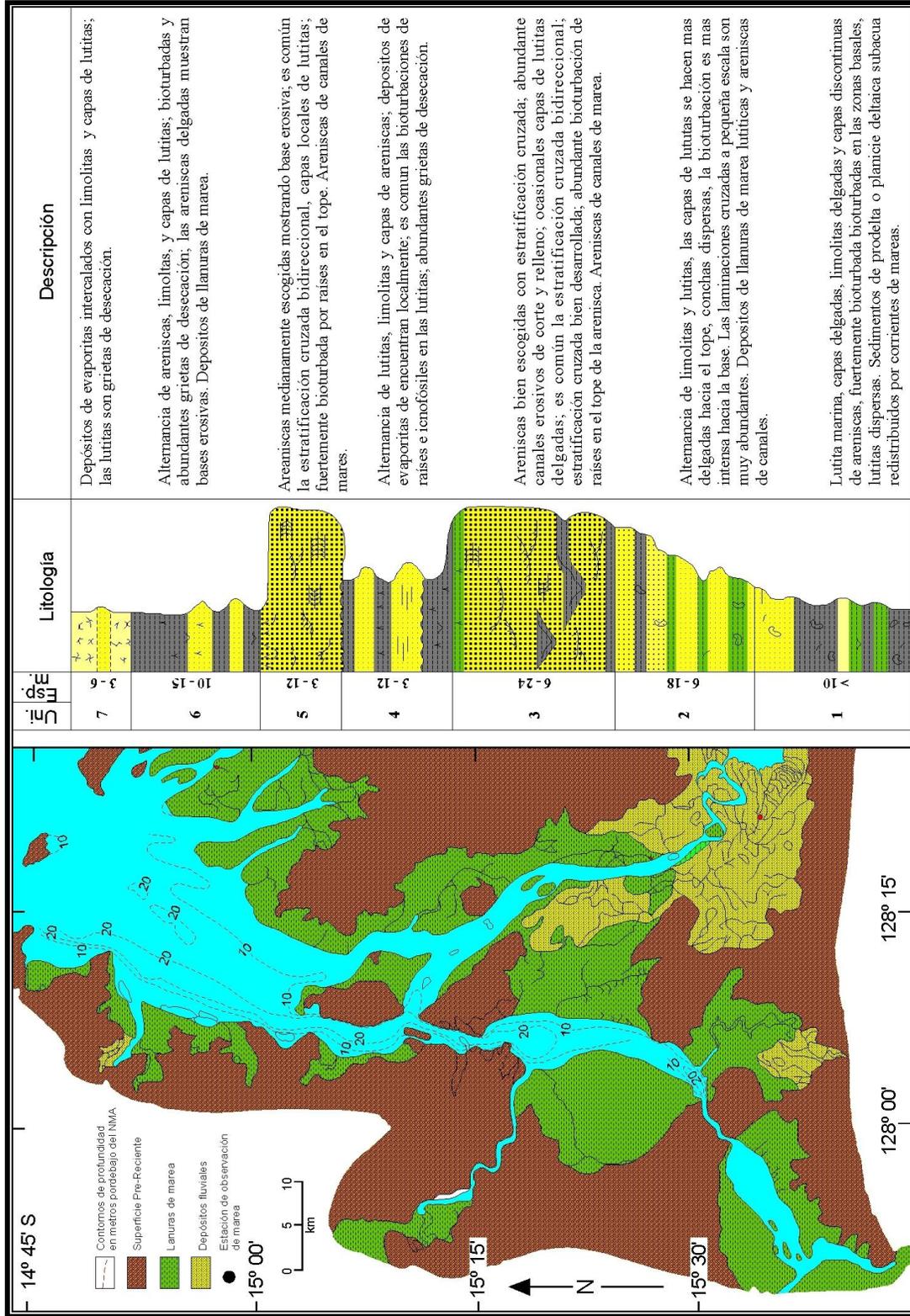


Figura 7. Delta del río Ord dominado por las mareas y litología idealizada. Tomado de

Wright, 1978 en Pemberton et. al., 2008.

### **2.1.2.- Componentes de un Delta**

Debido a la variabilidad del sistema, los rasgos deposicionales presentan un alto grado de variabilidad. Sin embargo, todos los deltas pueden ser dividido en dos componentes o zonas principales: subaéreo y subacuático (Bhattacharya, 2009, Pemberton et. al., 2008) como se muestra en la Figura 8. En general, cualquiera que sea la energía predominante, el modelo geomorfológico de un delta comprende la planicie deltaica, el frente deltaico y el prodelta (Figura 8). A continuación se describen las características principales de los componentes subaéreo y subacuático de un delta según Bhattacharya, 2009 y Pemberton et. al., 2008

#### **2.1.2.1.- Fuente Sedimentaria Aluvial**

- Valle del río o troncal del río.

#### **2.1.2.2.- Componentes Subaéreo de un Delta**

- **Planicie deltaica superior:** situada por encima de la línea de marea alta, dominada por procesos fluviales, como los canales distributarios y las llanuras interdistributarias, no influenciados por procesos de marea.
- **Planicie deltaica inferior pantanosa:** situada entre la marea alta y baja, dominada tanto por procesos fluviales como marinos, representa las zonas pantanosas como las llanuras interdistributarias y las llanuras de marea.
- **Planicie deltaica inferior:** situada entre la marea alta y baja (intermareal), dominada tanto por procesos fluviales como marinos, representa las zonas más arenosas como los canales distributarios con influencia de marea.

La planicie deltaica es una extensión plana y pantanosa cortada por canales distributarios, en la cual se acumulan sedimentos fluviales finos provenientes de las inundaciones. La planicie deltaica incluye la marisma, las bahías o llanuras interdistributarias, los canales distributarios y los abanicos de rotura.

La marisma es el área pantanosa ubicada entre los canales distributarios, también conocida como llanuras interdistributarias. El material sedimentario que se deposita en

esta zona está constituido por el material fino procedente de las inundaciones, más el aporte de material arenoso procedente de los abanicos de rotura. Hacia las márgenes de la planicie deltaica existen, bahías interdistributarias hasta dónde puede llegar también el material fino procedente de las inundaciones o arena arrastrada desde el frente deltaico por las corrientes litorales, o arena de abanicos de rotura. Los paquetes de sedimentos finos de la marisma sirven como sellos laterales de los cuerpos arenosos de la planicie deltaica.

Los diques naturales son frecuentes en las márgenes de los canales distributarios. Se destacan como un relieve positivo que rompe el paisaje monótono de una planicie deltaica y están constituidos por arena fina y limo. Por lo general, no constituyen un cuerpo sedimentario prospectivo para la acumulación potencial de hidrocarburos. Cuando un dique natural cede ante crecidas fuertes se produce un abanico de rotura, el cual está constituido por un cuerpo arenoso que alterna verticalmente con sedimentos finos de las llanuras o bahía interdistributarias. Un depósito de abanico de rotura está formado por capas de arena de pocos metros de espesor con intercalaciones de niveles arcillosos delgados, los cuales se depositan en períodos de aguas bajas cuando cesa el suministro de material arenoso. Este depósito reúne características sedimentológicas y de relaciones de facies para convertirse en una trampa estratigráfica, aunque sus dimensiones pueden ser algo modestas comparadas con otros depósitos más importantes en el ambiente deltaico.

Los canales distributarios tienen una profundidad de 5 a 20 m y trasportan arena como carga de fondo hasta el mar. Este material arenoso pasa gradualmente a la arena fina y limo que constituyen los diques naturales, en tanto que el material más fino es llevado por el río hasta las áreas pantanosas de la llanura deltaica, donde se depositan por decantación. Los canales deltaicos acumulan cuerpos arenosos alargados cuyo espesor, por efecto de subsidencia, puede alcanzar hasta algunas decenas de metros. El material es más limpio hacia el eje del canal y alterna con material fino hacia sus márgenes, donde finalmente termina en contacto con las capas de limo y arcilla de la llanura deltaica. Este depósito es un excelente potencial para el almacenamiento de hidrocarburos bajo la modalidad de trampa estructural-estratigráfica.

### 2.1.2.3.- Componentes Subacuático de un Delta

- **Frente deltaico:** zona situada por debajo de la marea baja proximal (submareal), representa los diferentes depósitos de areniscas del frente deltaico. Área donde los procesos marinos y no marinos interactúan, depósitos comúnmente arenosos, tal como las areniscas del frente deltaico, barras de desembocadura y canales de marea.

El frente deltaico es una importante zona de sedimentación arenosa. Se extiende desde el límite marino de la planicie deltaica hasta la línea donde comienza la sedimentación de arcilla no marina. Este es el subambiente donde desemboca la corriente fluvial de los canales distributarios, los cuales depositan su carga arenosa de fondo y forma una barra de desembocadura.

Una barra de desembocadura está constituida por un cuerpo arenoso limpio de textura granocreciente, bien seleccionada, lo cual conjuntamente con sus relaciones de facies favorables lo convierten en un depósito sedimentario muy adecuado como potencial para el almacenamiento de hidrocarburos. La barra de desembocadura se deposita encima de material arcilloso que gradúa lateralmente a material fino, depositado entre las desembocaduras de los canales distributarios y pasa hacia el mar, gradualmente, a arcilla marina de la plataforma continental. Finalmente, el depósito puede ser cubierto por arcillas, depositadas en un proceso transgresivo para ser preservado. Durante su deposición, algunas barras de desembocadura, pueden apilarse vertical y lateralmente, y formar cuerpos arenosos de considerable extensión lateral en el frente deltaico.

En el frente deltaico también puede formarse islas marginales o islas barreras cuando queda inactivo un sector de delta. En este caso, la arena de una barra de desembocadura es redistribuida por las corrientes litorales y forma un cuerpo sedimentario paralelo a la costa. Este cuerpo arenoso reúne características para constituir una excelente trampa estratigráfica.

La arena aportada por los distributarios puede también ser desviada en parte por las corrientes litorales y formar depósitos de playa en el frente deltaico. Este depósito es

similar al de la playa del ambiente costero no deltaico y, al igual que este, muestra laminación paralela, rizaduras de oscilación, restos de conchas y fragmentos de plantas. El cuerpo arenoso de una playa deltaica es también un cuerpo sedimentario prospectivo dentro del ambiente deltaico.

- **Prodelta:** zona situada por debajo de la marea baja distal (submareal), representa los diferentes depósitos arcillosos del prodelta o talud de prodelta, pueden mostrar cliniformes. Es el área marginal dominada por depósitos arcillosos.

El prodelta es un subambiente de sedimentación fina. Es donde se depositan la arcilla y el limo transportados por los canales distributarios luego que la arena es dejada en el frente deltaico. El prodelta se extiende desde el límite marino del frente deltaico hasta la línea donde comienza la sedimentación de arcilla marina.

Tanto los componentes subaéreos como los subacuáticos del delta, presentan una serie de depósitos sedimentarios característicos, cada uno con una geometría, facies y asociación de facies característica (tamaño del grano, estructuras sedimentarias, contactos, entre otros), lo que permitirá identificar y diferenciar dichas zonas.

Los cambios en los factores que controlan la sedimentación, que originan y controlan los deltas, permite que éstos puedan ser transformados en otros sistemas deposicionales, al ser abandonados y/o transgredidos (por ejemplo en un sistema de isla barrera a estuario y/o viceversa), y que otros ambientes sedimentarios se transformen en deltas (por ejemplo un estuario cuando aumenta la tasa de sedimentación o avulsión de un canal podría transformarse en un delta).

Los deltas presentan una gran variedad de escalas que van desde escalas tipo sistemas deposicionales continentales como el delta moderno del Missisipi con un área de 28.500 km<sup>2</sup> con abanicos de rotura y grandes lóbulos, a componentes de otros sistemas deposicionales tales como deltas de cabeza de bahía dentro de un sistema de estuario o laguna.

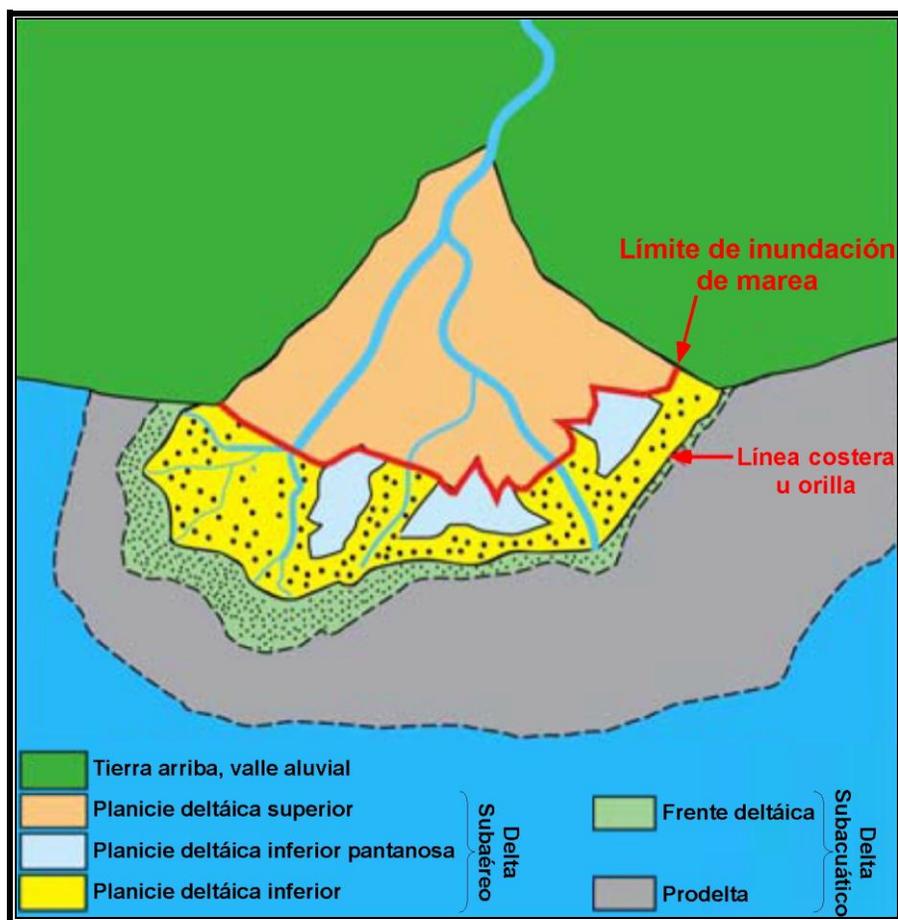


Figura 8. Partes de un delta. Tomado de Bhattacharya, 2009.

## 2.2.- Estuarios

Los estudios y principales avances para reconocimiento y entendimiento de estuarios se llevaron a cabo desde 1960 hasta el presente, sin embargo fue hasta 1990 cuando se dispuso de modelos integrados para estuarios, con el desarrollo de los primeros modelos comprensivos de facies (Dalrymple et al., 1992).

Un estuario se define a menudo como el valle del río ahogado, es decir, el sector de un valle de un río inundado, localizado hacia el mar, que recibe sedimento tanto de fuentes fluviales como marinas y que contiene facies influenciadas por procesos de oleaje, de mareas y fluviales. Se extiende desde el límite máximo de acción de mareas hacia el continente hasta el límite de facies costeras hacia el mar (Dalrymple et al., 1992). Las principales características que definen un estuario son:

- Según Dalrymple et al., 1992, geológicamente: Representan sistemas costeros retrogradantes o transgresivos formándose así durante subidas del nivel del mar.
- Reflejan la interacción de procesos fluviales y marinos, por lo que reciben sedimentos de ambas fuentes.
- Es una boca de mar, la cual penetra en el curso o valle de un río en su desembocadura.
- Comúnmente ocupan la porción regresiva de caída de un valle, contienen facies influenciada por las mareas, olas y procesos fluviales y se extiende desde el límite transgresivo de facies mareas en su cabeza al límite transgresivo de facies costeras en su boca o desembocadura.
- Se clasifican en función al proceso o régimen dominante: olas o mareas.
- Presentan secuencias de grano grueso a fino intercalados.

La definición oceanográfica de estuario, basada en la salinidad del agua según Pritchard (1967) en Boyd et al., 2006, presenta sus limitaciones en el contexto geológico, debido a que las aguas salobres, se pueden presentar tanto en ambientes transgresivos como regresivos, a su vez es difícil aplicar para depósitos de estuarios antiguos.

Para definir si es un ambiente deposicional estuarínos o deltaico, si ambos representan sistemas costeros con características muy similares, descritas anteriormente, con la diferencia principal que los delta forman condiciones regresivas y los estuarios condiciones transgresivas, se tomará como base el esquema de Boyd et al., 2006 descrito anteriormente.

### **2.2.1.- Clasificación de los estuarios**

En función al régimen dominante: mareas u olas se pueden clasificar en dos principales tipos, que a su vez definen su morfología:

- Estuarios dominados por las olas
- Estuarios dominados por las mareas

Los procesos fluviales principalmente controlan el flujo de sedimentos aguas arriba durante la evolución de un estuario y no alteran su morfología fundamental, de allí que no representa un tipo de estuario como se presenta para los deltas.

En función a la distribución total de la energía, se define la distribución de litofacies y morfología en tres zonas principales, para cada tipo de estuario como se observa en las Figuras 8 y 9.

#### **2.2.1.1.- Estuarios dominados por las olas**

Las características que definen un estuario dominado por procesos de oleaje (Dalrymple et al., 1992), son las siguientes:

- Alta energía de oleaje en la boca del estuario y escasa influencia de las mareas.
- Desarrollo de una isla barrera o barra sumergida en la boca del estuario (“tapón de arena”).
- Mínimo de energía en el sector medio del estuario.
- Clásica división tripartita arena-fangoarena.

En la Figura 9 se muestra, A). Distribución total de la energía. B) Componentes morfológicos visto en planta. C) Depósitos o facies sedimentarias en sección longitudinal.

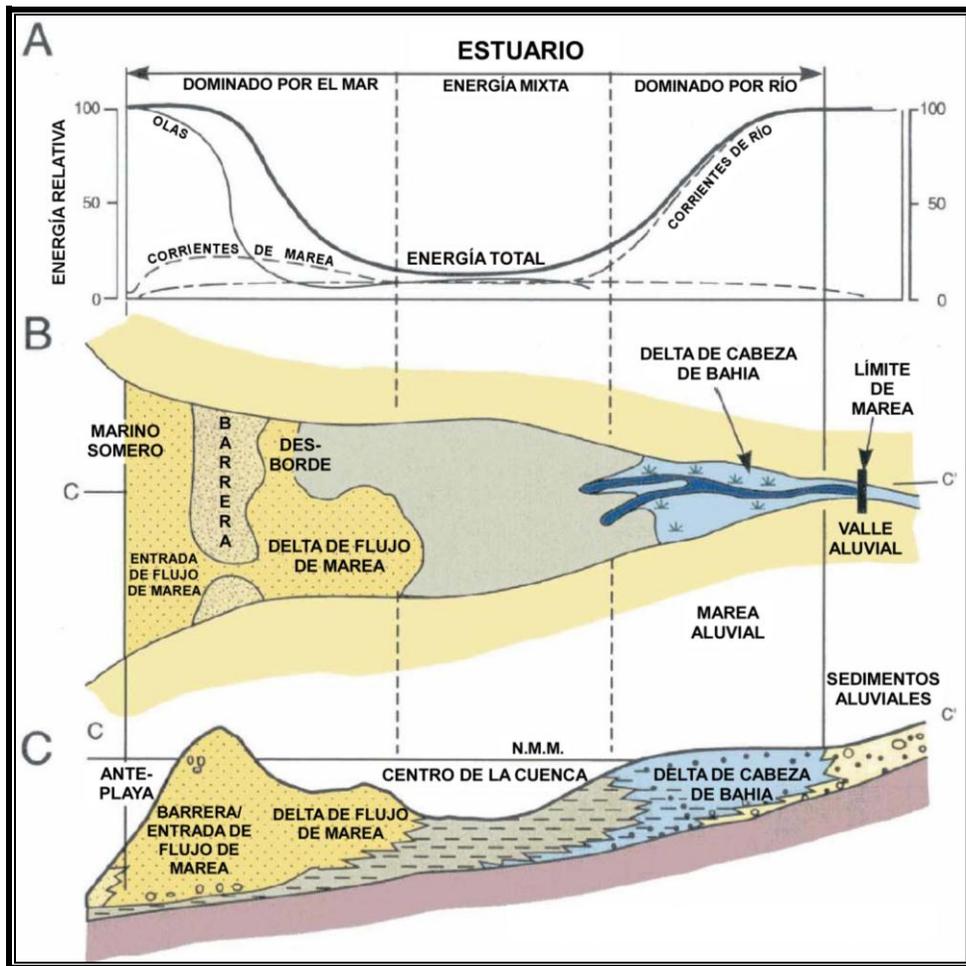


Figura 9. Estuario dominado por las olas. Tomado de Dalrymple et. al., 1992.

### 2.2.1.2. Estuarios dominados por las mareas

Las características que definen un estuario dominado por procesos de mareas (Dalrymple et. al., 1992), son las siguientes:

- Alta energía de mareas en la boca del estuario y escasa influencia del oleaje.
- Desarrollo de un complejo de barras arenosas submareales y planicies intermareales en la boca del estuario.
- Mínimo de energía en el sector medio del estuario no tan pronunciado debido al desarrollo de canales intermareales.
- División tripartita arena-fango-arena menos desarrollada.

En la Figura 10 se muestra, A). Distribución total de la energía. B) Componentes morfológicos visto en planta.

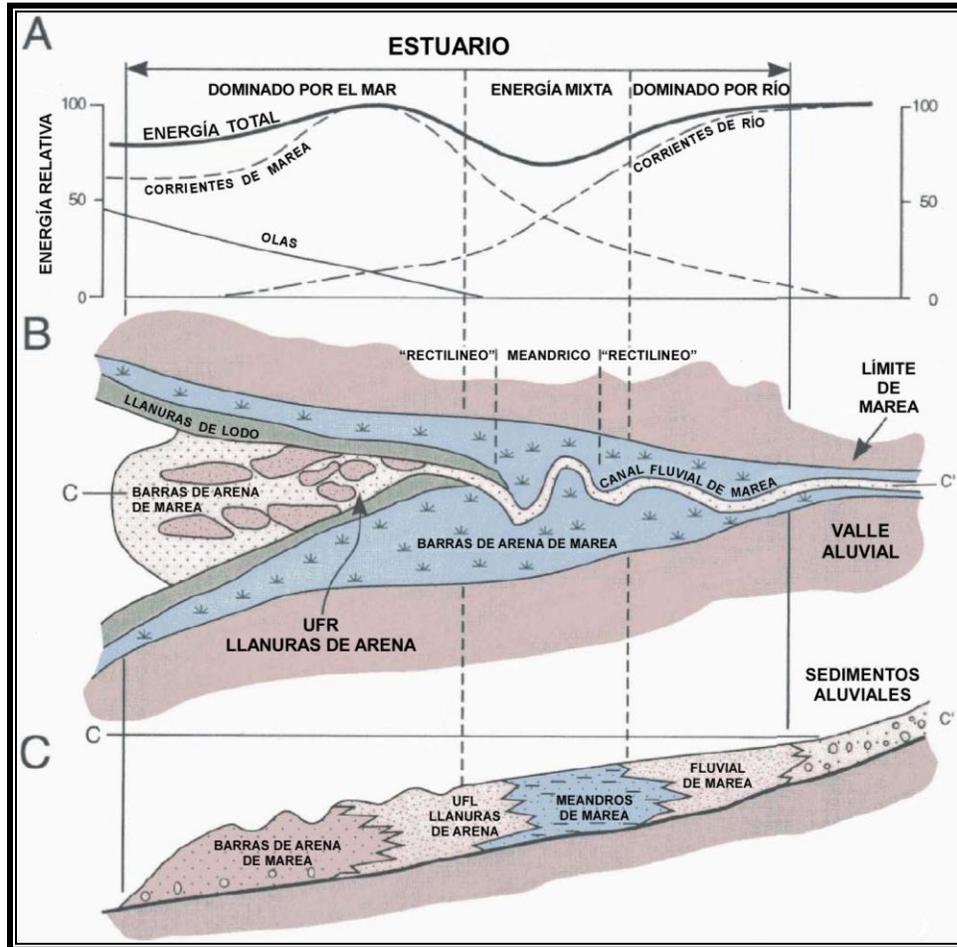


Figura 10. Estuario dominado por procesos de las mareas. Tomado de Dalrymple et. al., 1992.

### 2.3.- Factores que controlan la sedimentación

Los modelos conceptuales representan un análisis de los efectos de cambios de acomodación sobre depósitos sedimentarios clásticos y sugieren como se rellenaría la cuenca sedimentaria. Los efectos de factores locales tal como el clima, aporte sedimentario y tectonismo pueden ser incorporados dentro de los modelos antes de que puedan ser aplicados a cuencas particulares. Una vez que estas consideraciones han sido tomadas en cuenta, los modelos refinados pueden ser utilizado predictivamente para simular condiciones locales en orden para mejores predicciones de sucesiones litológicas.

Los patrones de estratos y distribución de facies dependen en gran parte de (1) la cantidad de espacio disponible para el depósito de sedimentos y (2) la tasa de cambio de nuevo espacio añadido. El sedimento es depositado en el espacio entre el piso oceánico y el nivel base (el nivel de mar en un ambiente marino o perfil del río en equilibrio en un ambiente fluvial no marino). El espacio disponible es referido a la acomodación como “el espacio potencial disponible para la acumulación de sedimento, el cual está en función de fluctuaciones del nivel del mar y subsidencia”. Acomodación se refiere a todo el espacio disponible para el relleno de sedimentos, incluyendo el espacio antiguo (el espacio sobrante no relleno tempranamente) más el nuevo espacio añadido, el cual se refiere solamente al espacio contemporáneamente que va siendo disponible. La acomodación puede variar ambos límites el superior y el inferior de este espacio movido hacia arriba o hacia abajo. El resultado es una sobre acomodación, la cual define el espacio disponible para el relleno de sedimentos (Figura 11).

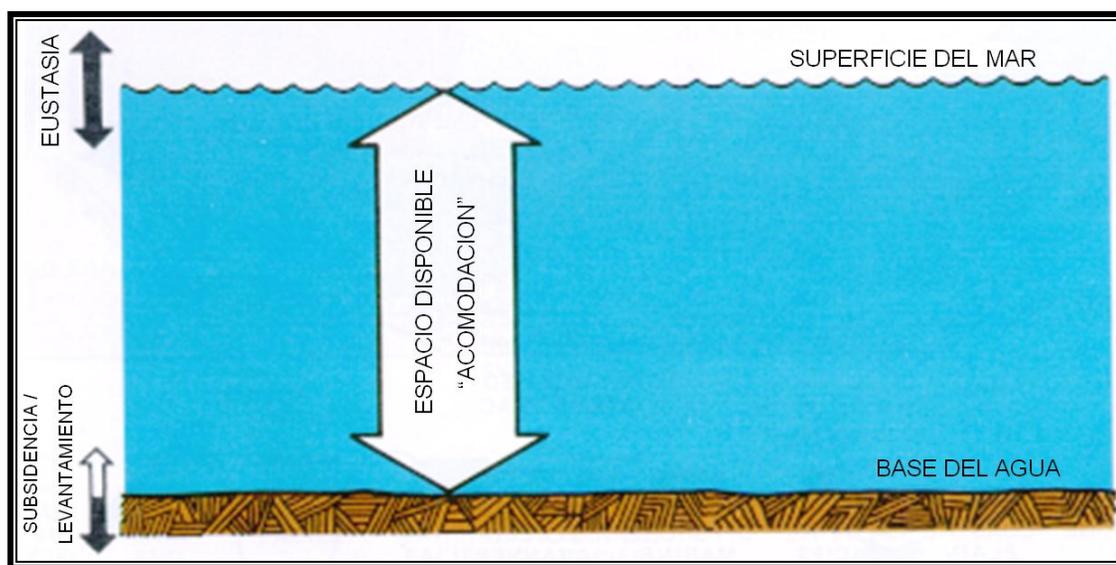


Figura 11. Espacio de acomodación en función de la eustasia y subsidencia. Tomado de Posamentier et. al., 1988.

La eustasia o nivel del mar global se refiere solamente a la posición de la superficie del mar con referencia a un nivel de referencia fijo, tal como el centro de la tierra, y es por lo tanto independiente de factores locales. El nivel del mar relativo incorporado a subsidencia local y/o ascenso por referencia a la posición de la superficie del mar con respecto a la posición de un

nivel de referencia (basamento) en o cerca al fondo del mar (Figura 12). Una subida o caída del nivel del mar determina si o no el nuevo espacio está siendo puesto a la disposición para el relleno de sedimento. Una subida relativa, añade espacio, mientras que una bajada relativa resta espacio. Consecuentemente, durante una quietud eustática o caída eustática lenta, el nivel relativo del mar puede continuar subiendo y añadiendo espacio como un resultado de subsidencia local. Este parámetro es independiente de la acumulación de sedimentos por encima del nivel de referencia y no debe ser confundido con profundidad de agua.

Profundidad de agua involucra la integración de un tercer parámetro, aporte de sedimento con eustasia y tectonismo. La profundidad de agua puede ser descrita como nivel relativo del mar menos los sedimentos acumulados, como se ilustra en la Figura 12. Sin embargo, el nivel relativo del mar puede continuar subiendo y añadiendo nuevo espacio para la acomodación del sedimento, mientras que la profundidad de agua puede no obstante decrecer simultáneamente si el sedimento es acumulado rápidamente mientras el nivel relativo del mar está aumentando.

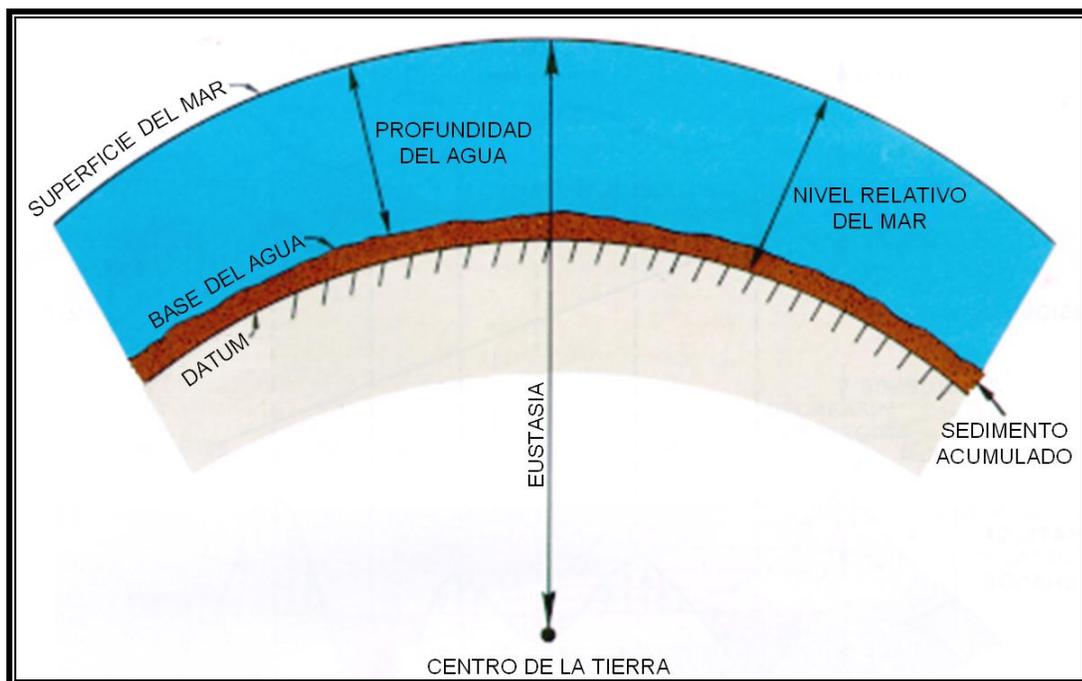


Figura 12. Eustasia, nivel relativo del mar, y profundidad del agua en función de la superficie del mar, la base del agua, y la posición del nivel de referencia (datum). Tomado de Posamentier et. al., 1988.

El cambio eustático es una función curvilínea con por puntos de inflexión. Son puntos sobre la curva donde la pendiente absoluta o la tasa de cambio es crítica. La Figura 13 ilustra una curva hipotética que representa el nivel del mar con dos puntos de inflexión. Uno sobre el flanco caído referido al punto de inflexión F, y el otro sobre flanco levantado referido al punto de inflexión R.

Los patrones de estratos deposicionales en el margen de la cuenca dependen en gran parte de la eustasia y de la subsidencia del piso oceánico. La sedimentación en la plataforma involucra el aumento del espacio en forma de cuña entre la superficie del mar y el piso oceánico pendiente abajo hacia el mar. Los resultados del patrón de estratos dependerá de la tasa para la cual ha sido añadido y como responden los sedimentos a esta adición de espacio. Si el aporte de sedimento es suficiente para permitir una agradación continua para el nivel base, entonces, como la tasa de adición del espacio nuevo en la plataforma es lenta, la tasa de agradación gradualmente decrecerá. Como resultado del decremento de la tasa de agradación, progresivamente menos sedimento será requerido para preservar el aumento lentamente del nivel base e inmediatamente después, progresivamente más sedimento será disponible para la progradación.

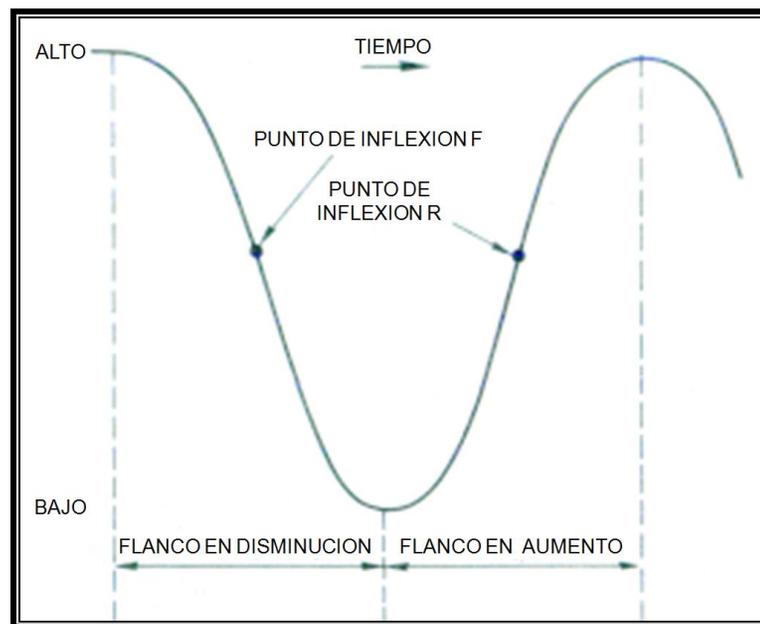


Figura 13. Elementos de los cambios eustáticos. Tomado de Posamentier et. al., 1988.

La Figura 14 ilustra como la tasa de cambio de acomodación (es decir,  $dA/dt$  o la tasa del nuevo espacio añadido) varía con la eustasia. En el punto de inflexión F, la tasa para la cual el nuevo espacio añadido en la plataforma es mínimo; en el punto de inflexión R, la tasa es mayor (Figura 14). Poco o ningún espacio nuevo en la plataforma está siendo añadido para el punto de inflexión F, por lo tanto relativamente el poco sedimento nuevo puede ser acomodado (asumiendo que el sedimento forma el nivel base). Por consiguiente, en el punto de inflexión F, la tasa de agradación será mínima y que la de progradación será mayor. En el punto de inflexión R, ocurre lo contrario. El adelgazamiento de las capas superiores (por unidad de tiempo) ocurre en el punto de inflexión F (T6, Figura 15) e, inversamente el engrosamiento de las capas superiores (por unidad de tiempo) ocurre en el punto de inflexión R. Así, con un aporte de sedimento constante, la tasa de agradación y progradación están inversamente relacionadas. Como resultado dentro de la sucesión de parasecuencia la regresión de la línea de costa tiende a ser progresivamente más rápida incursionando el punto de inflexión F y gradualmente menos rápida de allí en adelante (Figura 15). La máxima tasa de adición del nuevo espacio en el punto de inflexión R comúnmente resulta en transgresión y el desarrollo de cuencas empobrecidas o secciones condensadas.

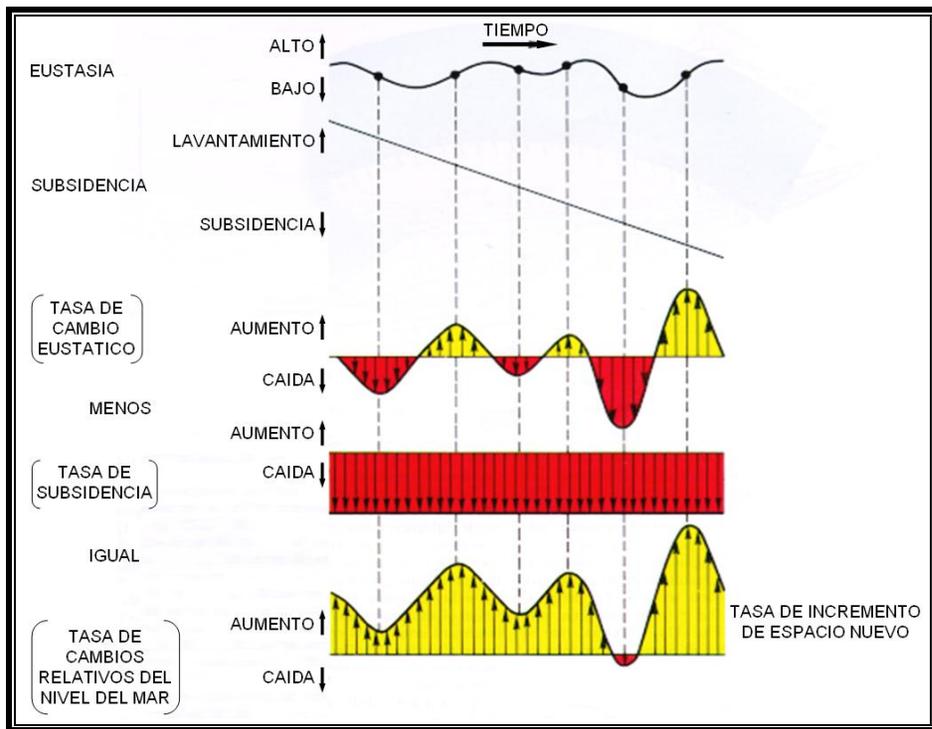


Figura 14. Nivel relativo del mar en función de eustasia y subsidencia. Tomado de Posamentier et. al., 1988.

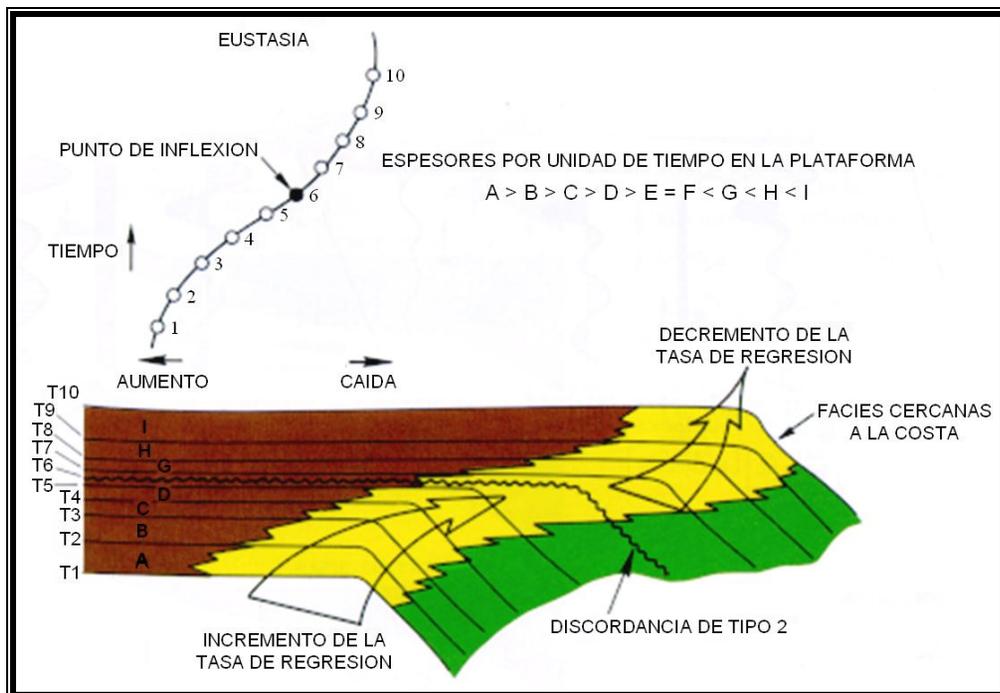


Figura 15. Respuesta de los espesores de capas superiores en una caída de nivel eustático. Tomado de Posamentier et. al., 1988.

La máxima intrusión hacia el continente de la acción condensada o máxima inundación usualmente ocurre a veces después del punto de inflexión R durante el aumento del nivel eustático (Figura 16). Note que las capas superiores (es decir, la plataforma) alcanzan su máximo espesor (por unidad de tiempo) en el punto de inflexión de aumento del nivel eustático, y al mismo tiempo, alcanzan su mínima extensión superficial. Como estas capas solapan (onlap) progresivamente más distante hacia el continente, la posición del acuñaamiento hacia la cuenca de cada capa también migra hacia el continente, hasta alcanzar el tiempo T9, la cual se define como marca de tiempo de máxima inundación. Después del tiempo T9, el límite hacia el mar de cada intervalo de tiempo migra progresivamente hacia la cuenca como resultado de regresión.

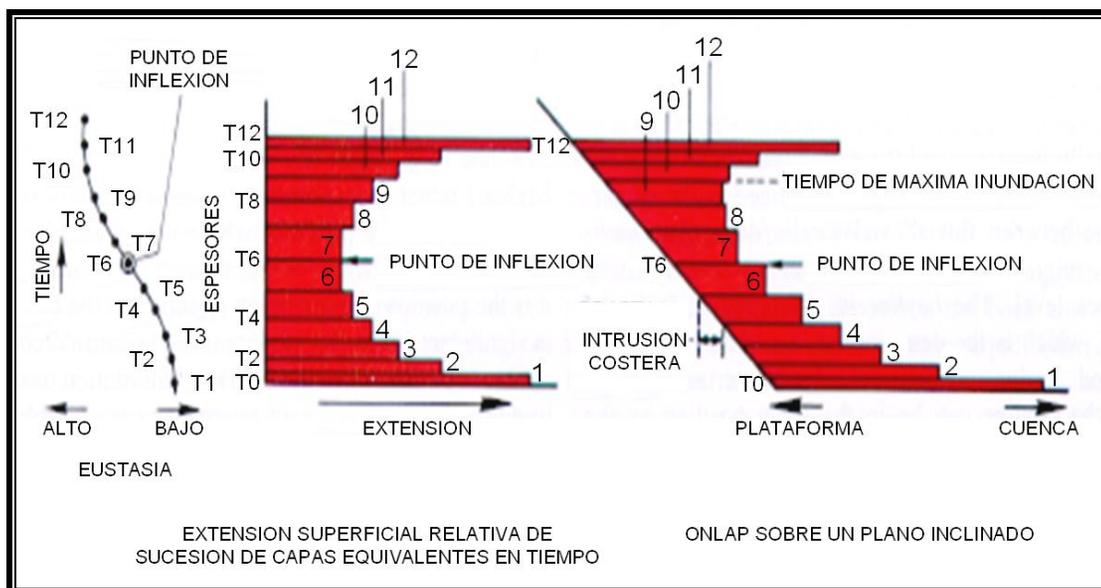


Figura 16. Respuesta de los espesores de capas superiores y tiempo de máxima inundación para una caída del nivel eustático. Tomado de Posamentier et. al., 1988.

El desplazamiento hacia la cuenca del solapamiento costero se caracteriza por el punto de inflexión F. El solapamiento costero puede ser definido como el límite hacia el continente sobre la plataforma o talud superior de distribución de sedimento marino o no marino. Este ha sido observado que inicia el resultado de la erosión fluvial en discordancias subaereas sincrónicas globales, es asociado con estos cambios hacia la cuenca y aparentemente es controlado por el cambio del nivel del mar (Vail y otros, 1977 en Posamentier et. al., 1988).

## **2.4.- Principales herramientas y conceptos en sedimentología y estratigrafía**

En esta sección se presentan algunas herramientas y conceptos de principal importancia en sedimentología y estratigrafía que ayudan a interpretar los ambientes deposicionales.

### **Facies sedimentarias**

El vocablo “facies” en geología, y particularmente en estratigrafía y sedimentología, tiene un significado amplio y por ello ha sido motivo de confusión. La razón es que a lo largo del tiempo, y según sea el campo disciplinario, se ha empleado con muy distintas acepciones.

En el caso del estudio del registro sedimentario pueden reconocerse diversos enfoques en la definición de una facies, algunos tienen un carácter interpretativo y otros de carácter descriptivo y objetivo. El término facies, desde su introducción hecha por Gressly (1838), ha sido utilizado de múltiples maneras, dando lugar a importantes debates. Walker, (1992), define el término facies sedimentarias como “Cuerpo de rocas caracterizado por una combinación particular de litología, de estructuras físicas y biológicas, que le imparten unos aspectos diferentes al de cuerpos de rocas adyacentes por encima, por debajo y por los lados”.

### **Asociación de Facies sedimentarias**

El concepto de asociación de facies es fundamental para definir los mecanismos de formación de los depósitos sedimentarios, así como proponer los modelos sobre sistemas de depositación y ambientes de acumulación de sedimentos. La asociación de facies podría ser definida según Collinson, (1969) como: grupos o conjuntos de facies genéticamente relacionados entre sí y que tienen cierto significado ambiental.

### **Secuencias Estratigráficas**

Una secuencia estratigráfica es una sucesión de estratos más o menos concordantes o reflectores sísmicos de connotación estratigráfica, genéticamente relacionados y delimitados en el tope y la base por discordancias o sus superficies correlativas (Vail, 1977).

Las secuencias estratigráficas son unidades formadas por paquetes de rocas desarrolladas en respuesta a cambios en el acomodamiento sobre la plataforma y en la cuenca. Estas unidades están circunscritas por los límites de secuencia (Sequence Boundary, SB), las superficies

transgresivas (Transgressive Systems Tract, TST), las superficies de máxima inundación (Maximum Flooding Surface, MFS) y las superficies de inundación (Flooding Surface, FS). Estas superficies son las que ubican en los cambios verticales drásticos, en los patrones de apilamiento de las facies, tanto en pozos como en afloramientos. En secciones sísmicas, sus límites corresponden a superficies discontinuas, también conocidas como discordancias.

Vail, 1977, jerarquiza los eventos tectónicos y controles orbitales sobre las fluctuaciones eustáticas, según su tiempo de duración, en secuencias de: primer orden (200 – 400 millones de años, m.a), segundo orden (10 – 100 m.a), tercer orden (1- 10 m.a), cuarto y quinto orden (0.01 – 1 m.a).

## CAPITULO III

### 3.- SINTESIS GEOLÓGICA

#### 3.1.- Geología regional

La Depresión topográfica y estructural del Oriente de Venezuela, definida por muchos autores como la Cuenca Oriental de Venezuela, es una provincia geológica producto de una compleja evolución tectónica, que involucra cuatro fases principales: preapertura, apertura, margen pasivo y margen activo. El sistema petrolífero del área está directamente controlado por las dos últimas fases de desarrollo de la depresión. Las rocas madre y reservorio se depositaron durante el período de margen pasivo, mientras que la roca sello, la formación de la trampa y todos los procesos de maduración, expulsión y entrapamiento han sido controlados a escala regional, por la colisión oblicua entre las placas Caribe y Suramericana durante la última etapa de margen activo (Parnaud, et al., 1995). Producto las cuatro fases tectónicas en la Depresión Oriental se encuentran diferentes cuencas sedimentarias asociadas a diversos estilos estructurales.

González de Juana et al, 1980, menciona que esta depresión tiene una longitud aproximada de 800 km. en sentido oeste-este, un ancho promedio de 200 km. de norte a sur y un área total aproximada de 165.00 km<sup>2</sup> en los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro y una extensión menor en el estado Sucre (Figura 17). Limita al sur por el curso del río Orinoco desde la desembocadura del río Arauca, hacia el este hasta Boca Grande, siguiendo de modo aproximado el borde septentrional del Cratón de Guayana; al oeste por el levantamiento de El Baúl y su conexión estructural con el mencionado Cratón, que sigue aproximadamente el curso de los ríos Portuguesa y Pao y al norte, la línea que demarca el piedemonte meridional de la Serranía del Interior Central y Oriental.

La depresión oriental se caracteriza por ser asimétrica, con el flanco sur ligeramente inclinado hacia el norte y en su flanco norte más tectonizado y con mayores buzamientos, conectados a la zona plegada y fallada que constituyen el flanco meridional de las cordilleras que limitan la depresión hacia el norte. Se ha obtenido producción de petróleo en ambos flancos, bajo condiciones estratigráficas y estructurales diferentes (González de Juana et al, 1980).



Figura 17. Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus provincias sedimentarias. L.E.B.=Lineamiento de El Baúl, (Modificado de Pérez de Mejía et, al., 1980 por Yoris y Ostos, 1997).

Por su contenido de recursos de hidrocarburos, la Depresión Oriental de Venezuela es la segunda en magnitud de América del Sur (González de Juana et al, 1980), y constituye una de las áreas petrolíferas más importante del país debido a la relevancia de los resultados obtenidos en el desarrollo de los campos El Furrial, Carito, Mulata y Santa Bárbara en el norte de Monagas, que en la actualidad son los cuatros campos gigantes descubiertos desde 1980 en el norte de Suramérica (Bernard. D., 1985).

Con base en las características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas la Depresión Oriental está subdividida en dos subcuencas: La Subcuenca de Guárico al oeste y la Subcuenca de Maturín al este, las cuales están separadas por el alineamiento de Urica (Yoris y Ostos, 1997). El área de estudio, Campo Travi se encuentra ubicada en la Subcuenca de Maturín, tectónicamente por debajo del corrimiento de pirital.

### 3.2.- Evolución sedimentaria de la Depresión Oriental de Venezuela

La evolución de la Depresión Oriental de Venezuela es relativamente simple, por haber estado desde el Paleozoico apoyada sobre el borde estable del Cratón de Guayana. Suaves movimientos de levantamiento y hundimiento de este borde ocasionaron transgresiones y

regresiones extensas, que fueron de gran importancia para el desarrollo final de la cuenca (González de Juana et al, 1980).

La evolución tectónica y estratigráfica de la Depresión Oriental de Venezuela se sitúa en el Devónico-Carbonífero, hace unos 350 millones de años. Desde entonces se reconocen tres ciclos sedimentarios separados: el primero corresponde al Paleozoico Medio y Superior, el segundo comienza durante el Cretácico Medio, haciéndose regresivo durante el Terciario Inferior y el tercero se desarrolló durante el Terciario Superior y fue definitivo para la configuración de la Cuenca petrolífera en su estado actual (Figura 18). El proceso evolutivo de la Cuenca Petrolífera de Venezuela Oriental, según González de Juana et al., 1980; se describe a continuación:

### **3.2.1.- Devónico-Carbonífero (350-250 m. a.)**

Inicia con una sedimentación continental y marina somera de la Formación Hato Viejo y Carrizal cuya depresión presente es pericratónica, situada al borde septentrional del Cratón de Guayana. Esta sedimentación no ha sido encontrada en la parte sureste de la cuenca y se ha perforado en posición discordante sobre complejos ígneos-metamórficos precámbricos, en el borde suroeste, se desconoce su base en varias zonas en la región Centro-Oeste.

### **3.2.2.- Permo-Triásico (250-200 m. a.)**

Como consecuencia de la Orogénesis Herciniana se produjo el levantamiento del borde cratónico y retirada general de los mares hacia el norte y se inicia un largo período de erosión sobre la mayor parte de la cuenca, el cual se prolonga hacia el Triásico-Jurásico.

### **3.2.3.- Barremiense-Aptiense-Albiense (120-115 m. a.)**

Se inicia la transgresión cretácica dirigida de norte a sur y desarrollada sobre la penillanura precretácica. Se sedimenta la Formación Barranquín en el flanco norte de la serranía actual y disminuye la sedimentación marina hacia el flanco sur de la misma.

La sedimentación primitiva es seguida por calizas espesas y lutitas en el flanco norte que constituyen las formaciones Borracha y Chimana, con intercalaciones de caliza, arenisca y lutita en el flanco Sur de la Formación El Cantil. Las aguas se extienden hacia el sur, donde la sedimentación es predominantemente continental en la Formación Canoa.

#### **3.2.4.- Cenomaniense-Coniaciense (100-85 m. a.)**

La máxima cobertura marina ocurre durante este período, el desarrollo de ambientes euxínicos en el norte, con la depositación de la Formación Querecual. Hacia el sur se extienden ambiente marino costero, gradualmente más terrígenos hacia el extremo sur, más al norte y noroeste se encuentra la Formación Tigre, la cual presenta calizas fosilíferas del Miembro Infante.

#### **3.2.5.- Santoniense-Maastrichtiense (85-65 m. a.)**

Se depositó la Formación San Antonio. En la región sureste comienza la regresión marcada por las areniscas masivas de la Formación San Juan. La Orogénesis del final del Cretácico, probablemente durante el Campaniense, fenómeno tectotermales de importancia afectaron las rocas mesozoicas al norte de las costas actuales de Venezuela Central y Oriental, produciendo metamorfismo regional. Hacia el final del Cretácico las masas metamórficas fueron levantadas como arcos de islas y cordillera.

#### **3.2.7.- Paleoceno-Eoceno Medio (65-45 m.a.)**

Comienza el movimiento de las masas metamórficas hacia el sur, con el consiguiente empuje sobre la secuencia sedimentada en el borde cratónico, integrada por la columna cretácica; grupos Sucre y Guayuta y la sedimentación del Terciario Inferior. En este periodo la cuenca muestra una sedimentación de plataforma en el borde meridional, talud continental cerca de Casanay, estado Sucre, y un surco turbidítico profundo al norte de la actual costa venezolana.

#### **3.2.8.- Eoceno Superior-Oligoceno Temprano (45-25 m.a.)**

Está caracterizado por el hiatus post Eoceno Medio y por el levantamiento en la parte norte de la cuenca. Se produce sedimentación transgresiva en Guárico de la Formación Pascua, seguida de un cuerpo lutítico de aguas marinas someras y tranquilas de la Formación Roblecito. La

transgresión progresa hacia el este y en la región de Barcelona, el hiatus y transgresión mencionadas se encuentran en la Formación Caratas y por debajo de la Formación Los Jabillos, del Oligoceno Medio. Hacia el sur se extiende al oeste la sedimentación arenoso-parálica de la Pascua y al este la de las formaciones los Jabillos, Areo y Naricual, agrupadas en la Formación Merecure, por debajo de la cual desaparece por acuñamiento los lentes lutíticos de Roblecito. Hacia el este se produce la sedimentación profunda de mar abierto, de la Formación Carapita.

### **3.2.9.- Oligoceno Tardío-Mioceno (25-5 m.a.)**

Ocurren cambios fundamentales en la Cuenca Oriental y en la distribución de los sedimentos. En la parte norte de Guárico, la sedimentación se hace predominantemente continental. Desde el flanco norte de la cuenca hacia el sur se observa gradación entre las formaciones Capiricual-Quiamare al norte y a la Formación Oficina al sur. El sistema deltáico de Oficina se extiende considerablemente hacia el sur y sureste hacia una línea cercana al curso actual del río Orinoco. Hacia el este la profundización de ambientes continúa determinando la sedimentación de Carapita. Durante este período el tectonismo adquiere especial importancia y se manifiesta con mayor intensidad en el flanco norte. La Serranía del Interior fue intensamente plegada y fallada por movimientos compresivos norte-sur, indicados por largos pliegues, asimetría, fuertes volcamientos hacia el sur y numerosas fallas de corrimiento. El flanco meridional de la cuenca refleja primordialmente efectos tensionales, indicados por fallas normales, con desplazamiento hacia el Cratón y otras hacia la cuenca.

En el flanco sur se sedimenta la Formación Freites, de ambientes marino somero; en el borde norte, los mares transgreden ligeramente sobre la superficie erosionada de Carapita depositándose la sedimentación marginal de la Formación La Pica.

### **3.3.0.- Plioceno- Pleistoceno (5-0,01 m.a.)**

Mientras los ambientes marinos continuaron retrocediendo hacia el este, durante el Plioceno, extensos ambientes fluvio-deltáicos se establecieron sobre una gran parte de la cuenca; en ellos se produce la sedimentación de la Formación Las Piedras. Hacia el oeste, y en el sur, esta formación recubre la sedimentación marina somera de la Formación Freites. Hacia el noreste se

encuentra por encima y transgresiva de la Formación La Pica. Al norte del Alto de Jusepín es transgresiva sobre la Formación Carapita y formaciones del Paleógeno; en la localidad del cruce del río Guayuta, la Formación Las Piedras se encuentra sobre el Cretácico, el equivalente lateral de esta formación, es la sedimentación marginal conglomerática de la Formación Quiriquire, en el área de Quiriquire, (Figura 18).

### 3.3.1.- Pleistoceno-Holoceno (0,01-0 m.a.)

El episodio final de esta evolución está representado por la Formación Mesa, de ambiente continental y su característica fisiográfica resaltante es la topografía de extensas mesas en Anzoátegui y Monagas. A grandes rasgos la Formación Mesa se debe a la intercalación coalescente de abanicos aluviales, sedimentos fluviales, deltaicos y pantanosos (González de Juana, et al., 1980).

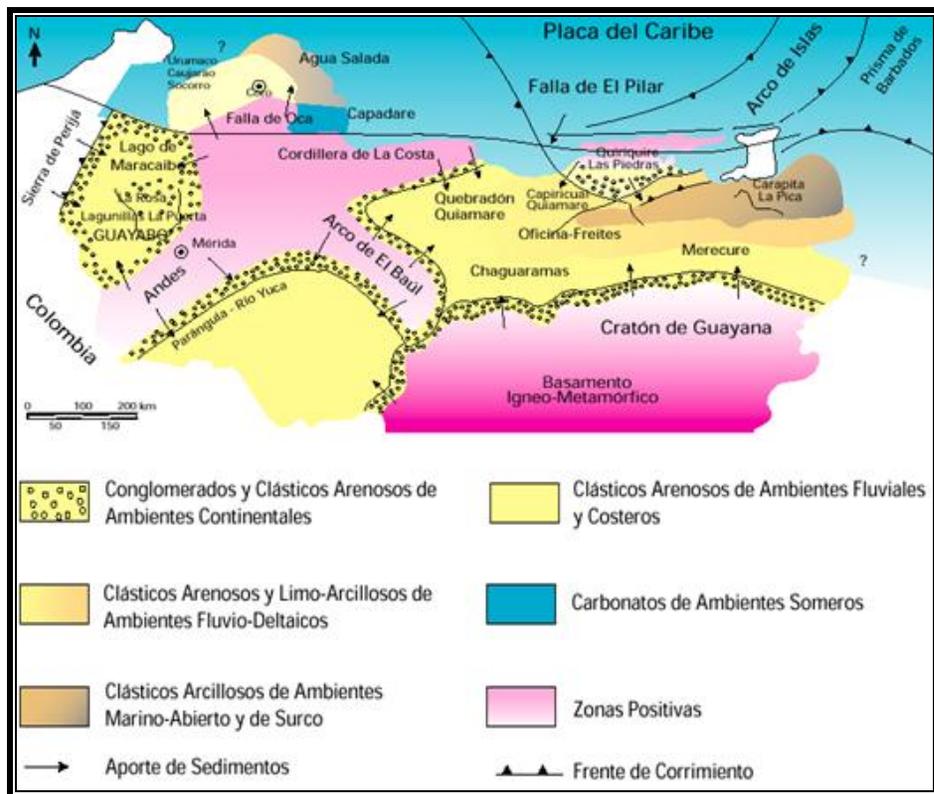


Figura 18. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela durante el Oligoceno-Mioceno-Plioceno. Las rocas yacimientos más importantes de Venezuela se depositaron en este período. (Modificado de Pérez de Mejía et, al., 1980 por Yoris y Ostos, 1997).

### 3.3.- Evolución tectónica de la Depresión Oriental de Venezuela

La Subcuenca de Maturín constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental de Venezuela. Comprende 80.000 km<sup>2</sup> y un ancho de 200 km aproximadamente en dirección norte-sur, y se extiende 400 km en dirección este-oeste. Es de forma alargada, asimétrica y posee una dirección N50°E, está limitada al sur por el Escudo de Guayana, al oeste por la falla de Urica, al norte por la Serranía del Interior y al este por la Plataforma Deltana y el Golfo de Paria.

Su origen de la Subcuenca de Maturín puede ser explicado por la sobrecarga de cabalgamientos encima del Escudo de Guayana, lo que generó diferencia en la compensación isostática produciendo el arqueamiento hacia el norte de la Placa Suramericana. En el bloque autóctono se encuentran dos provincias, una compresiva que abarca el área del norte de Monagas, donde se desarrolla un sistema de fallas inversas, corrimientos y cabalgamientos, y una extensiva que comprende el área mayor de Oficina. (Mendoza, 2001)

El proceso geodinámico asociado a la colisión de la Placa Caribe con la Placa Suramericana dio paso a una Cuenca de tipo “Cuenca Antepaís” a partir de un margen pasivo, lo cual dividió a la Subcuenca de Maturín en tres dominios estructurales:

1. **Bloque alóctono de Pirital:** está al norte y aflora en la Serranía del Interior Oriental. Su límite sur es el corrimiento de Pirital, que representa al rasgo estructural más importante del área. Este bloque representa el lado levantado del corrimiento de Pirital y está formado principalmente por rocas Cretácicas.
2. **Bloque Para-autóctono o cuenca “Antepaís”:** ubicado en la parte central, el cual está constituido por el área norte de Monagas y limitado al norte por el Corrimiento de Pirital y al sur por el corrimiento frontal. En este bloque predomina el régimen compresivo el cual está representado por una serie de imbricaciones frontales y corrimientos que se horizontalizan en profundidad.

3. **Bloque Autóctono:** equivalente a un monoclinal no deformado ubicado al sur y que está sobrecorrido por el frente de deformación (Prieto y Valdés, 1992) en González de Juana 1980. Representa una zona extensiva relacionada con la plataforma estable de la cuenca. Incluye un basamento Pre-Cámbrico ígneo-metamórfico y sedimentario Cretácico-Terciario de ambiente marino proximal. Tanto el basamento como la secuencia sedimentaria están afectadas por un tectonismo distensivo.

La historia tectono-sedimentaria de la subcuenca de Maturín permite entender el origen de las estructuras presente en el norte de Monagas. La geometría de los yacimientos del “trend” de El Furrial viene dado por las diferentes fases de deformación que afectaron la zona. Márquez et al., 2002, definieron ocho etapas de deformación en diferentes edades para la historia tectono-sedimentaria de la subcuenca de Maturín, estas son: Paleozoico, Triásico-Jurásico, Cretáceo-Paleógeno, Mioceno Temprano 1, Mioceno Temprano 2, Mioceno Medio, Mioceno Tardío y Plioceno Reciente, las cuales se describen a continuación:

Durante el Paleozoico, (Figura 19) el área de estudio posiblemente fue parte del margen activo de Mauritanides, representado por levantamientos y erosión de los sedimentos preexistentes. Los sedimentos depositados durante este periodo presentan grandes reservas de hidrocarburos en el norte de África.

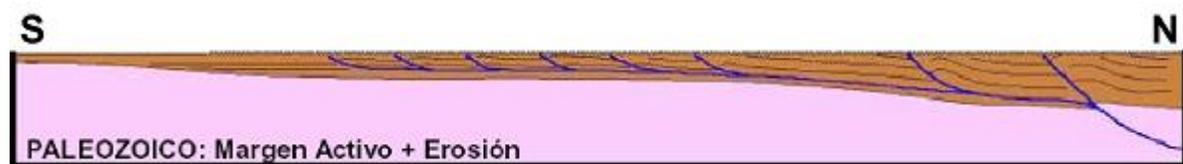


Figura 19. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Paleozoico. (Tomado de Márquez et al., 2002).

Durante el Triásico-Jurásico (Figura 20) con la apertura del Océano Atlántico norte, se formaron fallas normales en la dirección NO-SE dentro de una fase extensiva, tal como el graben de Espino. En el modelo regional de Audemard et al., 2000, la falla de ProtoPiritital actúa como una falla normal importante, creando así un graben Jurásico hacia al norte y un acuñaamiento hacia al sur. Apertura oceánica presentando un régimen extensivo.

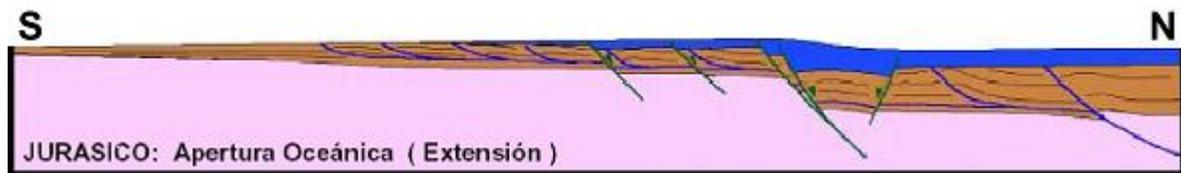


Figura 20. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Triásico-Jurásico.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

Durante el Cretáceo-Paleógeno (Figura 21) no hay actividad tectónica y se presenta una fase de tranquilidad como consecuencia de que el área fue parte del margen pasivo Atlántico. Se presenta una sedimentación continua que con las fases posteriores fue deformada (Figura 19) Las rocas paleógenas están presentes en toda la sección y hacia el sur se acuñan.

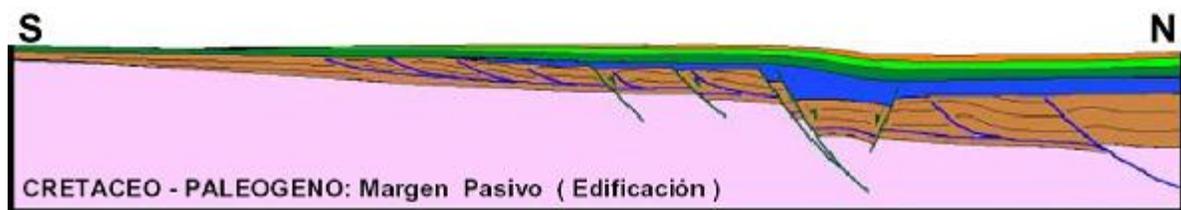


Figura 21. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Cretáceo-Paleoceno.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

En el Mioceno Temprano (Figura 22) se interpreta un cambio importante debido a que el margen pasivo se involucra con la deformación compresiva del margen activo Caribeño. La cuenca experimenta una tectónica compresional de piel delgada, que no involucra basamento, solo involucra hasta sedimentos de edad Cretáceo, incluyendo la base del Cretáceo y sedimento mas jóvenes.

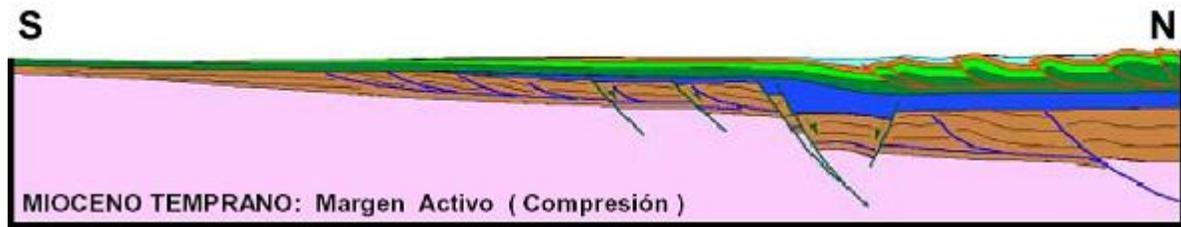


Figura 22. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno Temprano.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

Durante el Mioceno Medio (Figura 23) continúa la deformación compresiva, que a diferencia de la anterior involucra al basamento. Las fallas son de alto ángulo, tal como la falla de Pirital, y se observa el levantamiento de la Serranía del Interior. Los niveles de despegues están en los niveles de corteza y se forma una cuenca antepaís con una sedimentación importante.

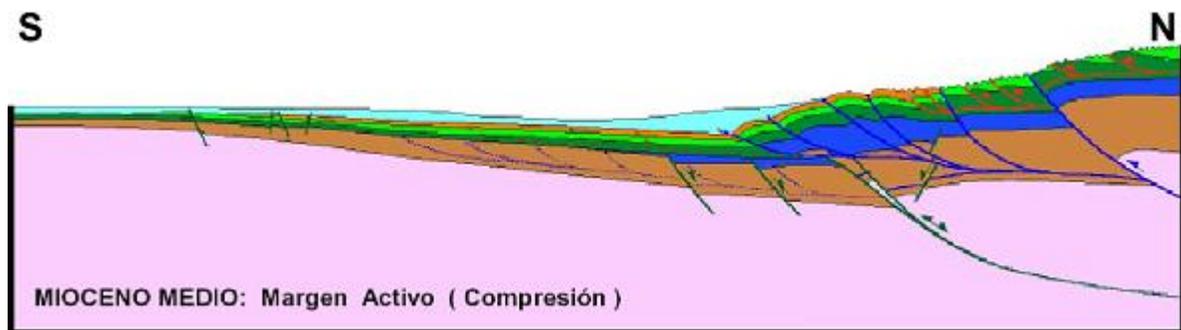


Figura 23. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno Medio.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

Durante la segunda etapa del Mioceno Medio (Figura 24) continúa la deformación compresiva, con la reactivación de las fallas de bajo y alto ángulo levantado y transportado la Serranía del Interior más al sur, formando una segunda cuenca antepaís. Esta segunda cuenca esta sobrepuesta a la anterior y su depocentro se observa más al sur. Esta fase de deformación es responsable de la generación de la estructura de El Furrial con fallas de bajo ángulo, y al mismo tiempo ocasiona un nuevo movimiento de la falla de Pirital. Los niveles de despegue están presentes al nivel del Cretáceo Temprano, de la corteza y de la Formación Carapita.

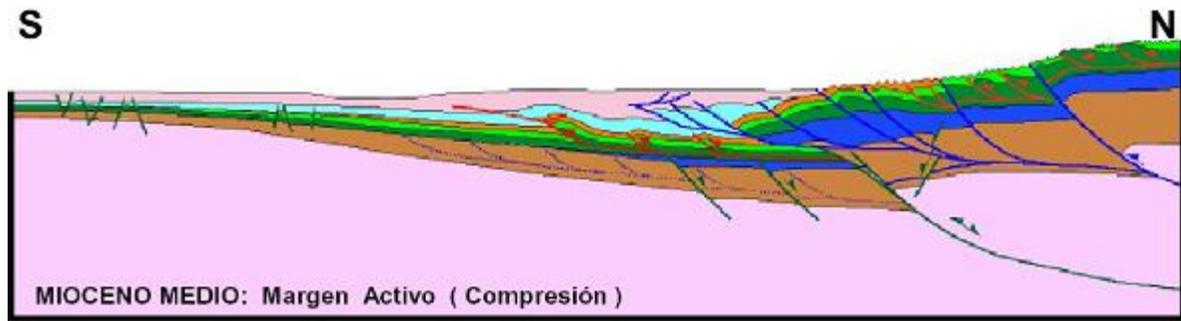


Figura 24. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno Medio.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

La penúltima etapa de deformación es de edad Mioceno Tardío (Figura 25), la cual es la continuación de la fase compresiva existente desde el Mioceno Inferior. Se forma una tercera cuenca antepaís, pero con menos importancia, sin embargo se forma la cuenca “Piggy Back” se sedimenta la Formación Morichito debido al movimiento de la falla de Pirital y varios retrocorrimientos. Los dos principales corrimientos están ya presentes como el corrimiento de El Furrial y de Pirital. En el frente de deformación se observan varias fallas normales listricas con un despegue al nivel de la segunda cuenca antepaís (Márquez et al., 2002).

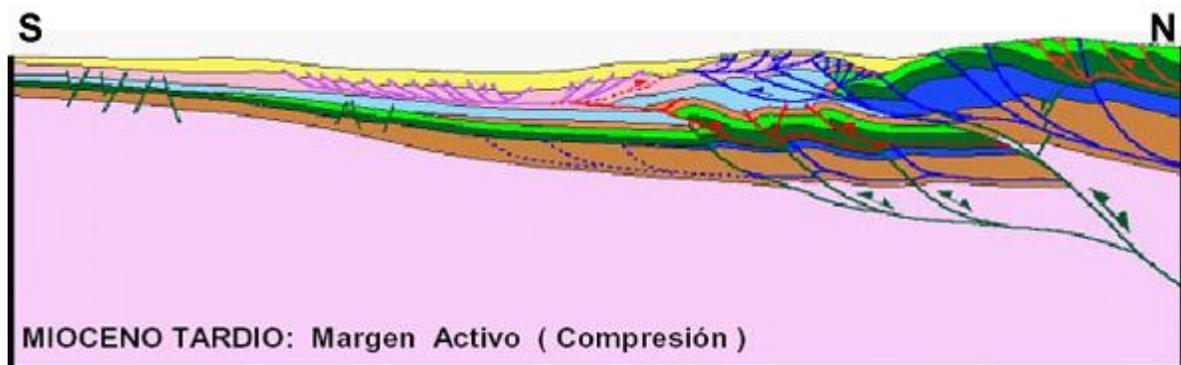


Figura 25. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Mioceno Tardío.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

La última etapa de deformación es de edad Plioceno-Reciente (Figura 26), principalmente es el relleno de la cuenca con sedimentos molásicos. Se observa la continuación de la deformación de los corrimientos profundos al nivel del Paleozoico, creando varias estructuras por debajo de

las fallas listricas y se observa la creación de una zona triangular al frente de la deformación de El Furrial (Márquez et al., 2002).

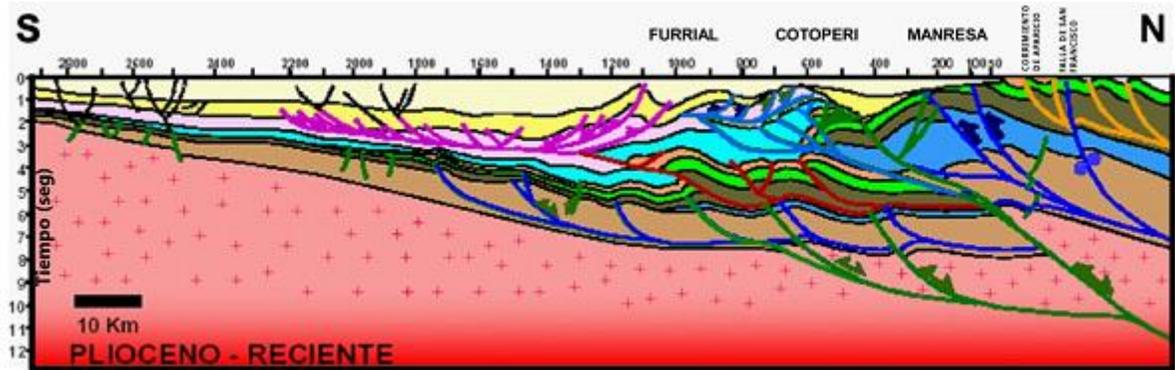


Figura 26. Evolución tectónica de la Subcuenca de Maturín durante el Plioceno-Reciente.  
(Tomado de Márquez et al., 2002).

En base en la interpretación estructural en profundidad (Márquez et al., 2002), dos líneas sísmicas balanceadas y los trabajos sedimentológicos (Guzmán, et al, 2001 y 2002) propuso, aún cuando el control de las edades es impreciso, algunas modificaciones dentro de la historia tectono-sedimentaria (Figura 22), como se mencionan a continuación:

- Las primeras dos etapas de deformación no se consideran debido a que no se tiene información.
- Existen dos cambios importantes durante el Cretáceo: primero el cambio mineralógico entre la unidad K1 y K2 debido al cambio de las fuentes de sedimentos; y segundo la erosión existente entre el Cretáceo (K1) y el Paleoceno (T1), posiblemente debido a un levantamiento tectónico.
- Después se interpreta una cuenca restringida durante la secuencia T1 representada por las capas condensadas de glauconita, con poca actividad tectónica en el norte de Monagas.
- Durante el Oligoceno Temprano hay el levantamiento del mega-anticlinal en el lado oeste posiblemente causado por tectonismo, debido a que se observa una erosión las rocas paleógenas y cretáceas en toda el área y con mayor intensidad en el Campo Santa Bárbara (Guzmán, et al, 2002).

- Durante la depositación de las secuencias T2-T6 posiblemente se presentan fallas normales con sus respectivas fallas conjugadas.
- Una parte de la Formación Carapita es pretectónica ésta se depositó en toda la Subcuenca de Maturín (Bloque Autóctono y Parautóctono) de edad Mioceno Temprano.
- El corrimiento de El Furrial, Carito y Santa Bárbara se activa durante la sedimentación de la Formación Carapita sin tectónica y forma el mega-anticlinal de dirección N70E antes de la deformación del bloque de Pirital, posiblemente de edad Mioceno Medio.
- La estructura de Pirital es de bajo ángulo y existe dos corrimientos (Pirital y PrePirital). El corrimiento PrePirital es de edad Mioceno Medio y Tardío y el corrimiento de Pirital es de edad Plio-Pleistoceno.
- La estructura de Pirital se encuentra fuera de secuencia, despegando desde los niveles más profundos y cortando a las estructuras anteriores como el mega-anticlinal de El Furrial, Carito y Santa Bárbara.
- La deformación de Pirital es activa hoy en día en las cercanías de la estructuración de Urica, no obstante hacia al este parece ser menos pronunciada y se observa que los alineamientos del anticlinal de Tonoro fueron deformados recientemente.
- La dirección de la estructura de El Furrial, Carito y Santa Bárbara es diferente a la estructura de Pirital, lo que se evidencia en los ejes de los sinclinales.

### **3.4.- Sistema petrolífero en la subcuenca de Maturín**

La subcuenca de Maturín constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental de Venezuela. Podría afirmarse que la deformación estructural y los acunamientos de las unidades estratigráficas hacia el sur, definen dos dominios operacionales: uno al norte y otro al sur del Corrimiento de Pirital. En la Serranía del Interior la roca madre principal se encuentra representada por el Grupo Guayuta, particularmente la Formación Querecual, la cual llega a tener más del doble del espesor de su equivalente en la Formación La Luna de Venezuela Occidental, con similares características de roca madre. Debido al espesor considerable de la secuencia Neógena en el flanco norte de la Subcuenca, no se puede establecer con claridad

cómo se produce el cambio lateral de las unidades Cretácicas hacia el Grupo Templador del flanco sur. Para los campos del norte de Monagas, la roca madre por excelencia pudo haber sido Cretácica (Grupo Guayuta), aunque no se descarta el aporte de secuencias más jóvenes, con materia orgánica de afinidad continental. González de Juana et al., (1980).

Los principales sistemas petroleros de la Subcuenca de Maturín son: (1) Guayuta- Oficina y (2) Guayuta-Carapita. El primero de ellos se relaciona con los campos del flanco sur de la Subcuenca de Maturín e incluye las formaciones Querecual y San Antonio (Grupo Guayuta) del Cretácico Superior como rocas madres principales, las cuales son cargadas litostáticamente (estratigráfica y tectónicamente) hasta nuestros días. El yacimiento principal está constituido por las unidades Oligo-Miocenas como Merecure, Oficina y Freites; el sello principal son las formaciones Oficina y Freites, con formación de la trampa durante la deformación del Oligoceno Tardío hasta el presente (Yoris y Ostos, 1997).

El segundo sistema, Guayuta-Carapita, se refiere al flanco norte de la Subcuenca de Maturín involucra una mayor heterogeneidad de yacimientos y sellos, con una generación más joven que para el primer sistema. Tanto la generación y migración, como la formación de trampa son Oligoceno Tardío presente, con un momento crítico actual. Los sellos importantes son las formaciones Vidoño, Areo y Carapita, con menor importancia para las unidades molásicas, como Morichito, Las Piedras y Quiriquire. Los yacimientos se encuentran en las formaciones San Juan, Caratas, Los Jabillos, Merecure (“Naricual” del subsuelo), Carapita, La Pica, Las Piedras y Quiriquire (Yoris y Ostos, 1997).

Los campos principales del área son Jusepín, Santa Bárbara, Mulata/Carito y El Furrial, productores de crudos livianos; Orocuá y Manresa, de crudos medianos a pesados (Formación Las Piedras) y, hacia el Delta Amacuro, el campo de Pedernales (Pesado/mediano, Formación La Pica). Los yacimientos de Pedernales y las “Arenas de Naricual” de los campos Carito Central y El Furrial, se diferencian por la capa de gas de gran magnitud presente en el primero.

### **3.5.- Estratigrafía Regional**

El área norte de Monagas se caracteriza por una columna litoestratigráfica que está conformada por sedimentos que van desde una edad Cretácica hasta el Plio-Pleistoceno con un espesor aproximado de 17.000 pies. A continuación se presentan las formaciones características del área y la composición litológica de la misma.

#### **3.5.1.- Formación Querecual (Albiense Tardío-Santoniense)**

La localidad tipo de la Formación Querecual se encuentra, en Anzoátegui nororiental, en el Río Querecual a 250 metros de distancia aguas arriba y 600 metros aguas abajo del El Paso Hediondo, sus afloramientos abarcan toda la Serranía del Interior en Venezuela Nororiental, es uniforme en cuanto a su espesor, en la sección tipo el espesor es de 700 metros. Litológicamente la Formación Querecual esta compuesta de calizas arcillosas con estratificación delgada y laminadas, y lutitas calcáreas. Esta en contacto superior concordante y transicional con la Formación San Antonio, especialmente cuando la Formación San Antonio es predominantemente Ftanítica. En su sección tipo, este contacto se coloca por debajo de la primera capa de arenisca continua de la Formación San Antonio suprayacente; la característica principal de diferenciación entre ambas formaciones, es el aumento en la proporción de areniscas y capas de ftanita negra, característicos de la Formación San Antonio; no obstante, en numerosos sitios de la Serranía del Interior, no es posible establecer una clara distinción entre ambas unidades.

El ambiente de sedimentación de la formación es marino (oceánico) euxínico y profundo. Esta formación corresponde a la roca madre por excelencia de los hidrocarburos de la Cuenca Oriental de Venezuela (L.E.V., 1997)

#### **3.5.2.- Formación San Antonio (Cretácico Tardío)**

La Formación San Antonio tiene su localidad tipo en río Querecual, Anzoátegui nororiental, entre los puntos situados a 600 metros aguas abajo desde Paso Hediondo y a 150 metros aguas arriba desde Paso Santa Anita. Litológicamente la formación consiste esencialmente de calizas, lutitas negras y capas de areniscas duras. El contacto de la Formación San Antonio con la

Formación Querecual es infrayacente, transicional y se coloca en la capa inferior extrema de arenisca. El contacto con la Formación San Juan, es suprayacente y transicional, basado en el cambio ascendente areniscas muy resistentes en capas gruesas, con escasos intervalos delgados de lutitas.

El ambiente sedimentario de la formación es transicional entre el ambiente euxínico de la Formación Querecual y el ambiente oxigenado de La Formación San Juan (L.E.V., 1997).

### **3.5.3.- Formación San Juan (Maastrichtiense Tardío)**

Tiene su localidad tipo en la quebrada San Juan, afluente de la margen derecha del río Querecual, entre un punto situado a 150 m aguas arriba del paso de Santa Anita y la boca de la quebrada San Juan, al suroeste de la población de Bergantín, estado Anzoátegui. La Formación San Juan, se compone litológicamente de capas de areniscas de 0,3 a 1 m de espesor intercaladas con capas de lutitas y limolitas negras. La formación alcanza un espesor de 112 m en la sección tipo, incluyendo los afloramientos de la desembocadura de la quebrada San Juan. La formación posee forma prismática y presenta transición lateral a unidades pelíticas en todas direcciones, el contacto inferior es concordante pero abrupto, con las limolitas negras de la Formación San Antonio infrayacente. Su contacto superior es gradacional a las pelitas negras de la Formación Vidoño suprayacente.

El ambiente de sedimentación es de origen fluvial a marino somero, regresivo con ambientes litorales-costeros (L.E.V. 1997).

### **3.5.4.- Formación Merecure (Oligoceno-Mioceno Temprano)**

La Formación Merecure representa una de las unidades con mayor potencial de unidades productoras de hidrocarburos en la Cuenca Oriental de Venezuela. Tiene su localidad tipo en la región de Anaco, estado Anzoátegui, con un espesor máximo de 520 m (1900 pies). La formación se adelgaza hacia el sur hasta acunarse por debajo de la Formación Oficina, en los límites sur del Área Mayor de Oficina. La Formación Merecure, en el noreste de Anzoátegui, subyace concordantemente a las formaciones Oficina y discordantemente a la Formación Las

Piedras. El contacto inferior de la unidad, a pesar de la aparente concordancia sobre la Formación Caratas, representa un hiatus.

Litológicamente la Formación Merecure se compone de más del 50 % de areniscas, de color gris claro a oscuro, masivas, mal estratificadas y muy lenticulares, duras, de grano fino a grueso, incluso conglomeráticas, con estratificación cruzada y gran variabilidad en la porosidad y la permeabilidad. Las areniscas se intercalan con láminas e intervalos delgados de lutitas de color gris oscuro a negro, carbonáceas, algunas arcillitas y ocasionalmente lignitos.

Arnstein, et al. (1985) proponen para la Formación Merecure una edad Mioceno Medio hacia el flanco sur de la subcuenca de Maturín, mientras que hacia el noreste plantean una edad Oligoceno. En el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1970) se asigna una edad Oligoceno a Mioceno Temprano.

El ambiente de sedimentación de la formación ocurrió en aguas dulces a salobres (Tomado del L.E.V, 1997, Formación Merecure).

### **3.5.5.- Formación Naricual (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano)**

La Formación Naricual se encuentra en las cercanías de Naricual, pueblo minero de carbón; la sección tipo aflora bien en el valle del río Naricual, en las minas y en las carreteras del área, con un espesor en la localidad tipo de 1.860 a 2.012 m, la formación aumenta su espesor hacia el noroeste. Litológicamente la formación se compone de un tramo de lutitas carbonosas, lutitas arenosas y areniscas. Las areniscas son típicamente masivas. La Formación Naricual se encuentra en contacto bruscamente transicional, vertical y lateralmente, con las formaciones Areo, Carapita y Capiricual y en contacto superior transicional con la Formación Capaya. En base a relaciones estratigráficas con formaciones fosilíferas adyacentes, Naricual se sitúa en el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano.

El ambiente sedimentario es de una fase regresiva en aguas dulces a muy salobres, relacionado a un sistema deltáico grande o una región amplia de tierra bajas pantanosas, con una fuente de

sedimentos en el Escudo de Guayana para Naricual y una fuente hacia el norte de terrenos en levantamiento para las unidades fanáticas sobreyacentes.

La formación contiene enormes reservas de hidrocarburos en los campos profundos del norte de Anzoátegui-Monagas y es también un importante productor de carbón en la localidad tipo y en Guárico. (L.E.V 1997)

### **3.5.6.- Formación Carapita (Oligoceno-Mioceno)**

Tiene su localidad tipo en Quebrada Carapita, tributaria del río Querecual, entre 2 y 5 km, al norte de Santa Inés, distrito Libertador, estado Anzoátegui. La Formación Carapita consiste casi exclusivamente de lutitas de color gris oscuro a negro, macizas, a menudo lustrosas, en general calcáreas y con un alto contenido de foraminíferos. Localmente pueden ser piríticas o glauconíticas. El espesor original de la formación en la mayor parte de la cuenca, oscila entre 4.500 y 6.000 m. El contacto inferior, hacia el oeste, las lutitas de la formación son concordantes, con un contacto diacrónico y transicional, sobre las formaciones Naricual y Capaya, hacia el este, suprayacen concordantemente a las lutitas y limolitas de la Formación Areo, aunque localmente puede ser discordante. A lo largo del flanco norte de la cuenca, el tope de la Formación Carapita está truncado, e infrayace con fuerte discordancia a la Formación La Pica, o a la Formación Las Piedras más al norte.

El ambiente de sedimentación de la Formación Carapita fue extensión de facies marinas profundas que pasan lateralmente hacia los bordes de la cuenca, a facies marinas someras y marginales, con discordancias intraformacionales en el flanco norte. Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V 1997).

## CAPITULO IV

### 4.- METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta la metodología utilizada para generar el modelo sedimentológico – estratigráfico de la sección Oligoceno – Mioceno Temprano (Formación Merecure superior) del Campo Travi, norte de Monagas, Sub-Cuenca de Maturín. Esta metodología permitió desarrollar cada uno de los objetivos trazados y generar las conclusiones respectivas. En la Figura 27 se muestra el flujograma de forma sistematizada, sintetizada y esquematizada de los pasos ejecutados durante el estudio.

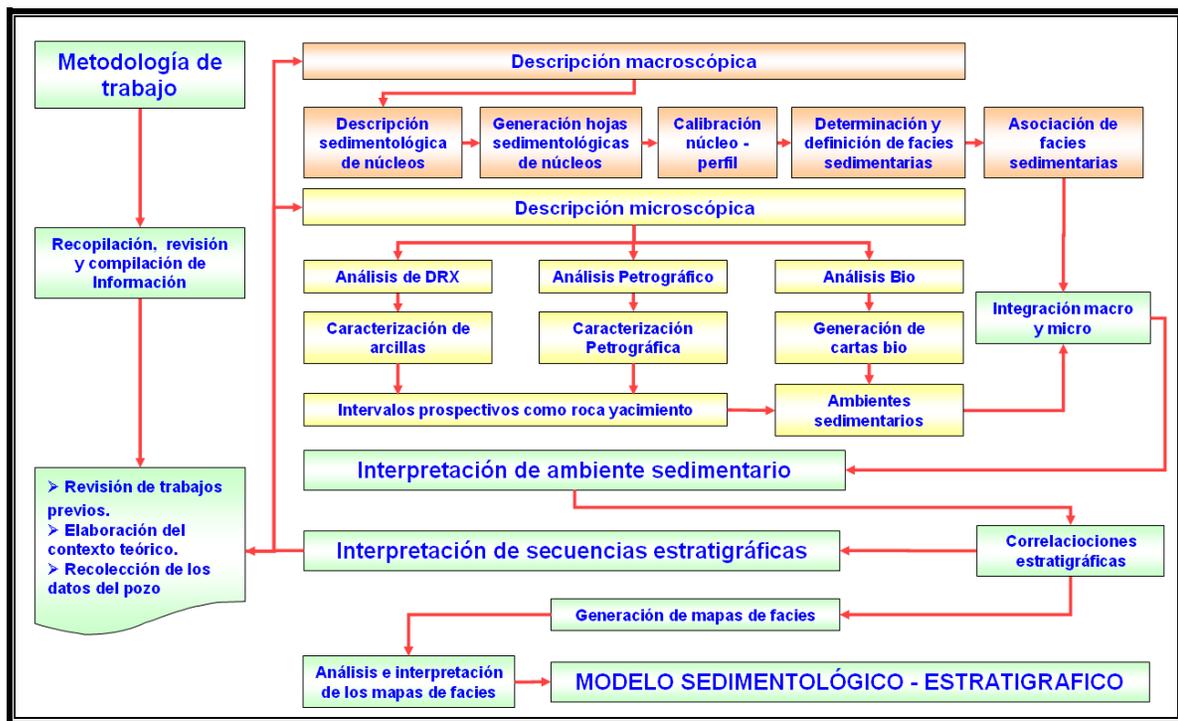


Figura 27. Esquema de la metodología utilizada para generar el modelo sedimentológico – estratigráfico del Campo Travi.

#### 4.1.- Revisión, recopilación y compilación de información

En el Campo Travi, a la fecha, sólo se han perforado siete pozos convencionales, de los cuales seis han sido exploratorios y solo uno de desarrollo. De estos siete pozos, solo se tomó núcleo de dos pozos (TRV-3 y TRV-4X), siendo el más completo el núcleo del TRV-3 que corto 316´ 09´´ de la Formación Merecure superior.

En vista de la poca información de núcleo que se tiene del Campo Travi, para realizar el modelo sedimentológico – estratigráfico se estudiaran pozos de los campos vecinos que han cortado la sección Oligoceno – Mioceno Temprano. Dentro de estos pozos se seleccionaron los siguientes: los pozos SBC-136, SBC-143 y SBC-51 del Campo Santa Bárbara y los pozos MUC-23, MUC-18 y MUC-11 del Campo Mulata.

Para el modelo sedimentológico - estratigráfico se realizó la descripción sedimentológica de núcleo de cuatro pozos. En el presente trabajo se estudiaron directamente los núcleos de los pozos TRV-3, TRV-4, SBC-136 y SBC-143, con la finalidad de validar las superficies mayores y eventos sedimentológicos de importancia. Para los pozos SBC-51, MUC-11, MUC-18, y MUC-23 se realizó una revisión de toda la información disponible, la cual fue procesada y reinterpretada para incorporarla al modelo.

La revisión de los núcleos se focalizó en la información sedimentológica clave para validar o identificar discontinuidades estratigráficas, por lo cual se prestó especial atención en el reconocimiento de tendencias en el patrón de apilamiento, presencia de carbones y paleosuelos, icnofacies *Glossifungites* y *Teredolites*, intensidad de la bioturbación, lutitas orgánicas, restos de conchas y contactos erosivos; así como su ubicación dentro del contexto estratigráfico.

## **4.2.- Descripción macroscópica**

Dentro de la descripción macroscópica se incluye la descripción sedimentológica de núcleos, la generación de las hojas sedimentológicas, la calibración núcleo – perfil, la determinación y definición de facies y, los análisis y asociación de facies, como sigue a continuación:

### **4.2.1.- Descripción sedimentológica de núcleos**

La descripción sedimentológica de los núcleos se realizó en la nucleoteca del Laboratorio Geológico El Chaure, ubicado en la ciudad de Puerto La Cruz, estado Anzoátegui y en la nucleoteca del Campo El Quince, Quiriquire, estado Anzoátegui. La actividad consistió en la descripción macroscópica de los núcleos de los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-136 y SBC-143 específicamente en los intervalos 18298' 09''-17982' 00'' (316' 09'' Pies), 20258' 00'' -

20162' 04'' (95' 08'' Pies), 19955'-19725' (230'00'') y 18816'00''-17512'00'' (603'00'') respectivamente (Figura 28).

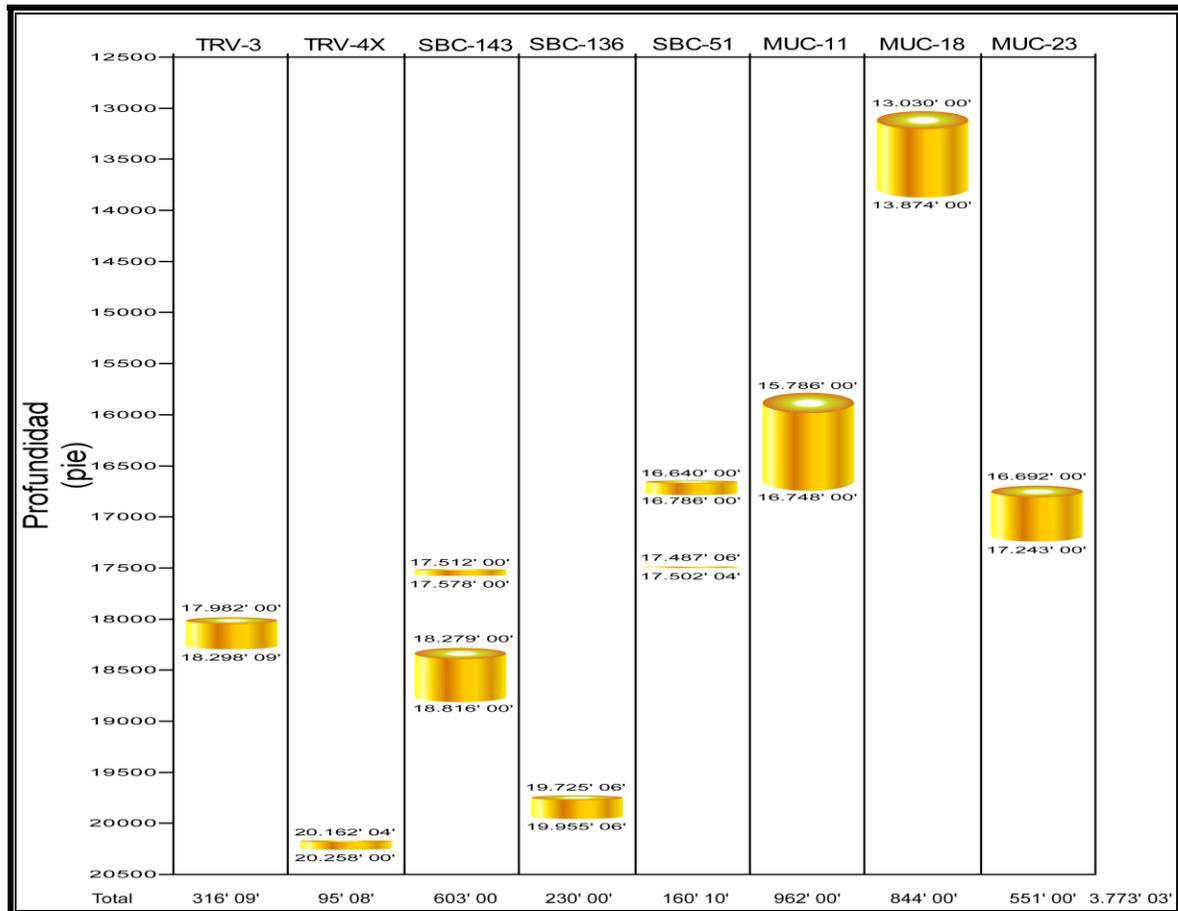


Figura 28. Ubicación en profundidad de los núcleos estudiados.

Para los núcleos descritos se identificaron características como: litología, granulometría, color, estructuras sedimentarias, grado de bioturbación, icnofósiles, macrofósiles, fracturas, impregnación de hidrocarburos, naturaleza de los contactos, accesorios litológicos, entre otros. En la descripción macroscópica de núcleos se usó una lupa petrográfica con luz reflejada “tipo bigote”, reglas graduadas y ácido clorhídrico.

La descripción de los núcleos se realizó siguiendo la metodología previamente definida por el grupo de trabajo del Campo Travi, usando formatos en papel, libretas, manuales de apoyo y PC portátil. En una libreta se dibujó la columna estratigráfica a una escala determinada. En

formatos en papel y en la libreta se realizó descripción muy específica y detallada, siendo la información realizada caja por caja, donde cada una de ellas se ubicó en la libreta para así poder conocer la profundidad exacta del núcleo en cualquier punto. En la descripción se consideraron los siguientes aspectos:

- Identificación del pozo y de cada uno de los núcleos.
- Profundidad del núcleo por caja.
- Intervalos no recuperados.
- Las descripciones sedimentológica de los núcleos se redactaron de base a tope, en estilo telegrama y sin abreviaciones, en el siguiente orden:
  - Frase introductiva.
    - Facies y su relación estratigráfica.
  - Para cada facies.
    - Término de la facies (arenisca, lutita, limolita, etc.).
    - Calificativos, Componentes comunes (arcillosa, glauconítica, calcárea, etc.).
    - Textura (tamaño de grano, escogimiento, redondez, esfericidad).
    - Color fresco (lutitas limolitas y calizas).
    - Estratificación (cruzada planar, paralela planar, paralela ondulada, etc.).
    - Fósiles e Icnofósiles.
    - Estructuras sedimentarias.
    - Estructuras diagenéticas.
    - Contactos entre facies.
    - Minerales accesorios.
    - Estructuras tectónicas, fracturas.
    - Indicadores de hidrocarburos (apreciación visual).

Cabe destacar que la descripción debe realizarse lo más detallado posible, ya que de esta manera obtendremos la información necesaria para realizar las interpretaciones sobre los mecanismos sedimentarios y calidad de roca yacimiento. Por lo tanto, es importante realizar buenas observaciones que nos puedan ayudar posteriormente en la interpretación paleoambiental.

La toma de muestras en los intervalos de interés identificados a través de la descripción de núcleos, no se llevó a cabo en este estudio, sin embargo, se tomaron los resultados de estudios anteriores. Donde los análisis bioestratigráficos y de Difracción de Rayos X (mineralogía de arcillas fracción < 2 micras) fueron realizados con las muestras de los intervalos lutíticos y el resto de las muestras de los estratos seleccionados para análisis petrográficos.

#### **4.2.2.- Generación de hojas sedimentológicas**

En esta fase se procedió a la generación de columnas sedimentológicas de los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-136 y SBC-143, adicionalmente se generaron la de los pozos SBC-51, MUC-11 y MUC-23. En la columna sedimentológica se sintetiza y esquematiza la descripción macroscópica de los núcleos pertenecientes a los pozos mencionados, su integración con los análisis petrográficos, bioestratigráficos, de facies y asociación vertical de las mismas. En tal sentido, el formato de las hojas sedimentológicas contiene las siguientes características: Formación, edad, profundidad del registro Gamma Ray, registro Gamma Ray, profundidad de núcleo, litología gráfica, Core Gamma Ray, naturaleza de los contactos, estructuras sedimentarias, accesorios litológicos, icnofósiles, fósiles, facies sedimentarias, tamaño de grano, muestras petrográficas, muestras DRX, muestras bioestratigráficas, análisis convencionales, grado de bioturbación, impregnación de hidrocarburos, descripción, patrón de apilamiento, depósito sedimentario, ambiente sedimentario y la descripción de las facies.

#### **4.2.3.- Calibración núcleo – perfil**

Este fue el primer paso antes de comenzar la descripción de los núcleos. La calibración se realiza mediante la correlación del perfil de rayos gamma del pozo con el registro core-gamma, el cual se corre sobre el núcleo. Esta correlación arrojó una diferencia entre las profundidades anotadas para los núcleos durante la perforación (profundidad del perforador) y aquellas correspondientes al perfil de rayos gamma del pozo (profundidad del registro); esa diferencia fue ajustada, de manera de conocer la verdadera posición de los cuerpos sedimentarios descritos en los núcleos, y así poder utilizar la información obtenida para fines de correlación de facies y determinación del ambiente sedimentario. La calibración se realizó identificando en el perfil

cambios importantes de litología tales como: contactos arena/lutita, zonas de cementación calcárea (superficies de abandono) y paquetes de arena.

#### 4.2.4.- Determinación y definición de facies

La aplicación de la nomenclatura de facies sedimentarias está basada netamente en un sentido descriptivo y consistió en la asignación de un código a cada uno de los intervalos analizados. Dicho código fue establecido en función del tipo de litología, tamaño de granos, estructuras sedimentarias y accesorios litológicos, de acuerdo con la nomenclatura homologada de facies sedimentarias del norte de Monagas (Figura 29) definidas por Aróstegui, et al. (2001).

<b>Nomenclatura para la Definición de Facies Sedimentarias y Facies Norte de Monagas</b>			<b>Nomenclatura</b>	<b>Facies Norte de Monagas</b>
<b>LITOLOGÍA</b>	<b>CODIGO</b>	<b>SIGNIFICADO</b>	C	Carbonosa/carbón
	<b>A</b>	ARENISCA	P	Paleosuelo
	<b>L</b>	LUTITA	GL	Glauconíticas
	<b>C</b>	CARBÓN	L	Lutita
	<b>St</b>	LIMOLITA	ST	Limolita
	<b>GL</b>	GLAUCONITA	LF	Limolita/lutita con fragmentos de concha
<b>TAMAÑO DE GRANO</b>	<b>H</b>	HETEROLÍTICA	LB	Lutita
	<b>0</b>	grano fino a grueso	H	Heterolítico
	<b>1</b>	grano muy fino a fino	HB	Heterolítico bioturbado
	<b>2</b>	grano fino a medio	A0D	Arenisca con granos de cuarzo dispersos
	<b>3</b>	grano medio a grueso	A1L	Arenisca con laminaciones de
<b>ESTRUCTURA SEDIMENTARIA/ACCESORIOS</b>	<b>4</b>	grano grueso a conglomerático	A1R	Arenisca con rizaduras
	<b>B</b>	BIOTURBADA	A1H	Arenisca con estratificación Hummock
	<b>D</b>	GRANOS DISPERSOS	A2P	Arenisca con estratificación paralela
	<b>F</b>	FOSILIFERA	A3X	Arenisca con estratificación cruzada
	<b>G</b>	GRANOS ALINEADOS	A3G	Arenisca con granos de cuarzo dispuestos en laminas
	<b>H</b>	ESTRATIFICACION HUMMOCKY	A0F	Arenisca con fragmentos de concha
	<b>L</b>	LAMINADA	A0M	Arenisca masiva
	<b>M</b>	MASIVA	A0B	Arenisca bioturbada
	<b>P</b>	ESTRATIFICACIÓN/LAMINACIÓN PARALELA		
	<b>R</b>	RIZADURAS		
	<b>X</b>	ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR O FESTONEADA		
	<b>Md</b>	MUD DRAPES/DOBLE ROPAJE DE ARCILLA		

Figura 29. Nomenclatura para la definición de facies sedimentarias y facies del norte de Monagas (Tomado de Aróstegui et al. 2001).

#### **4.2.5.- Análisis y asociación de facies**

Las asociaciones de facies son un conjunto de facies que se encuentran genéticamente relacionadas y que nos indican un ambiente de sedimentación específico. Esto implica que a ciertas profundidades cambian progresivamente en una dirección específica (vertical o lateralmente) estas propiedades: la proporción de arena, el grado de bioturbación, tamaño de grano, etc.

La asociación vertical de facies se llevó a cabo relacionando las características sedimentológicas, paleontológicas y mineralógicas de las facies definidas. Dichas características son: litología, tendencias de afinamiento o engrosamiento al tope del ciclo, estructuras sedimentarias, accesorios litológicos, naturaleza de los contactos, icnofósiles, fósiles, grado de bioturbación, contenido de calcita y glauconita. La asociación de facies permitió la determinación de los patrones de apilamientos, depósitos y ambientes sedimentarios e intervalos prospectivos como roca yacimiento.

#### **4.3. Descripción microscópica**

Con el objeto de profundizar la información necesaria para caracterizar los núcleos, dentro de la descripción microscópica se incluye difracción de rayos X, petrografía y bioestratigrafía para las cuales se tomaron y procesaron muestras para los análisis en los diferentes laboratorios. Estos análisis se describen a continuación:

##### **4.3.1.- Análisis Petrográfico de secciones finas**

Consiste en identificar y cuantificar los principales elementos de la roca: granos, matriz, cemento y poro así como las características texturales (tamaño, escogimiento, redondez y contactos de los granos), procesos diagenéticos y minerales minoritarios o accesorios entre otros, mediante el uso de un microscopio de luz polarizada y una cámara fotográfica asociada para la toma de microfotografías.

Los resultados de los análisis petrográficos de secciones finas fueron realizados por los especialistas del personal de PDVSA-INTEVEP. Analizaron un total de 98 secciones finas

mediante el conteo de 300 puntos, de las cuales 70 muestras corresponden al pozo TRV-3 y 28 al pozo TRV-4X, presentadas en las tablas 1 y 2 respectivamente.

Para la clasificación de las rocas siliciclásticas tipo areniscas utilizaron la clasificación de Pettijohn et. al., 1987, como se observa en la Figura 30. Para la determinación de la madurez textural en las rocas tipo areniscas utilizaron el diagrama de Folk, 1980, que se muestra en la Figura 31.

Tabla 1. Secciones finas analizadas del núcleo TRV-3.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	17991'08"	15	18046'01"	29	18097'07"	43	18179'03"	57	18233'10"
2	17995'05"	16	18051'05"	30	18110'08"	44	18183'10"	58	18238'04"
3	17997'03"	17	18062'02"	31	18114'04"	45	18188'07"	59	18240'04"
4	18002'10"	18	18065'00"	32	18117'05"	46	18202'06"	60	18242'02"
5	18006'04"	19	18066'00"	33	18118'05"	47	18203'05"	61	18245'00"
6	18008'03"	20	18067'03"	34	18118'07"	48	18206'11"	62	18247'03"
7	18011'00"	21	18072'00"	35	18122'01"	49	18208'08"	63	18250'00"
8	18013'05"	22	18076'03"	36	18125'00"	50	18210'10"	64	18250'05"
9	18014'05"	23	18079'04"	37	18127'09"	51	18216'07"	65	18252'09"
10	18019'06"	24	18089'00"	38	18137'02"	52	18222'01"	66	18256'04"
11	18022'04"	25	18090'00"	39	18142'00"	53	18224'04"	67	18284'00"
12	18026'00"	26	18093'03"	40	18149'02"	54	18227'00"	68	18286'09"
13	18032'05"	27	18095'11"	41	18150'05"	55	18230'07"	69	18295'02"
14	18042'05"	28	18096'07"	42	18158'06"	56	18233'05"	70	18298'09"

Tabla 2. Secciones finas analizadas del núcleo TRV-4X.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	20162'08"	7	20173'08"	13	20194'00"	19	20216'08"	25	20240'09'
2	20163'06"	8	20187'08"	14	20196'02"	20	20217'09"	26	20242'00"
3	20165'07"	9	20188'05"	15	20199'00"	21	20236'03"	27	20243'03"
4	20168'03"	10	20189'00"	16	20201'09"	22	20237'09"	28	20257'09"
5	20169'09"	11	20190'02"	17	20203'00"	23	20238'04"		
6	20171'04"	12	20192'03"	18	20214'02"	24	20239'02"		

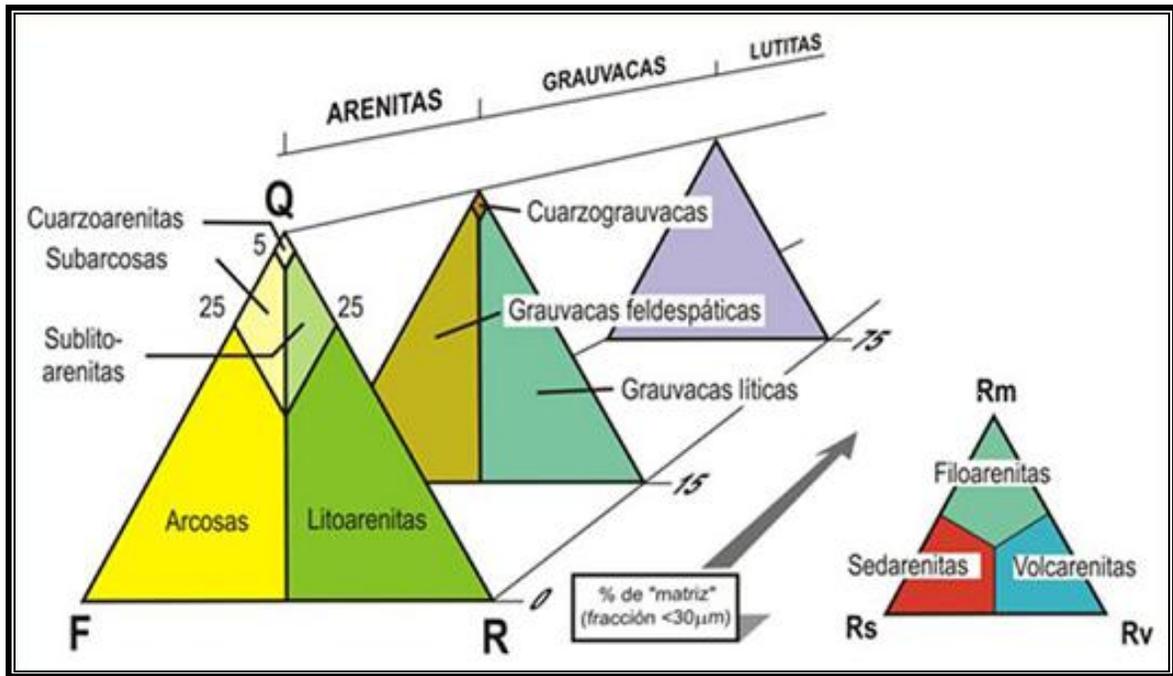


Figura 30. Clasificación de rocas tipo areniscas. Tomado de Pettijohn, Potter y Siever, 1987.

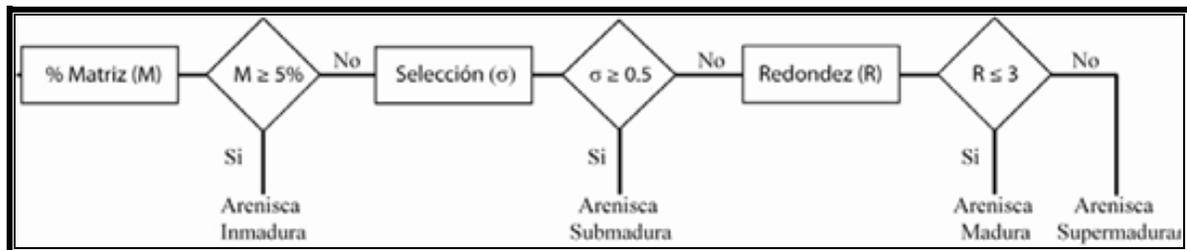


Figura 31. Diagrama de flujo para determinar la madurez textural en areniscas. Tomado de Folk, 1980.

#### 4.3.2.- Análisis Difracción de Rayos X (DRX)

Los análisis de difracción de Rayos X (DRX) Incluye los análisis de roca total (RT), donde se obtienen los componentes minerales principales de la roca en porcentaje y los análisis de fracción menor a 2 micras ( $< 2 \mu$ ), mediante el cual se identifica el tipo de arcilla presente en cada muestra en porcentaje.

Los resultados de los análisis de difracción de rayos X fueron realizados por los especialistas del personal de PDVSA-INTEVEP. Para el pozo TRV-3 analizaron 60 muestras de roca tipo

arenisca, la cual incluye análisis de roca total y fracción < 2 micras y 16 muestras de roca tipo lutita para roca total y análisis fracción < a 2 micras. En total 76 muestras representativas para el pozo TRV-3 como se muestra en las Tablas 3 y 4.

Para el Pozo TRV-4X analizaron 27 muestras de roca tipo areniscas ya que los núcleos recuperados carecen de rocas tipo lutitas. Abarcaron análisis tanto de roca total como fracción <2 micras. La Tabla 5 presenta las muestras analizadas para dicho pozo.

Tabla 3. Muestras de areniscas analizadas por DRX (roca total y fracción <2) del Pozo TRV-3.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	17991'08"	13	18042'05"	25	18097'07"	37	18183'10"	49	18233'05"
2	17995'05"	14	18046'01"	26	18110'08"	38	18188'07"	50	18238'04"
3	17997'03"	15	18051'05"	27	18114'04"	39	18193'03"	51	18242'02"
4	18002'10"	16	18062'02"	28	18117'05"	40	18203'05"	52	18245'00"
5	18006'04"	17	18065'00"	29	18122'01"	41	18205'02"	53	18247'03"
6	18011'00"	18	18067'03"	30	18125'00"	42	18206'11"	54	18250'00"
7	18013'05"	19	18072'00"	31	18128'02"	43	18208'08"	55	18252'09"
8	18014'05"	20	18076'03"	32	18137'02"	44	18210'10"	56	18256'04"
9	18019'06"	21	18079'04"	33	18142'00"	45	18216'07"	57	18284'00"
10	18022'04"	22	18089'00"	34	18149'02"	46	18221'08"	58	18286'09"
11	18026'00"	23	18093'03"	35	18152'10"	47	18227'00"	59	18295'02"
12	18032'05"	24	18095'11"	36	18158'06"	48	18230'07"	60	18298'09"

Tabla 4. Muestras de lutitas analizadas por DRX del Pozo TRV-3.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	17983'09"	5	18107'01"	8	18162'03"	11	18171'00"	14	18261'00"
2	17988'00"	6	18147'00"	9	18165'00"	12	18187'06"	15	18264'08"
3	18041'00"	7	18159'06"	10	18168'07"	13	18201'03"	16	18267'04"
4	18084'02"								

Tabla 5. Muestras de areniscas analizadas por DRX (roca total y fracción <2) del Pozo TRV-4X.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	20162'08"	7	20187'08"	13	20196'02"	19	20217'09"	25	20242'00"
2	20165'07"	8	20188'05"	14	20199'00"	20	20236'03"	26	20243'03"
3	20168'03"	9	20189'00"	15	20201'09"	21	20237'09"	27	20257'09"
4	20169'09"	10	20190'02"	16	20203'00"	22	20238'04"		
5	20171'04"	11	20192'03"	17	20214'02"	23	20239'02"		
6	20173'08"	12	20194'00"	18	20216'08"	24	20240'09"		

### 4.3.3.- Análisis Bioestratigráficos

Los análisis bioestratigráficos constituyen la herramienta principal para determinar la edad de la secuencia de rocas sedimentarias. El uso de los diferentes grupos fósiles permite incrementar la información a extraer de las muestras caracterizando los ambientes de deposición en función de la edad y paleobatimetría. Los foraminíferos y nanoplanton calcáreo permiten realizar inferencias relacionadas en paleoambientes de deposición y edad geológica, para sedimentos marinos. Los palinomorfos, a su vez, ayudan en la identificación de paleoambientes continentales a transicionales, además de proporcionar información sobre la edad geológica.

Los resultados de los análisis de bioestratigrafía fueron realizados por los especialistas, de cada una de las disciplinas, del personal de PDVSA-INTEVEP. Analizaron un total 16 muestras de lutitas correspondiente al núcleo del pozo TRV-3, como se muestra en la Tabla 6. Las 16 muestras fueron analizadas tanto en la disciplinas de palinología como en la de nanoplanton calcáreo y foraminíferos, con la finalidad de determinar la edad y contribuir con el marco cronoestratigráfico del área, así como para la determinación de paleoambientes, cuyos resultados se integran para la definición e interpretación de los depósitos y ambientes sedimentarios de la Formación Merecure en el Campo Travi.

Los núcleos del pozo TRV-4X no se recuperaron muestras de lutitas, por lo tanto, no realizaron este tipo de análisis.

Tabla 6. Muestras de roca tipo lutitas analizadas por bioestratigrafía (palinología, nanoplanton calcáreo y foraminíferos) del Pozo TRV-3.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	17983' 09"	5	18107' 01"	8	18162' 03"	11	18171' 00"	14	18261' 00"
2	17988' 00"	6	18147' 00"	9	18165' 00"	12	18187' 06"	15	18264' 08"
3	18041' 00"	7	18159' 06"	10	18168' 07"	13	18201' 03"	16	18267' 04"
4	18084' 02"								

#### 4.3.4.- Análisis convencionales

Para este estudio se tomaron en cuenta los análisis petrofísicos realizados a tapones de roca, específicamente los parámetros de porosidad total ( $\emptyset$ ) y permeabilidad al aire ( $K_a$ ), cuyos valores se obtuvieron en condiciones de sobrecarga (5000 y 7000 psi) para los núcleos de los pozos TRV-3 y TRV-4X.

Para el pozo TRV-3, los 17 tapones fueron tomados a las mismas profundidades de algunas de las secciones finas (Tabla 7) y analizados por la empresa IGIS (International Geological Integrated solutions C.A) y los análisis del pozo TRV-4X por la empresa Core Laboratories Venezuela, S.A., los cuales se muestran en la Tabla 8.

En función a los valores de porosidad total ( $\emptyset$ ) y permeabilidad al aire ( $K_a$ ) integrados con los resultados petrográficos y sedimentológicos permitieron determinar los intervalos prospectivos como roca yacimiento en la columna estudiada.

Tabla 7. Muestras de areniscas con análisis convencionales del núcleo TRV-3.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	18008' 03"	5	18118' 05"	9	18179' 03"	13	18224' 04"	17	18250' 05"
2	18022' 04"	6	18118' 07"	10	18202' 06"	14	18233' 10"		
3	18066' 00"	7	18127' 09"	11	18206' 11"	15	18240' 04"		
4	18096' 07"	8	18150' 05"	12	18222' 01"	16	18250' 00"		

Tabla 8. Muestras de areniscas con análisis convencionales del núcleo TRV-4X.

N°	Profundidad núcleo (Pies)								
1	20162' 07"	4	20169' 01"	7	20190' 02"	10	20198' 08"	13	20237' 08"
2	20164' 05"	5	20171' 05"	8	20193' 08"	11	20202' 09"	14	20239' 08"
3	20166' 09"	6	20174' 09"	9	20196' 08"	12	20218' 03"	15	20257' 02"

#### 4.4.- Interpretación de los depósitos y ambiente sedimentario integrados

La interpretación del ambiente sedimentario se realizó mediante los análisis de las asociaciones de facies descritas en los núcleos de los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-136, SBC-143, SBC-51, MUC-11, MUC-18 y MUC-23 conjuntamente con la integración de los datos petrográficos y

bioestratigráficos, en relación con los cambios observados en la abundancia y composición del conjunto fósil y la comparación con los modelos conceptuales obtenidos en ambientes recientes, es lo que permite establecer analogías y por lo tanto interpretar el ambiente sedimentario responsable del origen de la secuencia estudiada.

#### **4.5.- Estratigrafía secuencial**

La nomenclatura en este estudio está basada en estratigrafía por secuencias delimitadas por discordancias, según el esquema establecido por Mitchum et al. (1977), Mitchum y Vail (1977), Vail (1987) y Van Wagoner et al. (1988). Este esquema de secuencias permite, entre otras ventajas, reconocer los eventos estratigráficos mayores que controlan la distribución espacial y temporal de los yacimientos y sellos, y la compartimentalización de los mismos.

Este esquema de secuencias resulta de la integración de todos los análisis bioestratigráficos y sedimentológicos, y de los patrones de apilamiento en los perfiles de pozos, y de la correlación en el área del Campo Travi. Una secuencia es “una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente conformable de estratos relacionados genéticamente, delimitada en el tope y la base por discordancias o sus conformidades correlativas” (Mitchum et al., 1977).

El método es aceptado actualmente como el más efectivo para construir el marco cronoestratigráfico de cualquier cuenca, y para correlacionar y cartografiar sistemas sedimentarios. En tal sentido es la herramienta más adecuada para disminuir la incertidumbre en la distribución areal y vertical de rocas reservorio y sellos, y por ende en el cartografiado más eficiente de las superficies que imparten la compartimentalización vertical a los yacimientos (Guzmán et al., 2001).

#### **4.6.- Correlaciones estratigráficas**

Se procedió a realizar un mallado de secciones en el mapa base, estableciendo cinco secciones estratigráficas, cuatro secciones en dirección NO-SE y una orientada en dirección NE-SO, a escala 1:20.000, con el propósito de definir los ejes de los depocentros tanto transversales como longitudinales.

Con base en las secuencias de segundo orden (2°) y tercer orden (3°) establecidas en el Proyecto Integrado Norte de Monagas (PINM, 2001); se realizó la interpretación y validación del modelo estratigráfico regional, incorporando al área de Travi.

Este estudio se centra en la fase productora del Campo Travi, específicamente en la secuencia de segundo orden T6 conformada a su vez por cinco secuencias de tercer orden desde la T6-E hasta la T6-A. Corresponde desde el punto de vista operacional a las unidades NAR-1, NAR-2 y parte superior de NAR-3, que integran la parte superior de la Formación Naricual, actualmente Formación Merecure.

Luego, se procedió a realizar la correlación estratigráfica o extrapolación de estas parasecuencias al resto de los pozos estudiados en el área del Campo Travi y campos vecinos. Esta correlación se efectúa relacionando por medio de líneas los eventos que están por encima y por debajo de estas secuencias principales. La correlación estratigráfica fue realizada extrapolando la información de los núcleos de los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-51, SBC-136, SBC-143, MUC-11 y MUC-23 a los pozos vecinos e interpretando las facies de los registros con el propósito de definir los cambios laterales de facies y su distribución.

Para la determinación de las diferentes litologías se utilizaron registros Gamma Ray (GR) en combinación con inducción eléctrica (ILD o ILM). Para la identificación de paleosuelos y capas de carbón se utilizaron los perfiles de densidad RHOB. Otro perfil utilizado en los pozos con núcleos fue el core gamma.

#### **4.7.- Generación de mapas de facies o mapas de tendencia**

El producto más importante de un modelo sedimentológico-estratigráfico, es la presentación de los mapas de tendencias de los principales intervalos estratigráficos. En algunos casos los intervalos más representativos lo constituyen los sistemas sedimentarios de cada una de las secuencias. En este estudio, estos sistemas sedimentarios se subdividieron en unidades o secuencias. En total se construyeron cuatro según la siguiente metodología:

- Identificación y exclusión de los pozos fallados o anómalos dentro del intervalo del mapa para evitar distorsiones producidas por efectos estructurales.
- Construcción de mapas isópacos de espesor total, los cuales permiten delimitar los principales depocentros y límites de compartimientos.
- Incorporación de las facies interpretada de los registros eléctricos (“log signatures”), para guiar el proceso de interpretación en ausencia de datos de arena neta o relación arena /lutita.
- Interpretación de tendencias, ejes de sedimentación, datos paleobatimétricos, sedimentológicos y sistemas sedimentarios (Guzmán et al., 2001).
- Interpretación de facies sedimentarias por pozo y relación porcentual de cada una de las facies.

## CAPITULO IV

### 5.- ANÁLISIS DE RESULTADOS

#### 5.1.- Determinación de facies sedimentarias

Para la determinación de facies sedimentarias de acuerdo a la descripción litológica en los núcleos, perteneciente a los pozos TRV-3, TRV-4X, SBC-143, SBC-136, SBC-51, MUC-11, MUC-18 y MUC-23 se utilizó la nomenclatura homologada de facies sedimentarias del norte de Monagas, definidas previamente por Aróstegui, et al., (2001). Por esta razón los nombres de las facies, en los diferentes campos del norte de Monagas, son idénticos, con el objeto de mantener una nomenclatura coherente dentro de la misma secuencia sedimentaria.

En la sección de estudio, Campo Travi, se definieron 15 facies a partir de las características físicas, químicas y biológicas observadas en los núcleos descritos. Estas facies corresponden a:

- 10 facies arenosas, de las cuales
  - Dos facies masivas (A1M, A2M),
  - Dos facies masivas, ambas bioturbadas (A1MB, A2MB),
  - Tres facies presentaron estratificación cruzada planar (A1X, A2X, A3X),
  - Dos facies presentaron estratificación paralela planar (A1P, A2P) y
  - Una facies presentó estratificación paralela planar y bioturbaciones (A1PB);
- Una facies de secuencia heterolítica bioturbada (HB);
- Una facies limolítica con laminación paralela y bioturbada (STLB);
- Dos facies lutíticas, de las cuales
  - Una facies presentó laminación paralela (LL) y
  - Una facies presentó laminación paralela y bioturbación (LLB); y
- Una facies carbonosa (C).

Las asociaciones de las facies definidas se encuentran genéticamente relacionadas y están en un orden lógico que nos permitió realizar la interpretación de un ambiente sedimentario específico. A continuación se presenta la descripción de las facies determinadas en los núcleos TRV-3, TRV-4X, SBC-51, SBC-136, SBC-143, MUC-11, MUC-18, MUC-23. (Ver anexos A-H):

**Facies A1M:** Arenisca de grano fino a muy fino, bien a regularmente escogida, de granos redondeados a subredondeados y esféricos, masiva, en partes escasamente bioturbadas, con laminaciones paralela incipiente, algunas facies presentan base erosivas en el tope e internamente, en otras se observan paleoraíces, nódulos de pirita, nódulos de siderita y clastos de lodo hacia el tope, con diaclasas subverticales y horizontales ramificadas, fracturas asociadas a microestilolitas, fracturas tipo cracks y esta medianamente a intensamente saturada de hidrocarburo. (Figura 32).

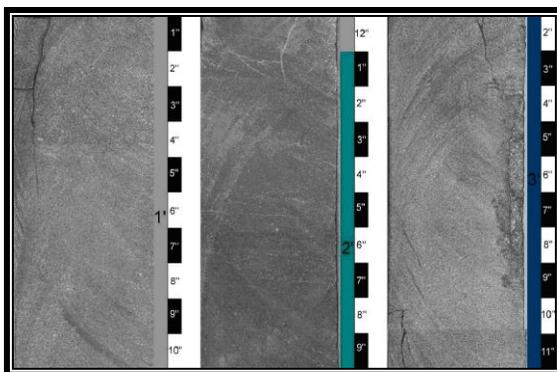


Figura 32. **Facies A1M:** Arenisca de grano muy fino a fino, masiva.

**Facies A2M:** Arenisca de grano medio a fino, de regular a bien escogida, en partes mal escogidas y carbonosas, de granos redondeados y esféricos, masiva, algunas facies están pobremente bioturbadas, presentan nódulos de pirita en la base, se observan pequeñas superficies discordantes intracapas, en partes presenta el tope erosionado, con diaclasas subverticales y horizontales ramificadas tipo cracks, estilolitas tipo Dampened y microestilolitas con fracturas asociadas y esta intensamente impregnada de hidrocarburo. (Figura 33).

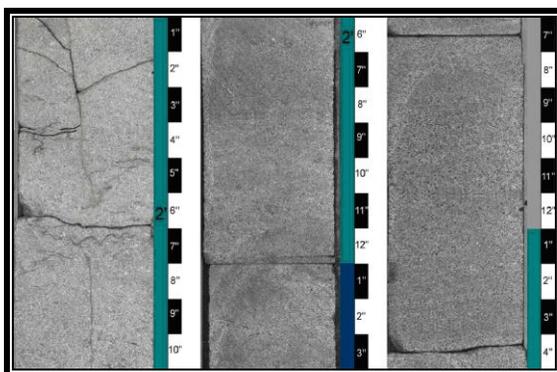


Figura 33. **Facies A2M:** Arenisca de grano fino a medio, masiva.

**Facies A1MB:** Arenisca de grano muy fino a fino, de regular a bien escogidas, de granos subredondeados y esféricos, masiva, con clastos de lodo, tope erosionado, intensamente bioturbada por *Thalassinoides*, *Ophiomorphas*, *Chondrites*, *Conichnus*, *Planolites*, *Arenicolites*, *Rosselias* y *Palaeophycus*, se reconoce la icnofacies de *Glossifungites*. Presenta diaclasas subverticales, fracturas tipo cracks, estilolitas con cracks asociados y están de pobremente a intensamente saturadas de hidrocarburos. (Figura 34).

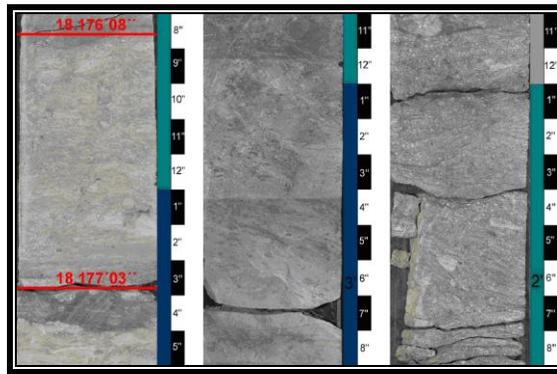


Figura 34. **Facies A1MB:** Arenisca de grano muy fino a fino, masiva y bioturbada.

**Facies A2MB:** Arenisca de grano fino a medio y grueso en la base, regularmente a bien escogidas, de granos subredondeados y esféricos, masivas, presentan clastos de lodo, intensamente bioturbada por icnogéneros verticales y horizontales, tales como *Thalassinoides*, *Ophiomorphas*, *Chondrites*, *Conichnus*, *Planolites*, *Arenicolites* y *Rosselias*, presentan diaclasas subverticales, fracturas de tipo estilolitas, fracturas de tipo cracks y están de moderada a intensamente saturadas de hidrocarburo. (Figura 35).

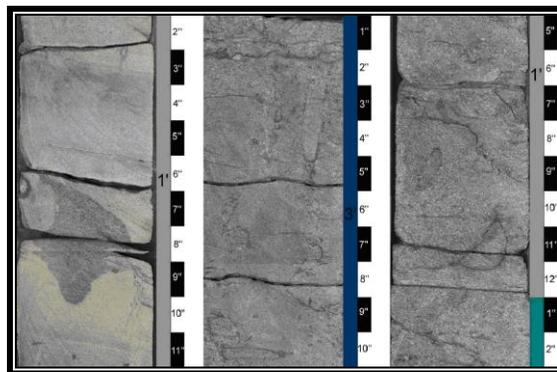


Figura 35. **Facies A2MB:** Arenisca de grano fino a medio, masiva y bioturbada.

**Facies A1X:** Arenisca de grano muy fino a fino, de regular a bien escogida, de granos redondeados y esféricos, laminación y estratificación cruzada planar, estratificación *hummocky* y estratificación cruzada tipo espina de pescado, en partes pobremente bioturbadas, presenta clastos de lodos alineados con la estratificación, pequeñas discordancias intracapas, tope erosionado, con diaclasas subverticales y horizontales ramificadas, fracturas de tipo microestilolitas, fracturas de tipo cracks y están de moderada a intensamente saturadas de hidrocarburo. (Figura 36).

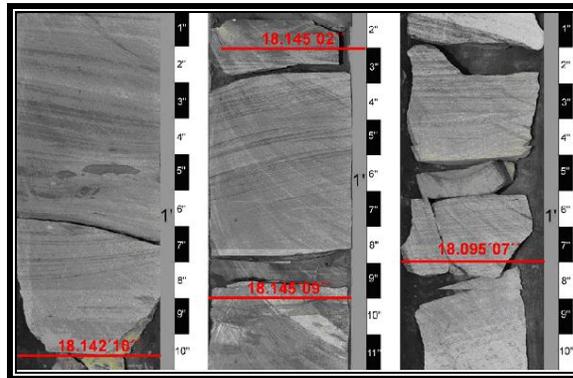


Figura 36. **Facies A1X:** Arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación cruzada planar.

**Facies A2X:** Arenisca de grano medio que grada a arenisca de grano fino, en partes se observan granos gruesos dispersos, de regular a mal escogida, de granos subredondeados y esféricos, estratificación cruzada planar, pobremente bioturbada, presenta base erosiva, con mineralizaciones de pirita alineadas a la estratificación, con diaclasas subverticales y horizontales ramificadas, microestilolitas, fracturas de tipo cracks y esta de moderada a intensamente saturada de hidrocarburo. (Figura 37).

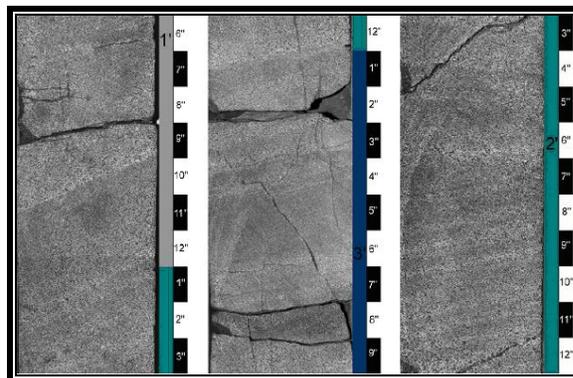


Figura 37. **Facies A2X:** Arenisca de grano fino a medio, con estratificación cruzada planar.

**Facies A3X:** Arenisca de grano medio y grueso en la base, presenta cordones de arena gruesa, de regular a mal escogida, se observan granos gruesos dispersos, de granos subredondeados y esféricos, estratificación cruzada planar, con diaclasas subverticales, fracturas tipo cracks y esta intensamente saturada de hidrocarburo. (Figura 38).

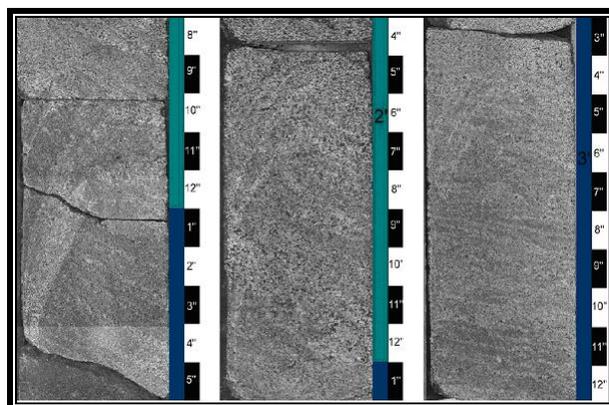


Figura 38. **Facies A3X:** Arenisca de grano medio a grueso, con estratificación cruzada planar.

**Facies A1P:** Arenisca de grano muy fino a fino, de regular a bien escogida, los granos son subredondeados y esféricos, finamente estratificada y laminada, presenta estratificación lenticular y estructuras de carga, tope erosionado, esta pobremente bioturbada, se observan paleoraíces en el tope, presenta pequeños clastos de lodo, con fracturas tipo cracks subverticales y esta intensamente saturada de hidrocarburo. (Figura 39).

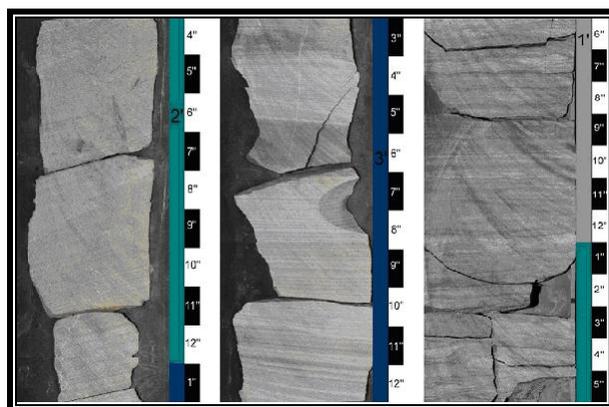


Figura 39. **Facies A1P:** Arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación y laminación paralela planar.

**Facies A2P:** Arenisca de grano medio, de regular a bien escogida, de granos subredondeados y esféricos, estratificación paralela planar, tope erosionado irregularmente y discordante, en partes presenta restos de carbón, con diaclasas subverticales ramificadas, fracturas tipo cracks y esta intensamente saturada de hidrocarburo. (Figura 40).

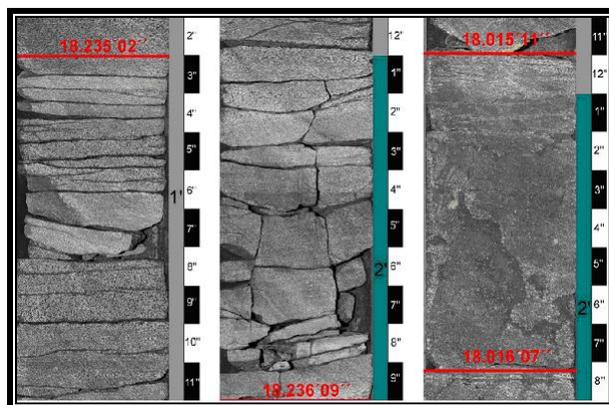


Figura 40. **Facies A2P:** Arenisca de grano fino a medio, con estratificación y laminación paralela planar.

**Facies A1PB:** Areniscas de grano muy fino a fino, de regular a bien escogida, los granos son subredondeados y esféricos, estratificación y laminación paralela, bioturbada por *Conichnus*, *Chondrites*, *Arenicolites*, *Thalassinoides* y *Ophiomorphas*, presentan clastos de lodo en la parte superior, con fracturas tipo cracks y esta pobremente saturada de hidrocarburo. (Figura 41).

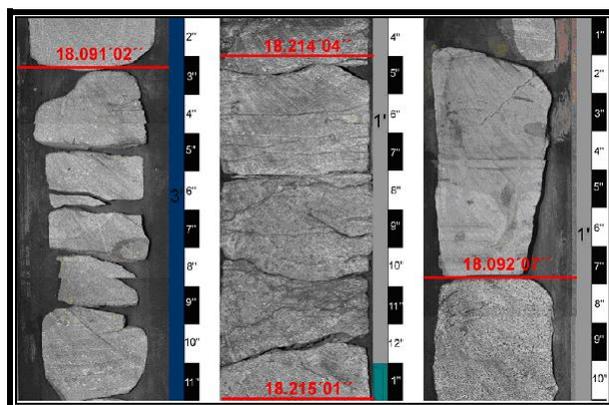


Figura 41. **Facies A1PB:** Arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación y laminación paralela planar, bioturbada.

**Facies HB:** Secuencia heterolítica de lutitas con intercalaciones de areniscas. Las lutitas son de color gris medio pardusco, finamente laminadas, moderadamente bioturbadas. Las areniscas son de grano muy fino, muy bien escogidas, de granos redondeados y esféricos, finamente laminadas y esta moderadamente bioturbada por *Thalassinoides*, *Chondrites* y *Arenicolites*. (Figura 42).

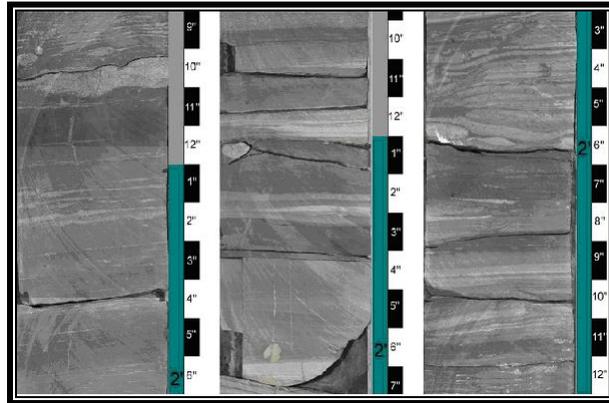


Figura 42. **Facies HB:** Secuencia heterolítica de lutitas con intercalaciones de areniscas, bioturbada.

**Facies STLB:** Limolita de color gris medio oscuro, finamente laminada y estratificada, intensamente bioturbada, se reconoce la Icnofacies de *Glossifungites*. Presenta fracturas de origen tectónico con estrías de falla, superficies pulidas y brillantes que indican desplazamiento. (Figura 43).

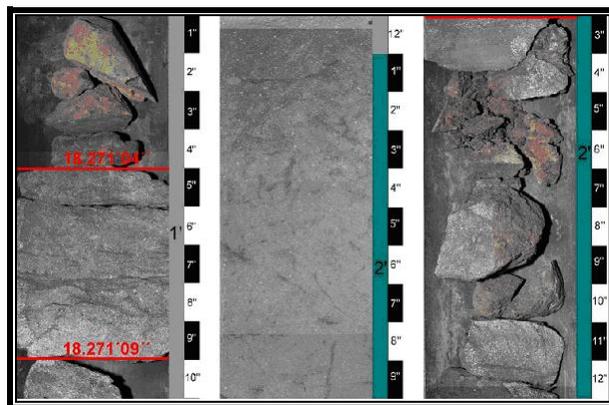


Figura 43. **Facies STLB:** Limolita laminada y bioturbada.

**Facies LL:** Lutita de color gris medio oscuro a pardusco, con estratificación y laminación paralela planar, pobremente bioturbada, generalmente de tope erosionado por la arenisca que la infrayace, presenta estratificación lenticular hacia el tope, con fracturas de origen tectónico. Las fracturas presentan estrías de fallas, superficies pulidas, que indican desplazamiento. (Figura 44).

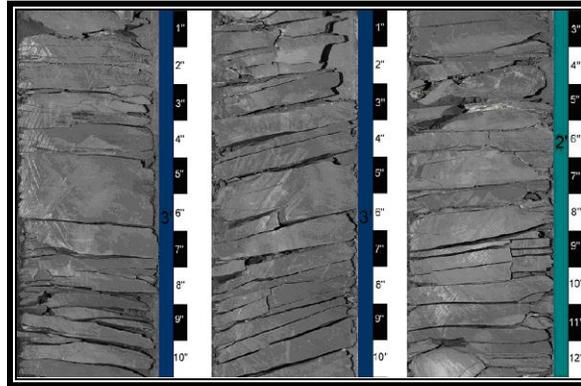


Figura 44. **Facies LL:** Lutita laminada.

**Facies LLB:** Lutita de color gris oscuro, en partes gris claro, con estratificación y laminación paralela planar, en partes masiva, se observan nódulos de arcillas con vetas de calcita, tope erosionado, en partes se observaron moldes de conchas de *Bivalvos*, está muy bioturbada por icnogéneros horizontal y verticalmente, se identificaron *Skolithos*, *Chondrites*, *Thalassinoides* y *Ophiomorpha*, se reconoce la Icnofacies de *Glossifungites*. Presenta fracturas de origen tectónico con estrías de falla, superficies pulidas y brillantes que indican desplazamiento (Figura 45).

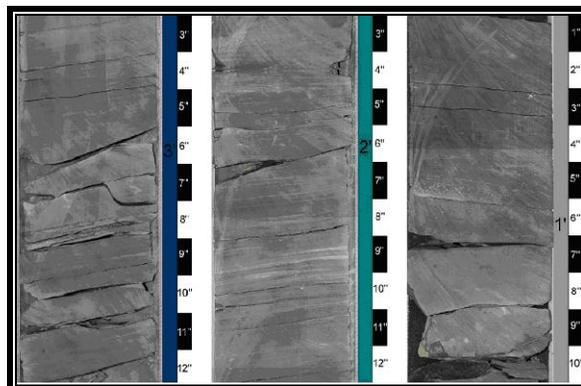


Figura 45. **Facies LLB:** Lutita laminada y bioturbada.

**Facies C:** Carbón de color negro oscuro brillante, en partes es opaco, estratificado y laminado en partes, presenta erosión en el tope. En general se encuentra muy fragmentada y disgregada (Figura 46).

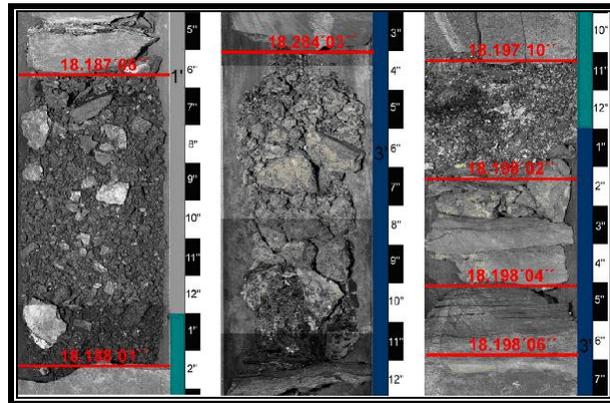


Figura 46. **Facies C:** Carbón.

## 5.2.- Distribución de facies sedimentarias

Las facies definidas en el núcleo TRV-3 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 47a y en la Tabla 9 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 47b y en la Tabla 9. En ambos casos se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano muy fino a fino, masivas (A1M).

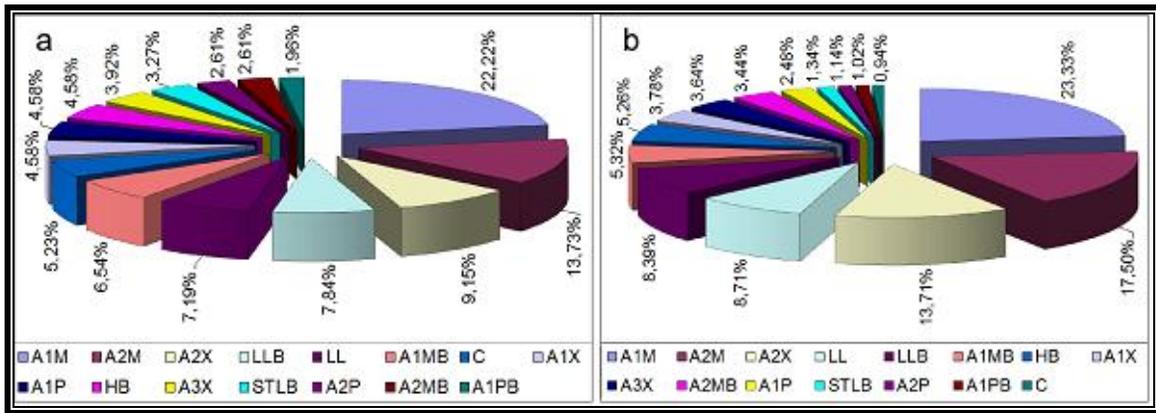


Figura 47. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-3.

Tabla 9. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-3.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A1M	34	22,22%	A1M	68,33	23,33%
2	A2M	21	13,73%	A2M	51,25	17,50%
3	A2X	14	9,15%	A2X	40,17	13,71%
4	LLB	12	7,84%	LL	25,50	8,71%
5	LL	11	7,19%	LLB	24,58	8,39%
6	A1MB	10	6,54%	A1MB	15,58	5,32%
7	C	8	5,23%	HB	15,42	5,26%
8	A1X	7	4,58%	A1X	11,08	3,78%
9	A1P	7	4,58%	A3X	10,67	3,64%
10	HB	7	4,58%	A2MB	10,08	3,44%
11	A3X	6	3,92%	A1P	7,25	2,48%
12	STLB	5	3,27%	STLB	3,92	1,34%
13	A2P	4	2,61%	A2P	3,33	1,14%
14	A2MB	4	2,61%	A1PB	3,00	1,02%
15	A1PB	3	1,96%	C	2,75	0,94%
	<b>Total Facies</b>	<b>153</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total espesor de Facies</b>	<b>292,92</b>	<b>100,00%</b>

Las facies sedimentarias definidas en el núcleo TRV-4X se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 48a y en la Tabla 10 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 48b y en la Tabla 10. En ambos casos se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano muy fino a fino, masivas (A1M).

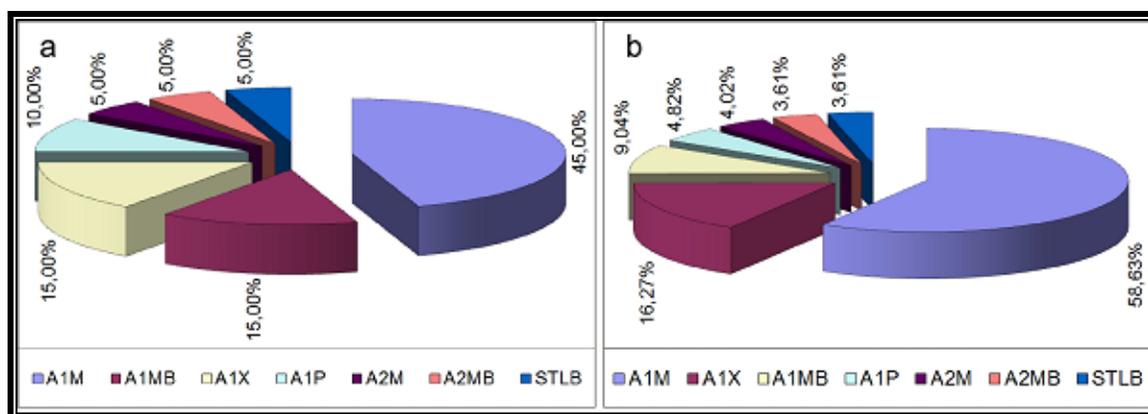


Figura 48. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-4X.

Tabla 10. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo TRV-4X.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A1M	9	45,00%	A1M	24,333	58,63%
2	A1MB	3	15,00%	A1X	6,750	16,27%
3	A1X	3	15,00%	A1MB	3,750	9,04%
4	A1P	2	10,00%	A1P	2,000	4,82%
5	A2M	1	5,00%	A2M	1,667	4,02%
6	A2MB	1	5,00%	A2MB	1,500	3,61%
7	STLB	1	5,00%	STLB	1,500	3,61%
	<b>Total Facies</b>	<b>20</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>41,500</b>	<b>100,00%</b>

Las facies definidas en el núcleo SBC-143 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 49a y en la Tabla 11 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 49b y en la Tabla 11. En ambos casos se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano medio a fino, masivas (A2M).

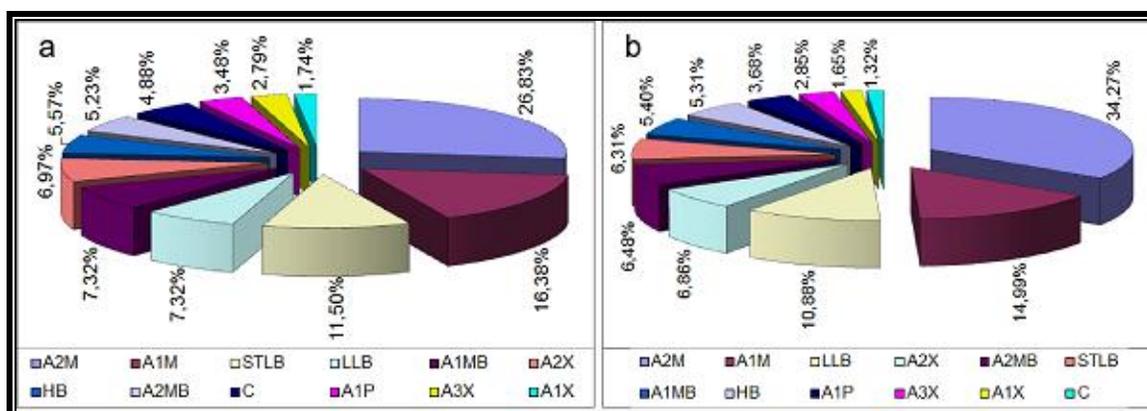


Figura 49. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-143.

Tabla 11. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-143.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A2M	77	26.83%	A2M	166.167	34.27%
2	A1M	47	16.38%	A1M	72.667	14.99%
3	STLB	33	11.50%	LLB	52.750	10.88%
4	LLB	21	7.32%	A2X	33.250	6.86%
5	A1MB	21	7.32%	A2MB	31.417	6.48%
6	A2X	20	6.97%	STLB	30.583	6.31%
7	HB	16	5.57%	A1MB	26.167	5.40%
8	A2MB	15	5.23%	HB	25.750	5.31%
9	C	14	4.88%	A1P	17.833	3.68%
10	A1P	10	3.48%	A3X	13.833	2.85%
11	A3X	8	2.79%	A1X	8.000	1.65%
12	A1X	5	1.74%	C	6.417	1.32%
	<b>Total Facies</b>	<b>287</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>484,83</b>	<b>100,00%</b>

Las facies definidas en el núcleo SBC-136 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 50a y en la Tabla 12 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 50b y en la Tabla 12. En el caso de abundancia de facies se nota el predominio de las facies lutíticas, particularmente las facies de lutitas laminares (LL) y en el caso de espesor acumulado se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano medio a fino, con estratificación paralela (A2P).

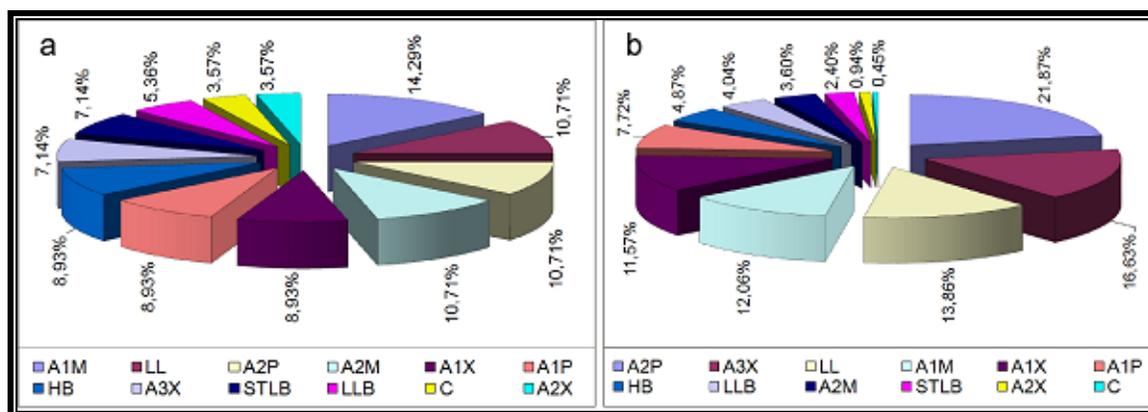


Figura 50. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-136.

Tabla 12. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-136.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A1M	8	14,29%	A2P	48,667	21,87%
2	LL	6	10,71%	A3X	37,000	16,63%
3	A2P	6	10,71%	LL	30,833	13,86%
4	A2M	6	10,71%	A1M	26,833	12,06%
5	A1X	5	8,93%	A1X	25,750	11,57%
6	A1P	5	8,93%	A1P	17,167	7,72%
7	HB	5	8,93%	HB	10,833	4,87%
8	A3X	4	7,14%	LLB	9,000	4,04%
9	STLB	4	7,14%	A2M	8,000	3,60%
10	LLB	3	5,36%	STLB	5,333	2,40%
11	C	2	3,57%	A2X	2,083	0,94%
12	A2X	2	3,57%	C	1,000	0,45%
	<b>Total Facies</b>	<b>56</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>222,500</b>	<b>100,00%</b>

Las facies definidas en el núcleo SBC-51 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 51a y en la Tabla 13 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 51b y en la Tabla 13. En ambos casos se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano medio a fino, con estratificación paralela (A2P) y areniscas de grano medio a fino, masivas (A2M).

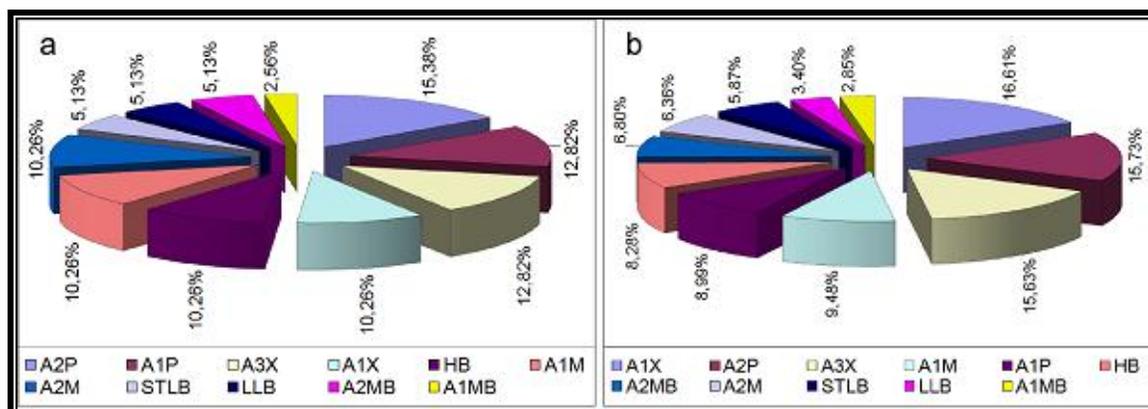


Figura 51. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-51.

Tabla 13. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo SBC-51.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A2P	6	15,38%	A1X	25,250	16,61%
2	A1P	5	12,82%	A2P	23,917	15,73%
3	A3X	5	12,82%	A3X	23,750	15,63%
4	A1X	4	10,26%	A1M	14,417	9,48%
5	HB	4	10,26%	A1P	13,667	8,99%
6	A1M	4	10,26%	HB	12,583	8,28%
7	A2M	4	10,26%	A2MB	10,333	6,80%
8	STLB	2	5,13%	A2M	9,667	6,36%
9	LLB	2	5,13%	STLB	8,917	5,87%
10	A2MB	2	5,13%	LLB	5,167	3,40%
11	A1MB	1	2,56%	A1MB	4,333	2,85%
	<b>Total Facies</b>	<b>39</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>152,000</b>	<b>100,00%</b>

Las facies definidas en el núcleo MUC-11 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 52a y en la Tabla 14 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 52b y en la Tabla 14. En ambos casos se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano medio a fino, masivas, bioturbadas (A2MB) y areniscas de grano grueso a medio, con estratificación cruzada (A3X).

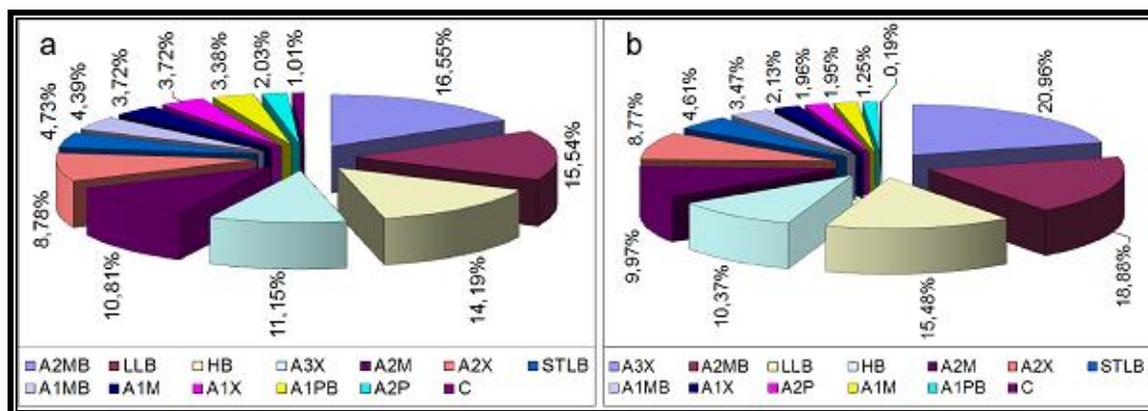


Figura 52. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-11.

Tabla 14. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-11.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A2MB	49	16,55%	A3X	189,500	20,96%
2	LLB	46	15,54%	A2MB	170,667	18,88%
3	HB	42	14,19%	LLB	139,917	15,48%
4	A3X	33	11,15%	HB	93,750	10,37%
5	A2M	32	10,81%	A2M	90,167	9,97%
6	A2X	26	8,78%	A2X	79,250	8,77%
7	STLB	14	4,73%	STLB	41,667	4,61%
8	A1MB	13	4,39%	A1MB	31,333	3,47%
9	A1M	11	3,72%	A1X	19,250	2,13%
10	A1X	11	3,72%	A2P	17,750	1,96%
11	A1PB	10	3,38%	A1M	17,667	1,95%
12	A2P	6	2,03%	A1PB	11,333	1,25%
13	C	3	1,01%	C	1,750	0,19%
	<b>Total Facies</b>	<b>296</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>904,000</b>	<b>100,00%</b>

Las facies definidas en el núcleo MUC-18 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 53a y en la Tabla 15 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 53b y en la Tabla 15. En el caso de abundancia de facies se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano medio a fino, masivas (A2M) y en el caso de espesor acumulado se nota el predominio de las facies lutíticas, particularmente las facies de lutitas laminares bioturbadas (LLB).

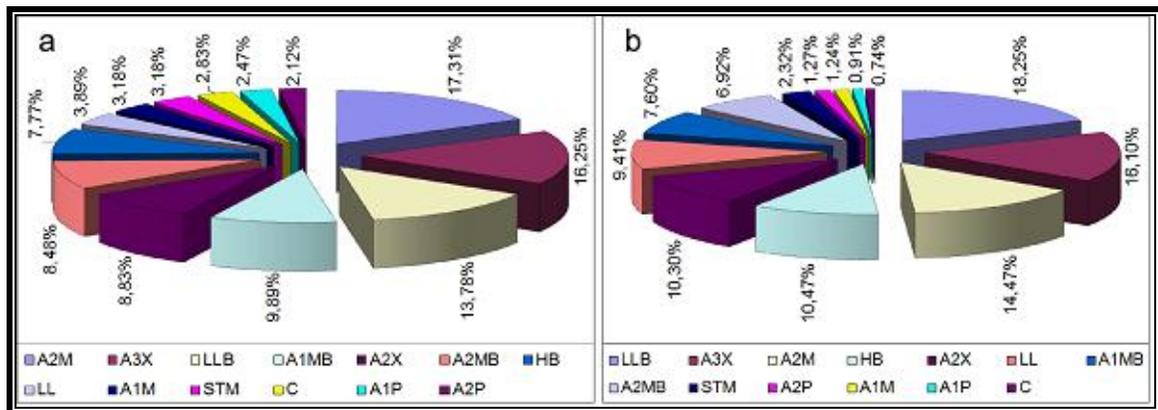


Figura 53. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-18.

Tabla 15. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-18.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % por abundancia de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A2M	49	17,31%	LLB	141,50	18,25%
2	A3X	46	16,25%	A3X	124,83	16,10%
3	LLB	39	13,78%	A2M	112,17	14,47%
4	A1MB	28	9,89%	HB	81,17	10,47%
5	A2X	25	8,83%	A2X	79,83	10,30%
6	A2MB	24	8,48%	LL	72,92	9,41%
7	HB	22	7,77%	A1MB	58,92	7,60%
8	LL	11	3,89%	A2MB	53,67	6,92%
9	A1M	9	3,18%	STM	18,00	2,32%
10	STM	9	3,18%	A2P	9,83	1,27%
11	C	8	2,83%	A1M	9,58	1,24%
12	A1P	7	2,47%	A1P	7,08	0,91%
13	A2P	6	2,12%	C	5,75	0,74%
	<b>Total Facies</b>	<b>283</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>775,25</b>	<b>100,00%</b>

Las facies definidas en el núcleo MUC-23 se presentan en orden de abundancia, como se muestra en la Figura 54a y en la Tabla 16 y en orden de espesor acumulado, como se muestra en la Figura 54b y en la Tabla 16. En ambos casos se nota el predominio de las facies arenosas, particularmente las facies de areniscas de grano medio a fino, masiva (A2M).

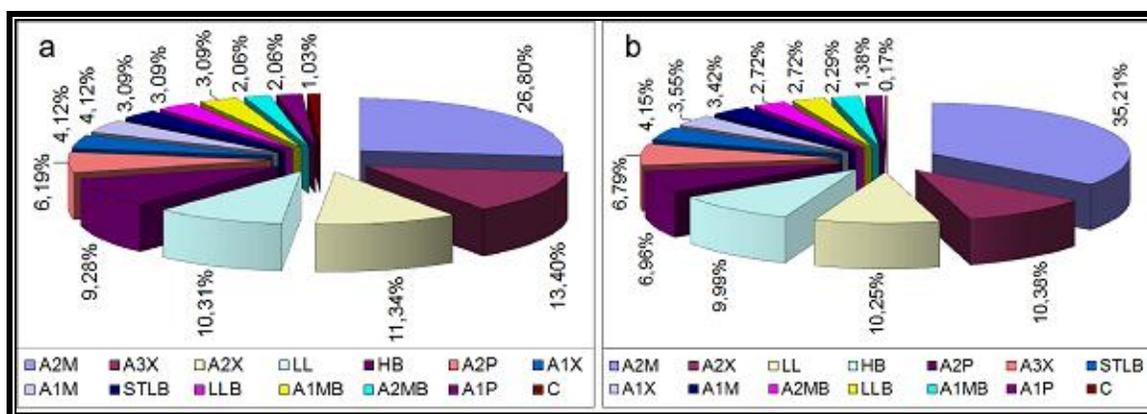


Figura 54. a. Distribución porcentual por abundancia, b. Distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-23.

Tabla 16. Distribución porcentual por abundancia y distribución porcentual por espesor, de las facies sedimentarias descritas en el núcleo MUC-23.

Cantidad de Facies	Facies Definidas	Abundancia de Facies	Distribución % de Facies	Facies Definidas	Espesor (pie) Acumulado por Facies	Distribución % por espesor de Facies
1	A2M	26	26,80%	A2M	67,83	35,21%
2	A3X	13	13,40%	A2X	20,00	10,38%
3	A2X	11	11,34%	LL	19,75	10,25%
4	LL	10	10,31%	HB	19,25	9,99%
5	HB	9	9,28%	A2P	13,42	6,96%
6	A2P	6	6,19%	A3X	13,08	6,79%
7	A1X	4	4,12%	STLB	8,00	4,15%
8	A1M	4	4,12%	A1X	6,83	3,55%
9	STLB	3	3,09%	A1M	6,58	3,42%
10	LLB	3	3,09%	A2MB	5,25	2,72%
11	A1MB	3	3,09%	LLB	5,25	2,72%
12	A2MB	2	2,06%	A1MB	4,42	2,29%
13	A1P	2	2,06%	A1P	2,67	1,38%
14	C	1	1,03%	C	0,33	0,17%
	<b>Total Facies</b>	<b>97</b>	<b>100,00%</b>	<b>Total Espesor de Facies</b>	<b>192,67</b>	<b>100,00%</b>

### **5.3.- Interpretación de los Resultados**

Durante el desarrollo del estudio aplicando una metodología integrada, todas las disciplinas fueron complementarias, relacionadas y coherentes, convergiendo en sus resultados con elementos de control bien definidos.

#### **5.3.1.- Asociación de Facies**

Las facies tienden a ser interpretadas, a nivel ambiental, por referencia de sus vecinas y son consecuentemente agrupadas como una asociación de facies, en la cual se cree además, que el grupo de facies relacionadas tienen un significado ambiental común (Collinson, 1986 en Reading y Levell, 1996). La idea de asociar las facies proporciona evidencias adicionales que hacen que la interpretación del ambiente sea más fácil que si se tratara cada facies por separado. La importancia de la secuencia de facies ha sido ampliamente reconocida, al menos desde que Walther postuló la ley de sucesión de las facies en 1894, la cual establece que las asociaciones de facies que aparecen dispuestas en sentido vertical, tienen que ser producto de ambientes asociados lateralmente adyacentes siempre y cuando no haya una superficie de discordancia o erosión que las separe.

Luego de haber elaborado el modelo sedimentológico para el Campo Travi, con el estudio de los núcleos del campo y campos vecinos, se estableció que esta Ley de Walter se cumple para los sistemas de sedimentación presentes en dicho campo. Desde el punto de vista local, los depósitos sedimentarios se desarrollaron en un sistema predominantemente transgresivo con pequeños pulsos regresivos, como se puede observar en el pozo TRV-3 (Figura 55), para un mayor detalle ver columna sedimentológica TRV-3 (anexo A1). De base a tope, se interpretan dos secuencias muy bien definidas y con características muy diferenciadas, inicia con una sección basal caracterizada como una secuencia progradante, donde se depositaron grandes espesores de areniscas, pertenecientes a los canales distributarios estuarinos apilados, con algunas intercalaciones menores de lutitas, limolitas y capas de carbones de las bahías interdistributarias. La sección superior, del núcleo TRV-3, se caracteriza por ser retrogradante, probablemente asociada al inicio de la máxima profundización ocurrida durante el Oligoceno – Mioceno Temprano, esta secuencia presenta depósitos arenosos intercalados con depósitos

arcillosos pertenecientes a la boca de un estuario. Adicionalmente, se interpreta una tercera secuencia, la cual no tienen tramos de núcleos recuperados en el Campo Travi, sin embargo, los análisis se realizaron en base a las características del perfil de rayos gamma, las asociaciones de facies se interpretaron como sedimentos arcillosos de ambientes marinos.

La columna sedimentaria del pozo TRV-3X, nos estaría representado una bahía estuarina alta intercalada con depósitos de bahía estuarina baja influenciada por mareas en la base, la cual se denominó secuencia 1. La secuencia 2 representa una secuencia de boca estuarina con intercalaciones de bahía estuarina baja influenciada por mareas. La secuencia 3 representa depósitos de ambiente marino caracterizado por las lutitas de la Formación Carapita. La configuración de los depósitos sedimentarios del Campo Travi se interpreta como una transgresión o el inicio de una transgresión marina.

**Secuencia 1:** Ubicada en el intervalo inferior comprendido entre 18.298' 09" a 18.177' 05", se presenta una secuencia progradante con algunos pulsos marinos en la base. En esta secuencia se evidencia claramente el avance de la línea de costa hacia el mar, lo que implica que estamos en presencia de una regresión. Esta regresión está representada por los canales distributarios estuarinos apilados intercalados con las bahías interdistributarias, que indican una migración lateral de estos canales. Los canales distributarios estuarinos presentan las facies A3X, A2X, A1M, A2M y A2MB, y las bahías interdistributarias presentan las facies STLB, HB, LL y C, y ambos corresponden a la bahía estuarina. Esta secuencia progradante presenta en su base algunos pulsos marinos, los cuales representa sedimentos depositados en la bahía estuarina baja o en una boca de estuario, sin embargo, la parte media superior está representada por sedimentos depositados en la bahía estuarina alta y finaliza con depósitos de la bahía estuarina baja. Los escasos depósitos de boca estuarina, ubicados hacia la base representan depósitos de barras estuarinas, bahías de marea y barra de marea. Las barras estuarinas presentan facies A1M y A2M, las bahías de marea A1MB y H, y las barras de marea A1M.

**Secuencia 2:** Ubicada en el intervalo comprendido entre 18.177' 05" a 17.982' 00" es transgresiva representada por las asociaciones de facies típicas de ambientes marino somero, con presencia de canales de marea, bahías de marea y barras estuarinas, intercaladas con

depósitos de la bahía estuarina baja como los canales distributarios estuarinos con influencia de mareas y las bahías interdistributarias. Los canales de marea presentan facies A1M, A1X y A1P, las bahías de marea LL y HB, y las barras estuarinas presentan las facies A1M y A2P. Las asociaciones de facies de canales distributarios estuarinos con influencia de mareas acompañados por las bahías interdistributarias, que indican la migración lateral o avulsiones de los canales. Los canales distributarios estuarinos y las bahías interdistributarias están claramente influenciados por las mareas lo que indica que se depositaron entre la bahía estuarina baja y boca del estuario. Los canales distributarios estuarinos presentan facies A3X, A2X, A2M, A1M, A1MB, A1X, A1P A2P y A2MB, pertenecen a la bahía estuarina baja con mayor influencia de las mareas. Quizás este sea el intervalo marino más importante por la presencia del icnofósil *Rosselias* de las icnofacies cruziana proximal generalmente está asociado a condiciones netamente marinas. Estos depósitos se podrían asociar a la boca del estuario, principalmente por la presencia de los canales de marea, bahías de mareas, las barras estuarinas y la influencia de las mareas en el resto de los depósitos sedimentarios.

**Secuencia 3:** La base de esta secuencia se interpretó a 17.928'00'' en el pozo TRV-3 y a 19.706'00'' en el pozo TRV-4X. Sin embargo, es posible que los primeros ocho (8) pies de núcleo, ubicados en el tope del pozo TRV-3, pertenezcan a esta secuencia. Los depósitos sedimentarios en el tope del núcleo fueron interpretados como bahías de marea donde se observaron moldes de conchas de *Bivalvos*, probable base de la Formación Carapita. La secuencia 3 se encuentra representada en un 95% por asociaciones de facies de arcillas de ambientes marinos, que corresponde a la Formación Carapita, interpretada en los registros eléctricos.

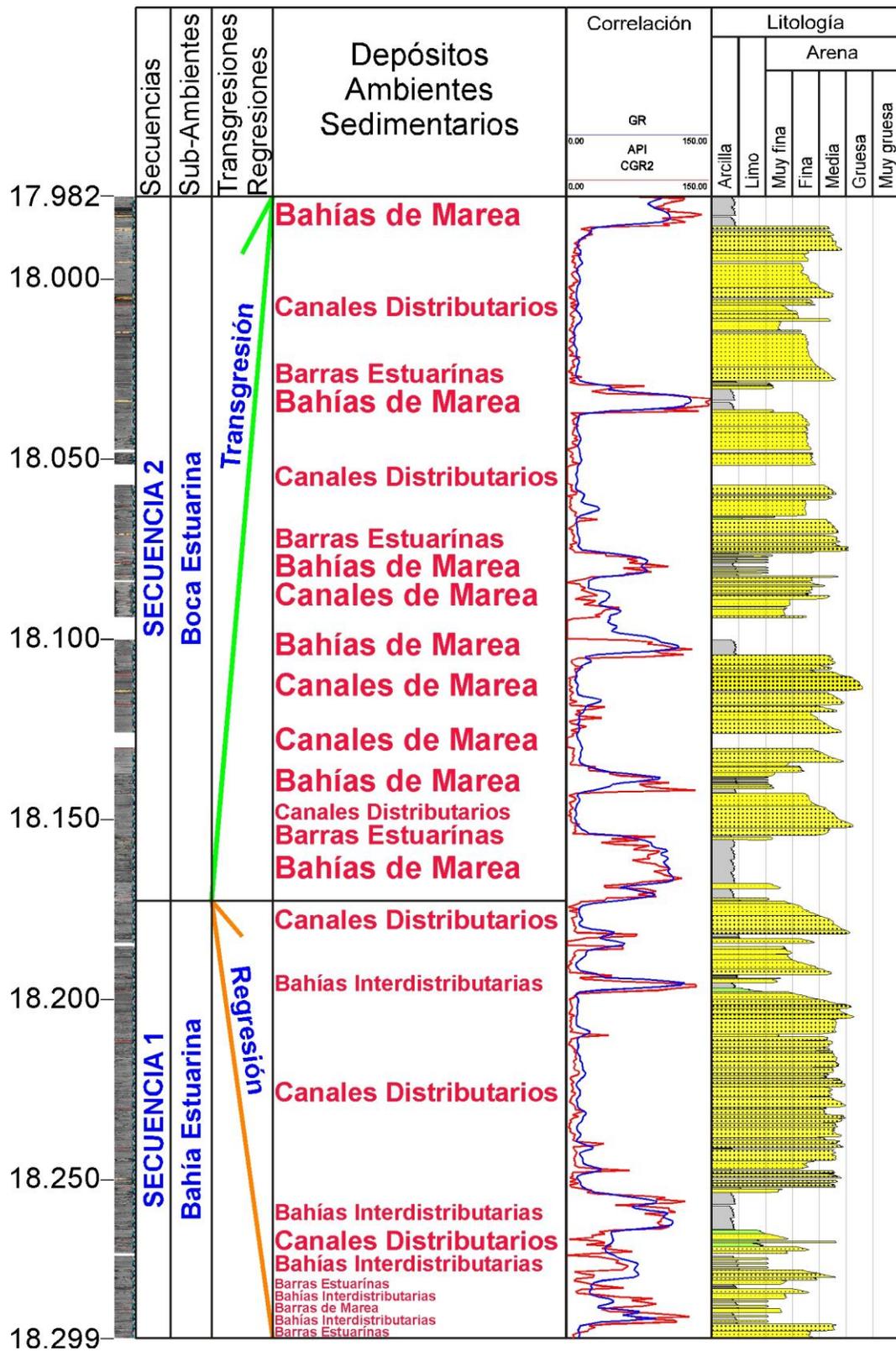


Figura 55. Secuencias deposicionales definidas en el núcleo TRV-3, indicando las transgresiones y regresiones (Anexo A-1).

Partiendo de las características físicas, químicas y biológicas de las facies sedimentarias identificadas y definidas, de su asociación natural, del análisis de las trazas fósiles observadas en los núcleos, fue posible identificar seis asociaciones de facies, las cuales se nombran a continuación de acuerdo a su distribución por espesor:

1. Canales distributarios estuarínos
2. Bahías de marea
3. Bahías interdistributarias
4. Canales de marea
5. Barras estuarína
6. Barras de marea

Las asociaciones de facies definidas en el núcleo TRV-3 se presentan de acuerdo a su distribución por espesor, el cual coincide aproximadamente con el orden de abundancia, tal como se muestra en la Figura 56 y en la Tabla 17. En este caso se nota el predominio de la asociación de facies de los canales distributarios estuarínos que conforman el 65,63% del total del núcleo, seguido por las asociaciones de facies de bahías de marea que conforman el 13,12%, las asociaciones de facies de bahías interdistributarias el 9,67%, las asociaciones de facies de canales de marea el 5,89%, las asociaciones de facies de barras estuarínas el 4,81% y las asociaciones de facies de barra de marea que representan el 0,88% del total.

Para el caso del núcleo TRV-4X, el predominio de la asociación de facies de los canales distributarios estuarinos es total, los cuales conforman el 100% de los intervalos descritos en el núcleo.

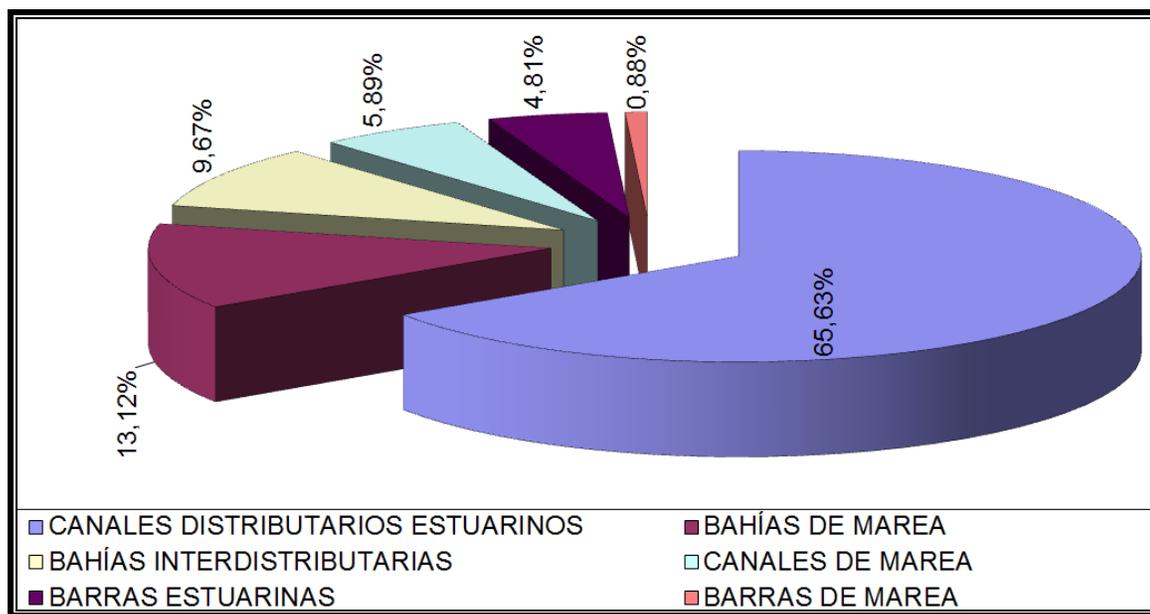


Figura 56. Distribución por espesor de las asociaciones de facies sedimentarias definidas en el núcleo TRV-3

Tabla 17. Distribución por espesor de las asociaciones de facies sedimentarias definidas en el núcleo TRV-3

Cantidad de Facies	Asociaciones de Facies Definidas	Espesor (pie)	Distribución
		Acumulado por Asociación de Facies	% por espesor de las Asociaciones
1	CANALES DISTRIBUTARIOS ESTUARINOS	192,25	65,63%
2	BAHÍAS DE MAREA	38,42	13,12%
3	BAHÍAS INTERDISTRIBUTARIAS	28,33	9,67%
4	CANALES DE MAREA	17,25	5,89%
5	BARRAS ESTUARINAS	14,08	4,81%
6	BARRAS DE MAREA	2,58	0,88%
	<b>Espesor total definido en 64 asociaciones de facies (no incluye los intervalos no recuperados ni preservados)</b>	<b>292,92</b>	<b>100,00%</b>

A continuación se presentan las características de cada una de las asociaciones de facies definidas principalmente en los núcleos TRV-3 y TRV-4X:

### **5.3.1.1.- Asociación de Facies de Canales Distributarios Estuarinos**

Generalmente los canales distributarios estuarinos están constituidos de arena de grano medio a fino, con una base erosiva representada por granos gruesos y granulometría granodecreciente.

Esta asociación comprende paquetes arenosos de grano grueso a grano fino y grano hasta muy fino, pasando por lutita y finaliza en litofacies carbonosas cuando son abandonados (Figura 58). Estos canales distributarios estuarinos se presentan individuales (Figura 57) o apilados (Figura 59), mostrando patrones granodecreciente y algunas veces cilíndricos con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, abundantes granos gruesos de cuarzo dispersos, cordones de arena de grano grueso, horizontes sideritizados y piritizados.

Las facies más comunes son A3X, A2X, A1X, A2M, A1M y cuando son canales abandonados hacia el tope terminan en facies C, LL y STLB como se puede observar en el intervalo que va de 18.245' 11" a 18.200' 00". Además, se observan a medida que se asciende varias superficies de reactivación que indican cambios de energía del flujo que dio origen al depósito. Hacia el tope se puede observar pequeñas capas de lutita y carbón que bien pueden asociarse a la parte marginal del canal. La bioturbación es moderada con trazas de *Ophiomorphas*, *Thalassinoides*, *Planolites* e icnogéneros no diferenciados.

Los contactos inferiores de los canales distributarios estuarinos son erosivos, discordantes y abruptos. Los contactos superiores son gradacionales con respecto a los sedimentos finos y heterolíticos de las bahías de mareas y/o bahías interdistributarias estuarinas.

Los espesores varían de 3 a 15 pies cuando se presentan individuales y/o abandonados y de 20 a 43 pies cuando se encuentran apilados.

La presencia de facies masivas, con clastos de arcillitas y fragmentos de carbón o areniscas de grano grueso con restos carbonosos hacia la base son indicativos de la alta energía involucrada en el origen de estos depósitos.



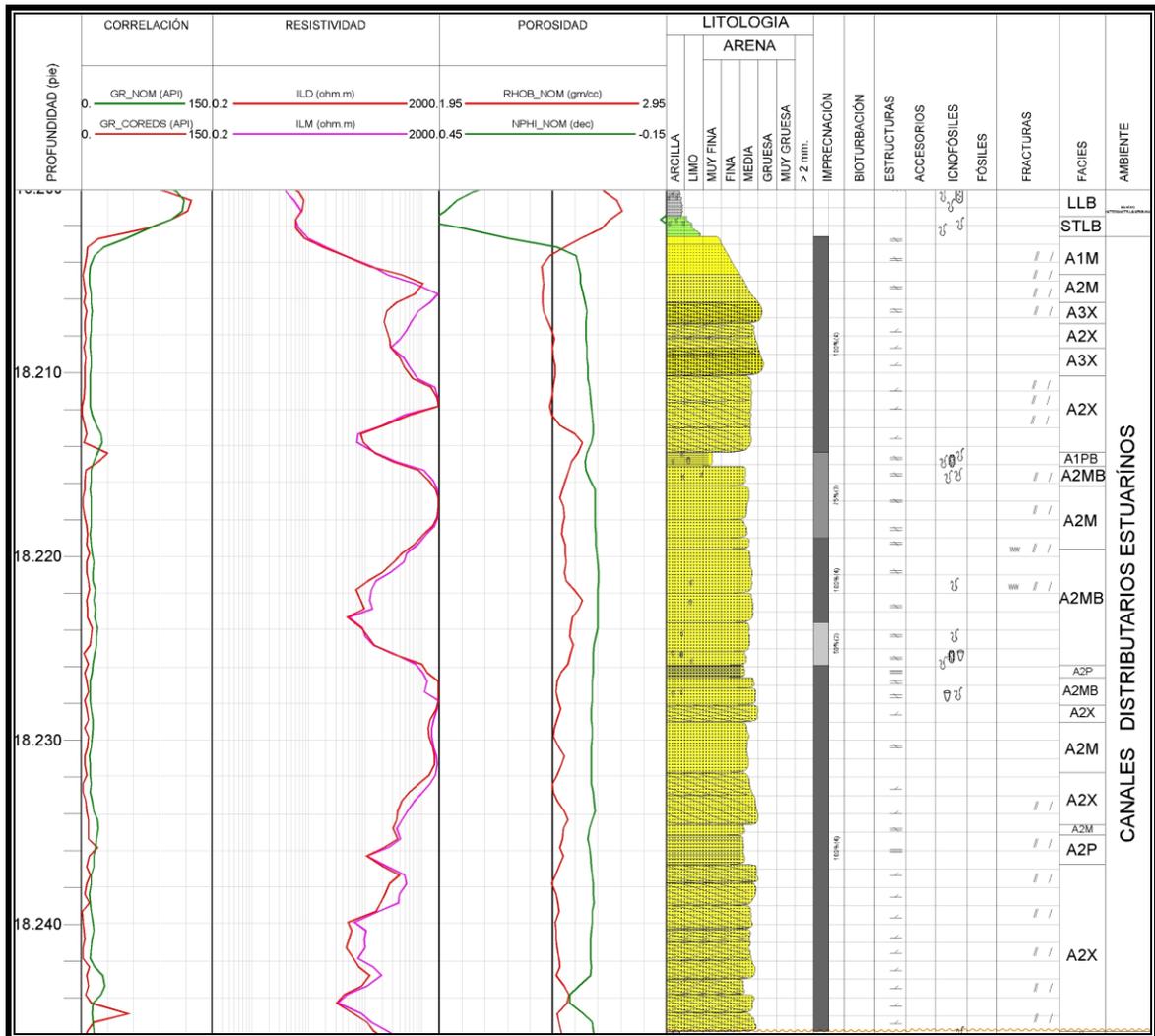


Figura 59. Asociación de facies de canales distributarios estuarinos apilados.

### 5.3.1.2.- Asociación de Facies de Bahías de Marea

Las asociaciones de facies de bahías de marea pueden ser externas e internas:

#### 5.3.1.2.1.- Asociación de Facies de Bahías de Marea Externa

La asociación bahía de marea externa o “tidal sand flat” representa la zona sometida a las corrientes de marea, donde se tienen sedimentos con dominio de arena y estructuras de corrientes como por ejemplo, laminación ondulada, rizaduras, flaser y ocasionalmente laminaciones plano paralela en zonas donde la velocidad de la corriente es menor (Walker, 1992).

La tendencia de las facies en las bahías de marea externa es HB, LLB, LL y A1M, presentando un patrón uniforme, rítmico y agradacional, en algunos casos dominado principalmente por lutitas, aunque hacia el tope presente engrosamiento de las capas de areniscas. Los espesores varían de 2 a 6 pies, como se observa en el intervalo desde 18.144' 10'' a 18.142' 10'' y en el intervalo 18.087' 03'' a 18.081' 00'' (Figura 60). Se caracterizan por presentar láminas delgadas de areniscas de grano muy fino interestratificadas con láminas de arcillitas constituyendo las facies heterolíticas (60% arena 40% lutita).

Presenta bioturbación de los icnogéneros *Thalassinoides*, *Arenicolites* y *Chondrites*. El contacto inferior es gradacional sobre los sedimentos arenosos de grano muy fino de las barras de marea y/o los canales de marea, el contacto superior es transicional y puede ser abrupto con los sedimentos muy finos de las facies A1X y A1M de los depósitos de canales de marea y barra estuarina. Esta facies heterolítica de acuerdo a sus características refleja la presencia de ambientes con influencia de aguas salobres. Las características como láminas de arena de las facies heterolíticas son producto de la sedimentación clástica generada durante el periodo transicional de los ciclos mareales en tanto que las láminas de lutitas reflejan periodos de quietud de las aguas.

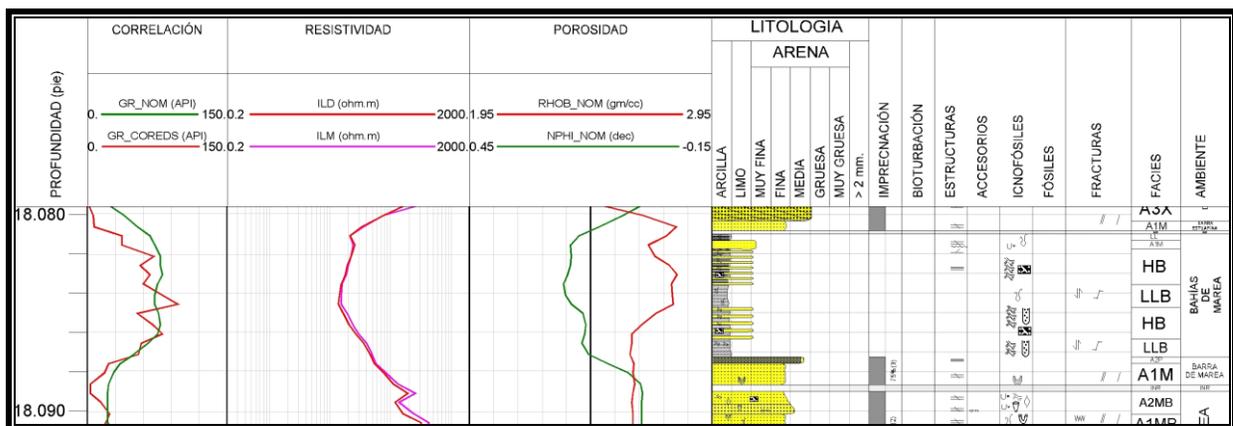


Figura 60. Asociación de facies de bahías de marea externa.

### 5.3.1.2.2.- Asociación de Facies de Bahías de Marea Interna

La asociación bahía de marea interna, también conocida como “tidal mud flat” se encuentra en la parte alta de la zona intermareal de la bahía de marea. Se caracteriza por el predominio de lutitas limosas y limolitas arenosas (Walker, 1992).

Presenta un patrón agradacional casi en su totalidad, con un espesor que varía de 1’ a 6’, como se presenta en el intervalo 18.041’ 01’’ a 18.035’ 04’’ (Figura 61). Esta asociación se caracteriza por presentar espesores homogéneos de lutitas. Está constituida por las facies LLB principalmente que representan las facies de lutitas laminadas y bioturbadas.

El contacto inferior es gradacional con los sedimentos muy finos de las facies A1MB y A2M y el superior es discordante abrupto con los sedimentos arenosos de la barra de marea, canales de marea y canales distributarios. Estas facies se observan muy bioturbadas por trazas de los icnogéneros *Skolithos*, *Chondrites* y *Thalassinoides*, hacia el tope se identifica la icnofacies de *Glossifungites*.

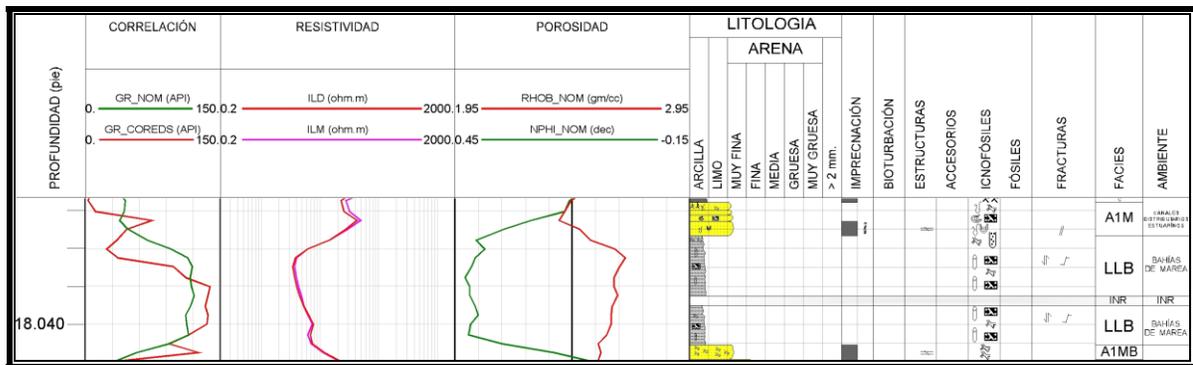


Figura 61. Asociación de facies de bahías de marea interna.

### 5.3.1.3.- Asociación de Facies de Bahías Interdistributarias

La Bahías Interdistributarias es una extensión plana constituida por canales distributarios estuarinos, la cual se extiende desde el vértice del estuario hasta la línea de costa, que es donde desembocan los canales distributarios estuarinos. Presentan zonas pantanosas muy favorables para el crecimiento de la vegetación cuando el clima es húmedo. El material sedimentario que

se deposita en estas zonas está constituido por el material fino, arcilla y limo, proveniente de las inundaciones, más el aporte de material arenoso llevado hasta allí bajo la forma de abanicos de rotura. Hacia los márgenes pueden existir las bahías cuando los canales distributarios estuarinos penetran en forma aislada hacia el mar. En estas bahías, se deposita material fino de origen marino, o proveniente de las inundaciones, o también arena, la cual puede ser transportada hasta allí por las corrientes litorales desde la boca del estuario, o arena de abanico de rotura.

La tendencia de las facies en las bahías interdistributarias es LL, LLB, HB, STLB, presentando un patrón granodecreciente hacia el tope y espesores que varían de 1 a 13 pies, como se presenta en el intervalo desde 18.295' 00'' a 18.288' 00'' (Figuras 62 y 63). Se caracterizan por presentar láminas delgadas de areniscas de grano fino interestratificadas con láminas de arcillitas constituyendo las facies heterolíticas. Presenta bioturbación de moderada a intensa y se puede diferenciar la icnofacies *Glossifungites*. El contacto inferior presenta gradación normal sobre los sedimentos arenosos de grano fino de las barras desembocadura y/o mareas, y el superior es también abrupto con los sedimentos finos y medios de las facies A1P, A1MB, A1M, A2M y A2X de los depósitos de barra estuarina y/o mareas y de canales distributarios estuarinos.

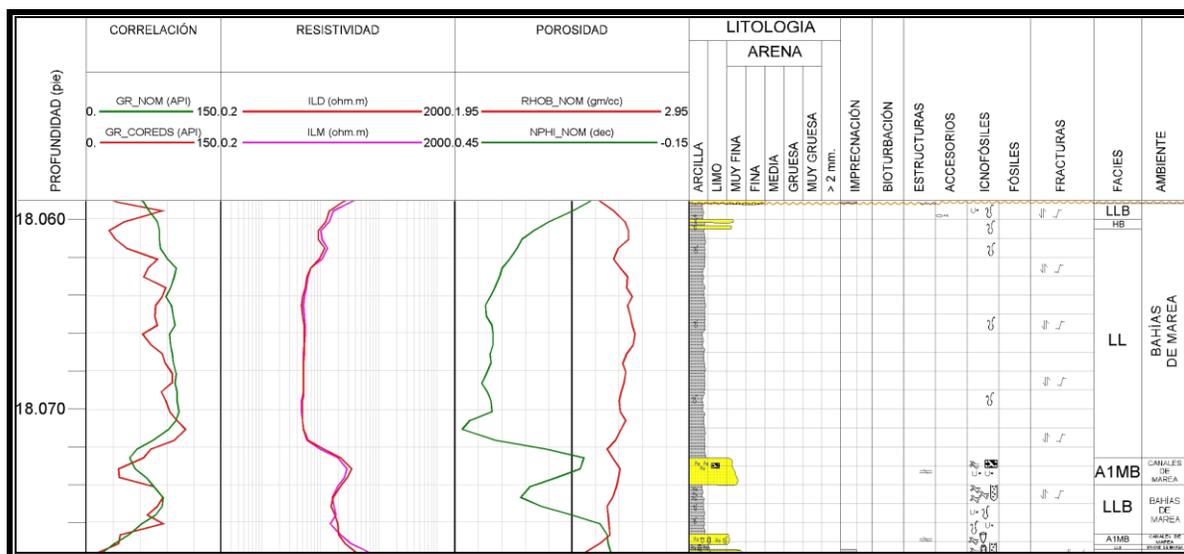


Figura 62. Asociación de facies de bahías interdistributarias en facies lutíticas (LL), pobremente bioturbadas.

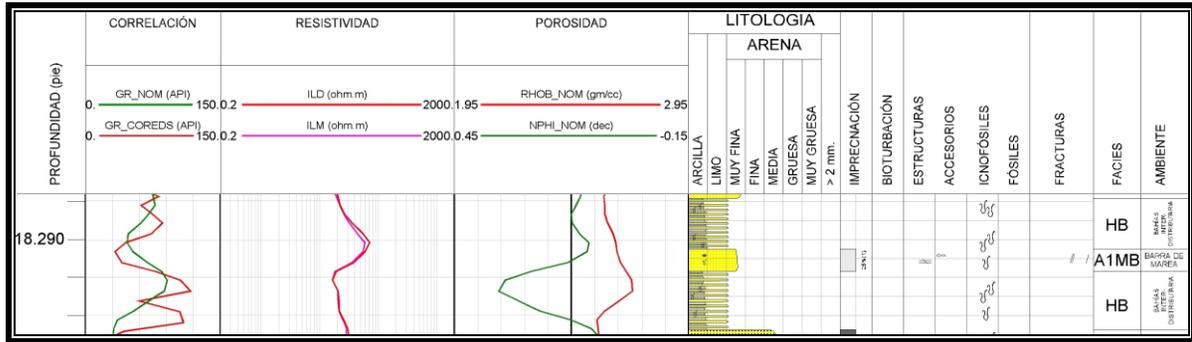


Figura 63. Asociación de facies de bahías interdistributarias en facies heterolíticas bioturbadas (HB).

#### 5.3.1.4.- Asociación de Facies de Canales de Marea

La asociación de facies de canal de marea se presenta por un patrón granodecreciente constituido por areniscas de grano fino a grueso y un espesor de 1 a 10 pies. Se caracteriza por las siguientes facies A1M, A1MB, A1P, A1PB, A1X, A2M y A2MB, finalizando en A1M, A2X y en HB como se observa en el intervalo que va desde 18.147' 06'' a 18.139' 00'' y desde 18.098' 10'' a 18.081' 00'' (Figura 64 y Figura 65) Los contactos tanto inferiores como superiores son abruptos y gradacionales, respectivamente, con sedimentos finos de la facies LL, HB y A2X, A1M en la parte superior.

La influencia de marea se observa claramente en todo el intervalo de esta asociación, donde se pueden observar estructuras sedimentarias de flujo bidireccional, doble laminación de arcillitas, superficies de reactivación con clastos de lodos. Estas asociaciones de facies se encuentran bioturbadas como resultado del abandono del canal e inmediata colonización por incogéneros característicos, de un ambiente de aguas salobres, tales como *Conichnus*, *Chondrites*, *Arenicolites*, *Thalassinoides*, *Ophiomorphas*, *Rosselias*, y *Planolites*.

Generalmente los canales de marea se encuentran en las ensenadas de marea formando depósitos de arena con base erosiva y un contacto en el tope más o menos gradual con los sedimentos arcillosos de las bahías de marea (Reineck et al, 1980).

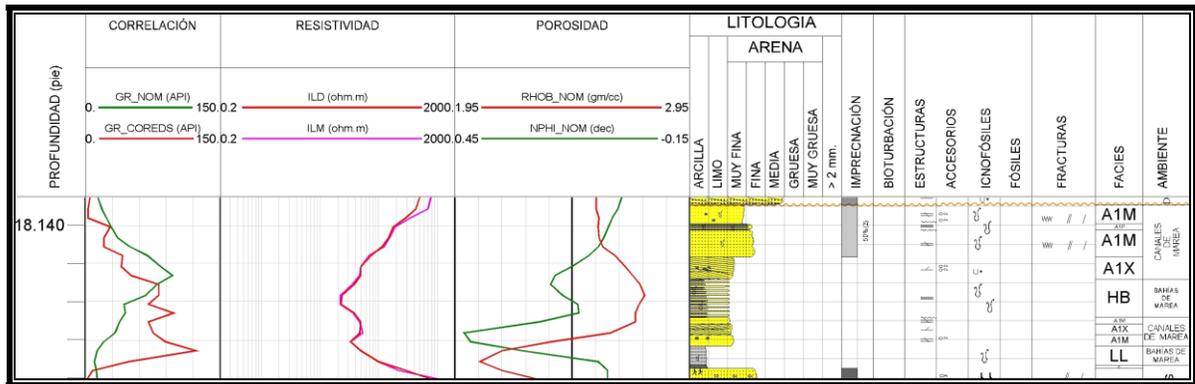


Figura 64. Asociación de facies de canales de marea.

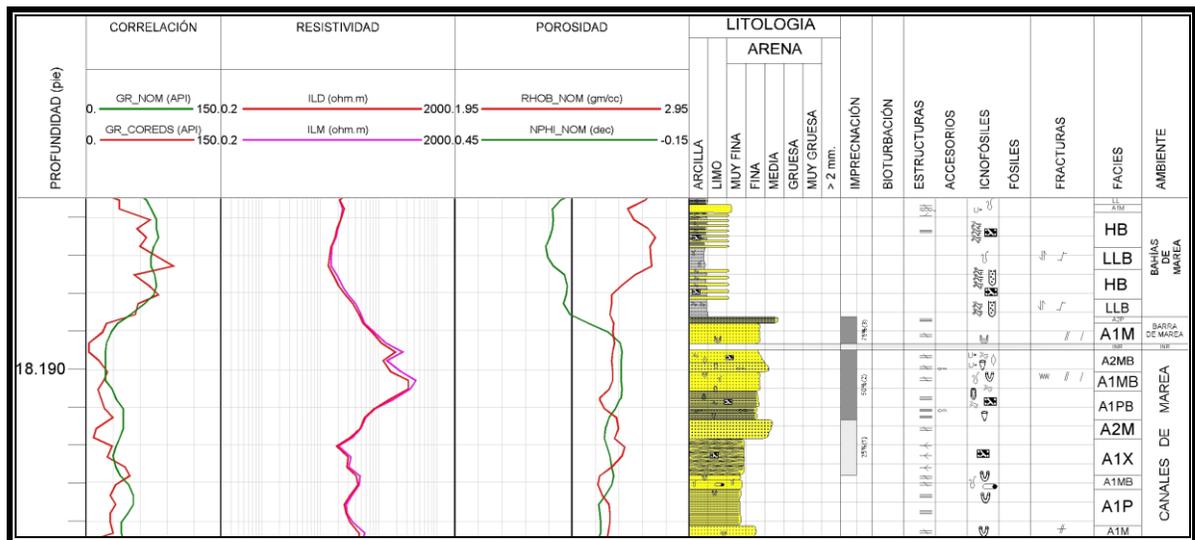


Figura 65. Asociación de facies de canales de marea apilados.

### 5.3.1.5.- Asociación de Facies de Barras Estuarinas

La barra estuarina está constituida por un cuerpo arenoso que presenta laminaciones de arcilla hacia las partes marginales de la barra y prograda sobre lutitas de prodelta. El cuerpo de arena que constituye la barra estuarina tiene forma alargada, siendo más grueso hacia la desembocadura del canal distributivo estuarino y se hace más fino hacia los márgenes de la barra. Las arenas de las barras son generalmente más finas que las de los canales, pero su extensión areal es más importante (Allen, 1997).

Las asociaciones de facies de barras estuarinas están representadas en los intervalos de 18.298' 09'' a 18.294' 09'' y de 18. 251' 10'' a 18.249' 06'' por las siguientes facies de base a tope: A1M, A2M y A1MB, mostrando un patrón granocreciente (Figura 66). Las asociaciones de barras estuarinas en los intervalos mencionados presentan espesores aproximados de 4 y 2 pies respectivamente. El contacto superior es transicional a las facies de bahías interdistributarias (HB), aunque por lo general, es abrupto y discordante con las facies de canales distributarios, mientras que el contacto inferior es transicional con las facies de sedimentos finos de las lutitas de las bahías interdistributarias o a las bahías de marea. Estas facies están de moderada a escasamente bioturbadas, en partes están intensamente bioturbadas por icnogéneros, los cuales no se pudieron reconocer. Sin embargo, la presencia de estos icnofósiles así como la secuencia de las facies de esta asociación es lo que permite inferir que estos intervalos corresponden a posibles barras estuarina.

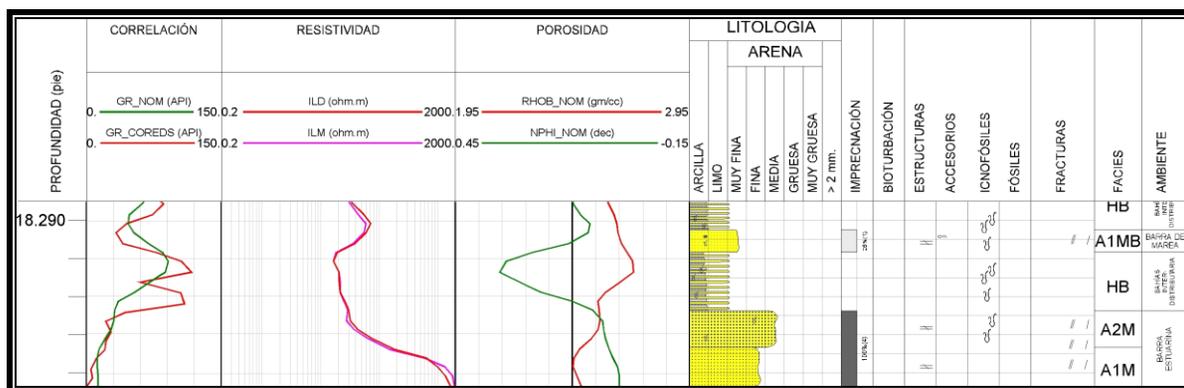


Figura 66. Asociación de facies de barra estuarina.

### 5.3.1.6.- Asociación de Facies de Barra de Marea

La secuencia estratigráfica que conforma la asociación de facies de barras de marea, esta principalmente compuesta por: A1M, A1MB y A2P, que comprenden a los intervalos desde 18.290' 06'' a 18.291' 08'' y 18.088' 08'' a 18.087' 03'', con patrones granocreciente y espesores que varían entre 1 y 2 pies aproximadamente. Los contactos tanto superior como inferior son gradacionales sobre los sedimentos de bahías de marea y/o bahías interdistributarias (Figura 67). El material arenoso está representado por el predominio de la facies A1M, la cual está pobremente bioturbada por organismos en un ambiente de aguas

salobres, como lo indica el arreglo monoespecífico de icnogéneros de las icnofacies *Glossifungites*, tal como el *Diplocraterion*.

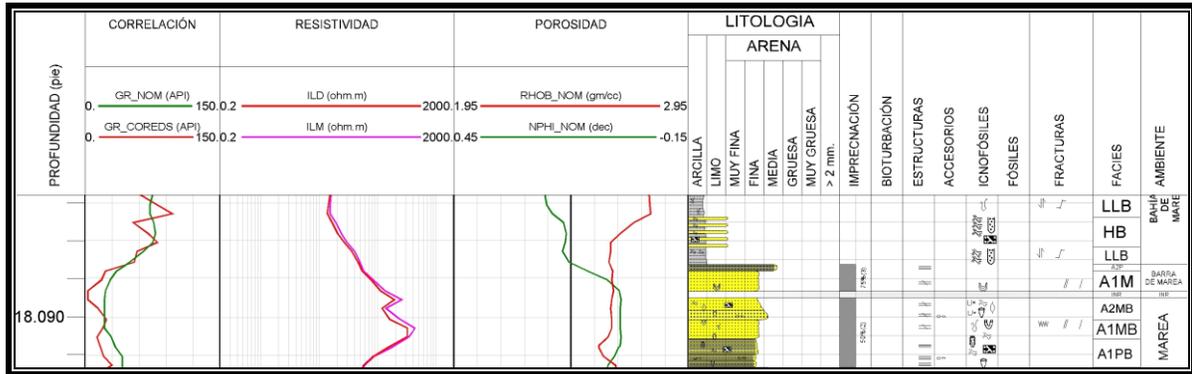


Figura 67. Asociación de facies de barra de marea.

### 5.3.2.- Análisis Petrográficos

Los análisis petrográficos fueron tomados, reinterpretados y modificados de Rangel M. et al., 2012, titulado “Caracterización Sedimentológica-Petrográfica de los núcleos de los Pozos TRV-3 y TRV-4X. Campo Travi. norte de Monagas”.

A continuación los resultados de los análisis petrográficos del pozo TRV-3 y del pozo TRV-4X, obtenidos por depósitos sedimentarios, cuyas secciones finas se tomaron en los depósitos arenosos. Dichos análisis se desglosan en función de las componentes principales, la clasificación de rocas, las características texturales y los procesos diagenéticos.

#### 5.3.2.1.- Pozo TRV-3

##### 5.3.2.1.1.- Canales Distributarios Estuarinos

Se analizaron un total de 70 muestras, de los cuales 57 representan depósitos de canales distributarios estuarinos, cuyas profundidades se presentan en la Tabla 18.

Tabla 18. Secciones finas en los canales distributarios estuarinos.

Nº	Profundidad núcleo (Pies)	Facies	Depósito Sedimentario	Nº	Profundidad núcleo (Pies)	Facies	Depósito Sedimentario
1	17991' 08"	A2M	Canales distributarios estuarinos	36	18125' 00"	A1M	Canales distributarios estuarinos
2	17995' 05"	A2M		37	18127' 09"	A2M	
3	17997' 03"	A1M		38	18137' 02"	A2X	
4	18002' 10"	A1MB		39	18142' 00"	A1X	
5	18006' 04"	A1MB		40	18149' 02"	A1M	
6	18008' 03"	A2M		41	18150' 05"	A1M	
7	18011' 00"	A1M		43	18179' 03"	A1P	
8	18013' 05"	A1M		44	18183' 10"	A2X	
9	18014' 05"	A1X		45	18188' 07"	A1P	
10	18019' 06"	A1M		46	18202' 06"	A1M	
11	18022' 04"	A1M		47	18203' 05"	A1M	
12	18026' 00"	A1M		48	18206' 11"	A3X	
13	18032' 05"	A2M		49	18208' 08"	A2X	
14	18042' 05"	A1M		50	18210' 10"	A2X	
15	18046' 01"	A1X		51	18216' 07"	A2M	
16	18051' 05"	A1M		52	18222' 01"	A2MB	
17	18062' 02"	A2X		53	18224' 04"	A2MB	
18	18065' 00"	A2X		54	18227' 00"	A2MB	
19	18066' 00"	A2X		55	18230' 07"	A2M	
20	18067' 03"	A1X		56	18233' 05"	A2M	
21	18072' 00"	A2X		57	18233' 10"	A2X	
22	18076' 03"	A2X		58	18238' 04"	A2X	
23	18079' 04"	A3X		59	18240' 04"	A2X	
30	18110' 08"	A2M		60	18242' 02"	A2X	
31	18114' 04"	A2M		61	18245' 00"	A2X	
32	18117' 05"	A3X		62	18247' 03"	A2M	
33	18118' 05"	A3X		65	18252' 09"	A2X	
34	18118' 07"	A3X		66	18256' 04"	A2X	
35	18122' 01"	A2M		67			

La gran mayoría de los depósitos de canales distributarios estuarinos se encuentran apilados o amalgamados, en otros casos individuales y abandonados, presentan una gradación granodecreciente hacia el tope con facies A3X, A2X, A1X, A2M, A1M y cuando son canales abandonados, hacia el tope, terminan con depósitos fangosos de la llanura interdistributaria con facies C, LL y STLB.

### 5.3.2.1.1.1.- Componentes Principales

Los canales distributarios estuarinos se caracterizan por contener, el 99,12% de cuarzo total, principalmente las facies A3X, A2X, A1X, A2M, A1M. Los demás componentes detríticos están por debajo del orden de 0,5%, entre ellos los feldspatos en cantidades muy bajas (0,17%), los fragmentos de rocas tipo sedimentarios con un 0,49% y accesorios especialmente algunas micas moscovitas y circones (0,17%) como se observa en la Figura 68. El contenido de matriz arcillosa se presenta desde trazas a 35% con un promedio 2,38% (Figura 69).

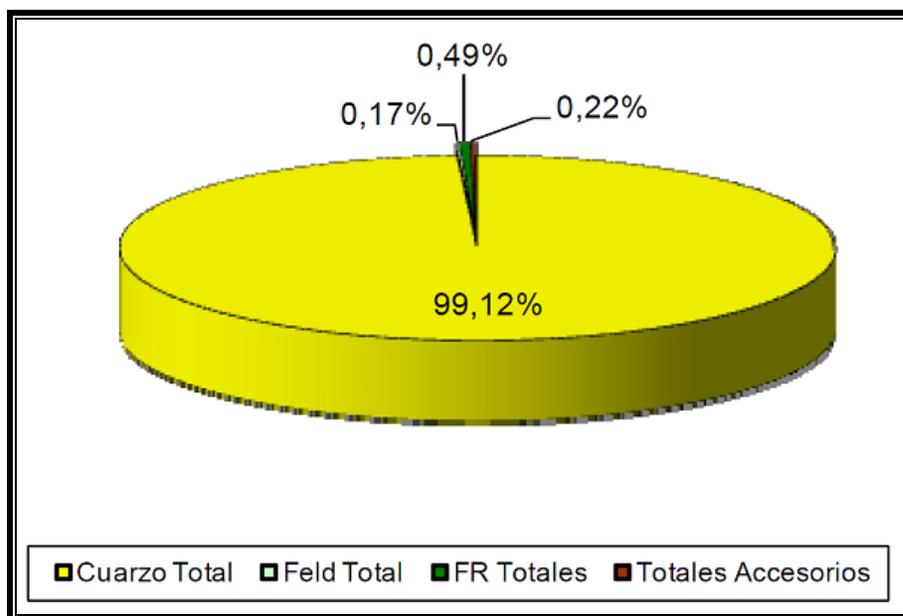


Figura 68. Distribución de los componentes detríticos de los canales distributarios estuarinos.

Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Entre los minerales autigénicos (8,55%), a pesar de presentarse con valores muy bajos, la caolinita es el principal componente cementante de granos con valores que van desde trazas a

9% y promedio de 1,71%, seguido de cemento de sílice con promedio de 0,9% y valor máximo de 10% a la profundidad de 18.188' 07" representado por cuarzo microcristalino. También se observó el carbonato como cemento en cantidades muy bajas de trazas a 4%, principalmente calcita (0%-4%) y escasa siderita. La pirita en trazas y como reemplazo de granos (0,42%) así como materia orgánica y/o hidrocarburo residual (5,15%) que se observa en todas las facies A3X, A2X, A1X, A2M, A1M, actuando como cemento de granos.

La porosidad total de estos depósitos oscila entre 0,60% y 21,5%, con un promedio 9,48% principalmente en las facies A3X, A2X y A2M, como se observa en la Figura 69, siendo producto principalmente de la disolución de granos, cementos y/o matriz arcillosa (porosidad secundaria). La porosidad primaria no supera el 4% y varía desde trazas a 1,19%, la cual podría estar asociada a alta compactación por soterramiento y el alto contenido de hidrocarburo residual.

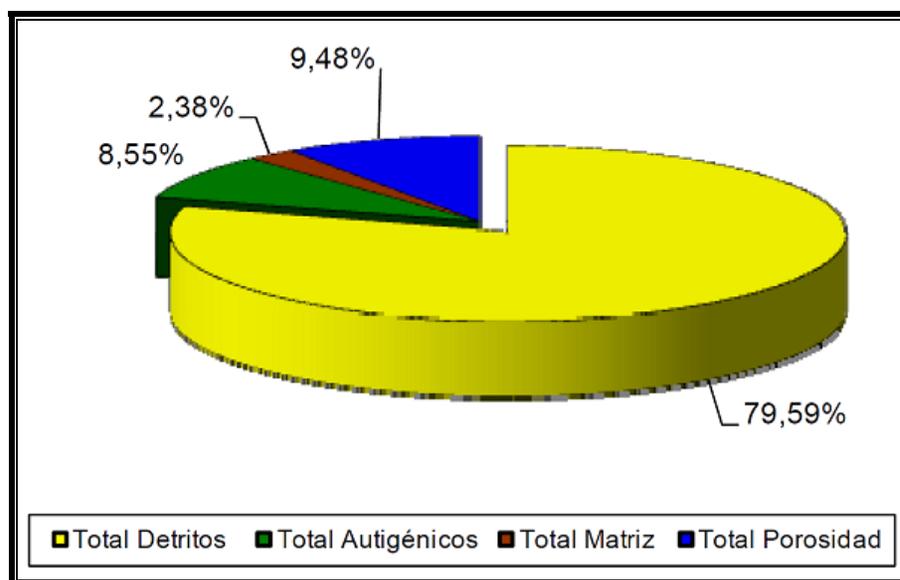


Figura 69. Distribución de los componentes totales y la porosidad en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Tomando en cuenta los análisis de DRX, en la Figura 70a se tiene que el constituyente más importante en las facies A3X, A2X, A1X, A2M, A1M es el cuarzo con un 93.19% de promedio, las arcillas (5.58%), pirita (1,20%) y menos común la calcita (0,03%). En la Figura 70b se

observa que entre los minerales de arcilla la caolinita (27,73%) es la más común en todas las muestras, seguido de la illita (8,70%) y los interestratificados illita-esmectita (2,60%). Igualmente se reporta gran cantidad de cuarzo microcristalino (41,72%) con tamaño < 2 micras y un 19,26% de otros elementos sin identificar.

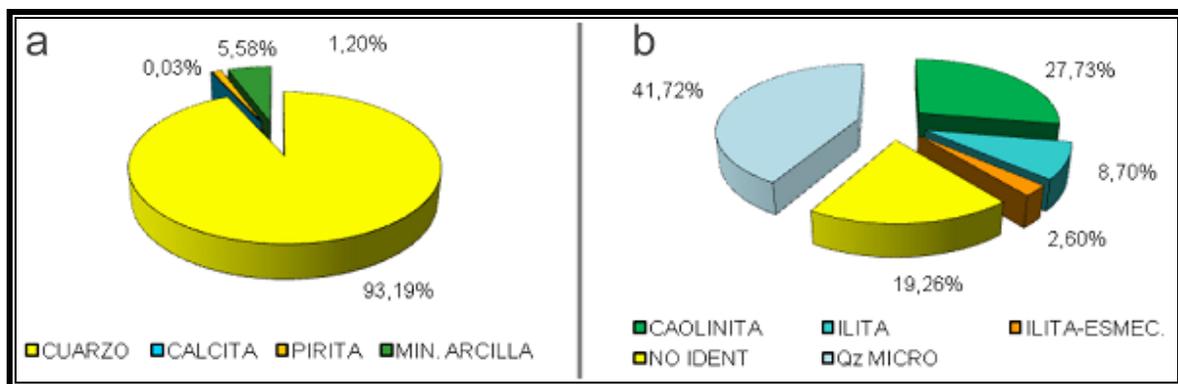


Figura 70. Distribución de los componentes de la roca total y fracción <2 micras en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

### 5.3.2.1.1.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales

El total de muestras analizadas de los canales distributarios estuarinos, 92,7% del total, son rocas siliciclásticas, tipo Arenitas Cuarzosas de facies A3X, A2X y A2M principalmente y el 7,3% se clasifica como Wacka Cuarzosa de facies A1M, A1MB, A2MB y A1P, por contener más 15% de arcilla (Figura 71).

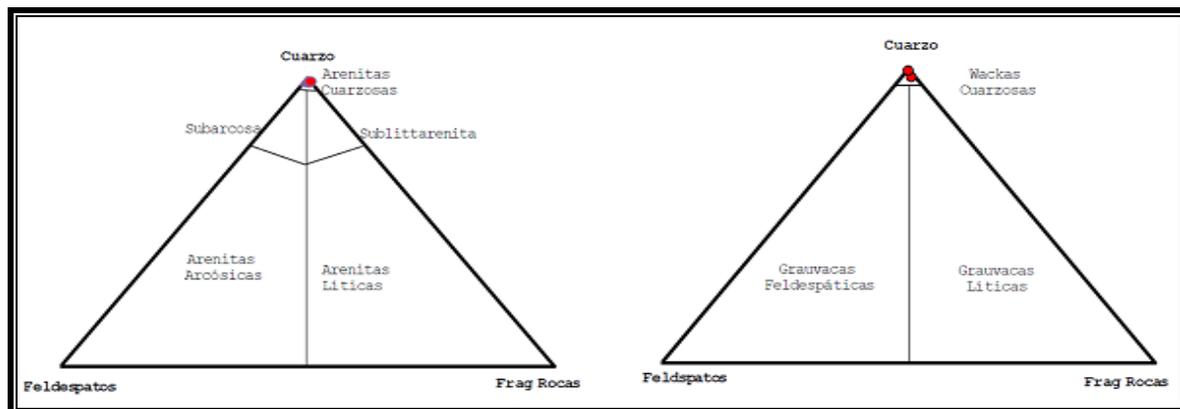


Figura 71. Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Estas areniscas de los canales distributarios estuarinos presentan un tamaño de grano promedio de arena media (0,44mm), facies A2X, A2M, A2MB y A2P, con variaciones de arena muy gruesa (0.84mm), facies A3X, a arena fina (0,12mm), facies A1X, A1M y A1P, con una selección variable que va de pobre, moderada a bien escogidos, subangulares a subredondeados con escasos granos redondeados, en contacto tangencial, cóncavo-convexo y suturado principalmente. Texturalmente se puede clasificar como rocas submaduras (87,5%) por presentar menos del 5% de arcilla, granos no redondeados y no bien escogidos, con excepción de las muestras 18.188' 07", 18.224' 04" y 18.256' 04" que contienen más del 5% de arcilla, granos no redondeados y pobremente escogidos.

#### ***5.3.2.1.1.3.- Procesos Diagenéticos***

La compactación (Figuras 72a y 72b) es uno de los primeros procesos diagenéticos observados, presentándose moderada, ya que existe un predominio de contactos cóncavo-convexos, seguidos por contactos longitudinales y en algunos casos, la presencia de contactos suturados; ocasionalmente se observan contactos granoflotantes (18.188' 07" pies, facies A1P) relacionados principalmente con los contactos entre los granos y la matriz o cementos.

Se observa la precipitación de sobrecrecimientos de cuarzo (Figuras 72c y 72d) y la disolución de posible matriz y granos lábiles (feldespatos y fragmentos de roca) es un proceso temprano y que puede explicar la escasez de feldespatos donde se generan iones de Al, Si y K que posiblemente forman la caolinita (Figuras 72e y 72f), que es el cemento más común presente en casi todas las muestras analizadas en los canales distributarios.

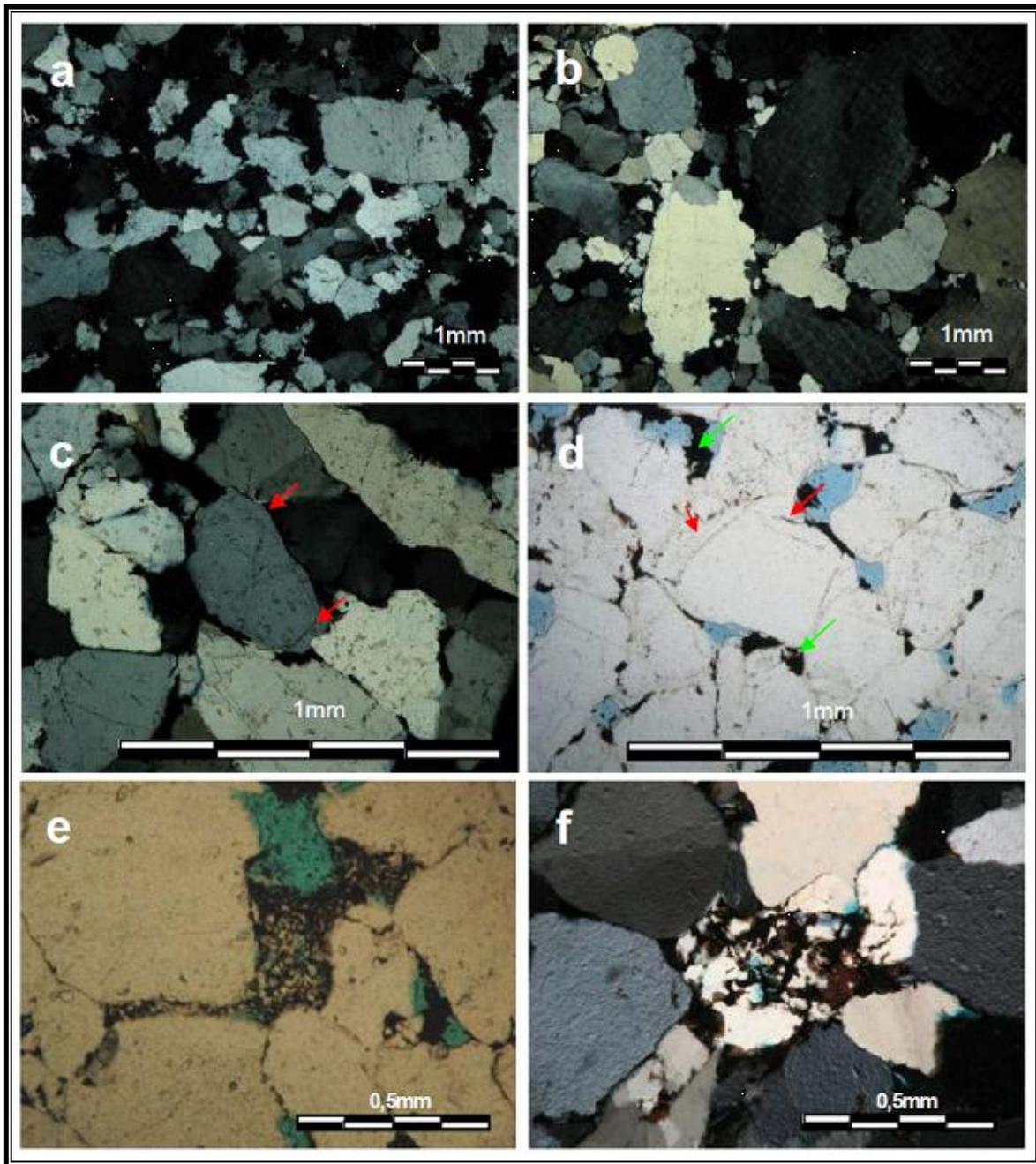


Figura 72. Fotomicrografías de canales distributarios estuarinos. a. 17.991' 08'' (2,5x, NC). b. 17.995' 00'' pies (2,5x, NC); Arenitas cuarzosas de grano medio, subredondeados a subangulares en contacto tangenciales, cóncavo convexo y suturados (evidencia de compactación mecánica). c. 17.997' 03'' pies (10x, NC); Cementación de cuarzo en forma de sobrecrecimiento. d. 18.256' 04'' pies (10x, NP) Cementación de cuarzo y materia orgánica en poros. e. 18.127' 09'' (10x, NP) Caolinita en poros. f. 18.150' 05'' (10x, NC) Materia Orgánica revistiendo granos de cuarzo. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

La precipitación de pirita, siderita y calcita son procesos menos comunes y se presentan rellenando poros intragranulares en algunos granos que han sufrido disolución anteriormente. Posterior a todos estos eventos de compactación, precipitación, reemplazo y recristalización ocurrió la migración de hidrocarburos que actúa como cementos entre los granos e inhibió la continuación de la diagénesis.

### 5.3.2.1.2.- Barras Estuarinas

De las 70 muestras analizadas, siete de ellas representan los depósitos de barras estuarinas, cuyas profundidades se presentan en la Tabla 19.

Tabla 19. Secciones finas en los depósitos de barras estuarinas.

Nº	Profundidad núcleo (Pies)	Facies	Depósito Sedimentario
42	18158' 06"	A2M	<b>Barras Estuarinas</b>
63	18250' 00"	A1M	
64	18250' 05"	A1M	
67	18284' 00"	A1MB	
68	18286' 09"	A1M	
69	18295' 02"	A2M	
70	18298' 09"	A1M	

#### 5.3.2.1.2.1.- Componentes Principales

El principal constituyente en las barras estuarinas es el cuarzo monocristalino (48,91%-85,50%) y el cuarzo policristalino (0,10%-25,92%) con un promedio total de 97,79% en las facies A2M, A1M y A1MB (Figura 73), menos común se observan los fragmentos de rocas sedimentarias que varía entre cantidades trazas a 2,10% y 0,53% de promedio y feldespatos tipo ortosa (0,18%). Otros constituyentes presentes en las rocas pero en mayor proporción son los accesorios (1,50%) principalmente: minerales pesados (0,39%) y micas moscovitas (1,1%).

Entre los componentes totales tenemos que los detríticos son los más comunes. En cuanto a la matriz sólo se observó en la muestra a la profundidad de 18.158' 06'' de facies A2M;

presentando un promedio 0,56% del total de los constituyentes de rocas (Figura 74). En las demás muestras que representan las facies A1M y A1MB no se observó matriz.

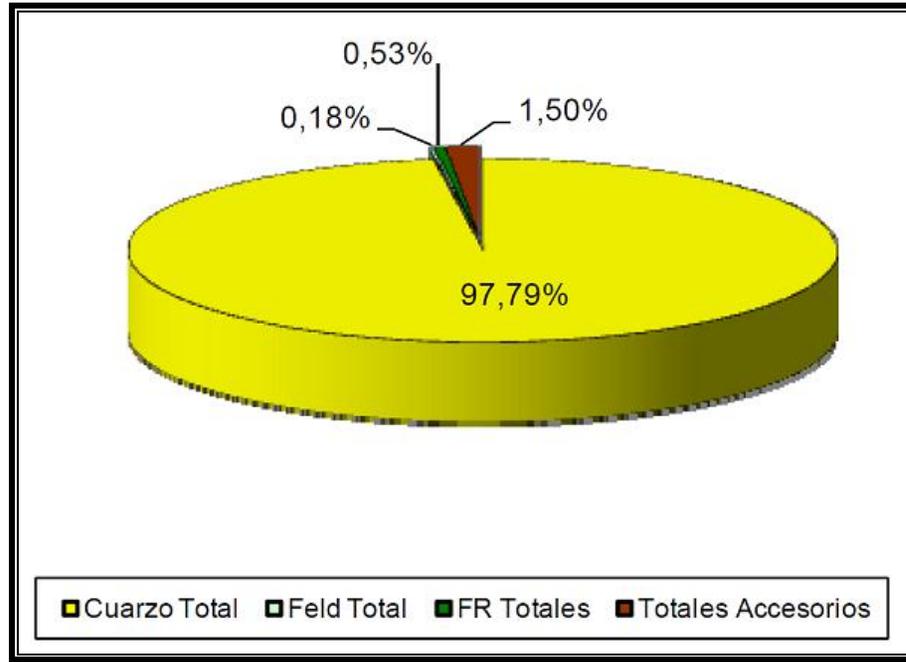


Figura 73. Distribución de los componentes detríticos en los depósitos de barras estuarinas.

Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Los depósitos de barras estuarinas son los que presentan el mayor porcentaje de minerales autígenicos de todos los depósitos analizados, con un promedio de 11,02%, representados en su mayoría por los cementos que varían de 2,78% a 28%, siendo el más importante el cemento carbonático, representado por calcita (trazas a 27%) y la siderita (14,20%). Entre los cementos arcillosos, la caolinita (0% a 4,10%) es la más común en casi todas las muestras. En menor proporción se tiene sobrecrecimientos de cuarzo (0%-4,81%). La materia orgánica y/o hidrocarburo residual está presente en todas las facies A2M, A1M y A1MB, delineando granos y actuando como cemento de granos con un promedio de 4,5% (0% a 12%). La pirita se encuentra reemplazando granos, cementos y/o matriz (0%-9,4%).

La porosidad total varía entre cantidades 0,30% a 23,4% con promedio total de 9,61%, principalmente en las facies A2M y A1M, como se observa en la Figura 74, siendo la porosidad secundaria la más importante y producto de la disolución de granos, matriz y/o cementos, así

como la formación de poros ampliados. Este tipo de porosidad se presenta en trazas hasta 22,4% con un promedio de 8,75% comparada con la porosidad primaria. Igualmente se observan algunos poros intergranulares en cantidades trazas a 2%.

En los análisis de DRX (Figura 75) específicamente roca total se puede observar la abundancia del cuarzo (90%), tomando en cuenta que en este porcentaje se incluyen los granos de chert y el cuarzo policristalino. Igualmente se reporta 6% de minerales de arcilla, 2% de siderita, 1% de calcita y 1% de pirita. Entre los minerales de arcilla más abundantes lo representan las arcillas tipo caolinita (39%), illita (9%) y illita/esmectita (2%), sin embargo, es importante resaltar que un 50% de las muestras en los análisis fracción < 2 micras no pudo ser identificado debido a la presencia de elementos no identificables (posiblemente asfáltenos).

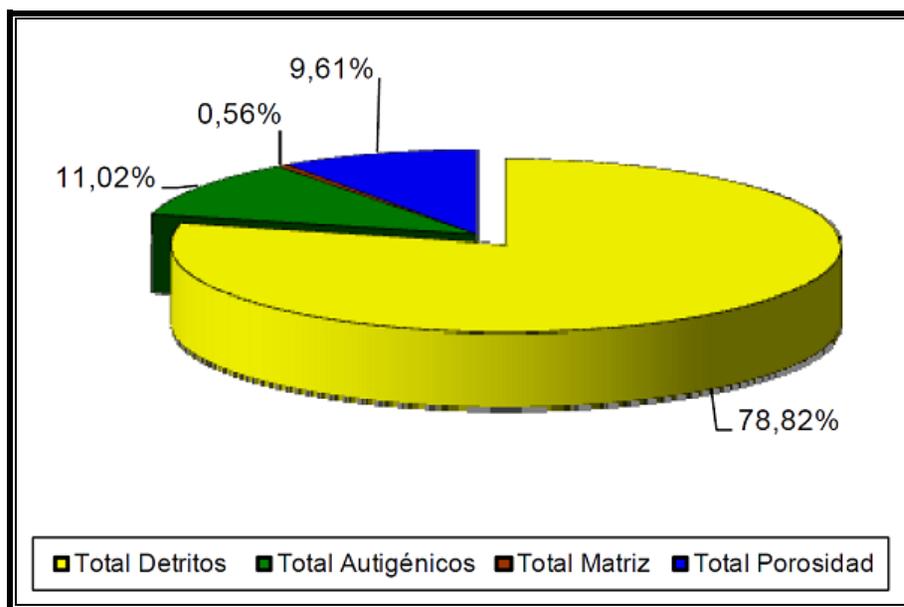


Figura 74. Distribución de los componentes totales y porosidad en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

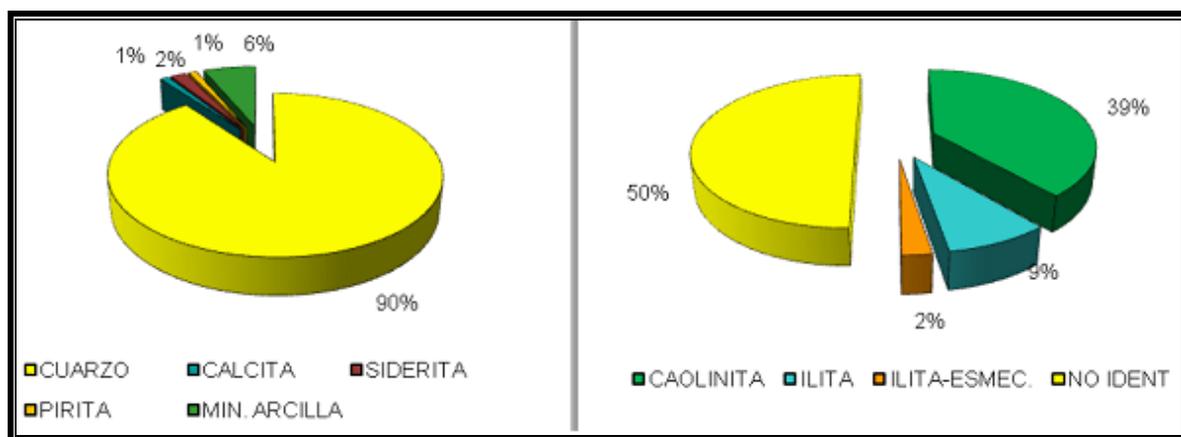


Figura 75. Distribución de los componentes de roca total y fracción <2 micras en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

#### 5.3.2.1.2.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales

Las muestras de barras estuarinas fueron clasificadas según Pettijohn et al., 1987, como arenitas cuarzosas de facies A1M principalmente y arenitas cuarzosas calcáreas de facies A1MB por presentar un alto porcentaje de cemento de calcita y arenita cuarzosa siderítica de facies A2M (Figura 76).

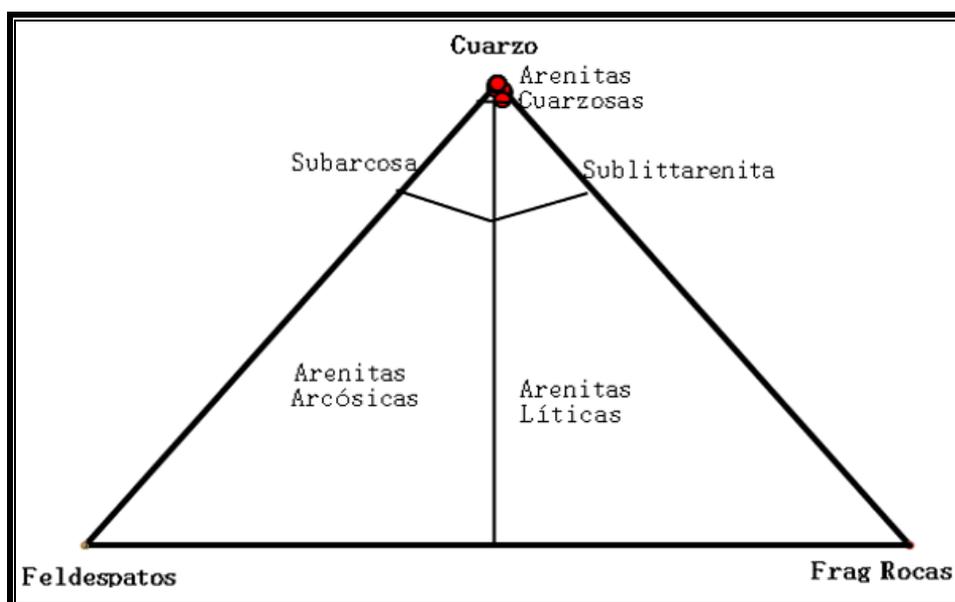


Figura 76. Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los depósitos de barras estuarinas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Estas areniscas presentan tamaño de grano promedio de arena media (0,41 mm), facies A2M, con variaciones de arena fina (0,15 mm), facies A1M y A1MB, a arena gruesa a media (0,77 mm), facies A2M, con escogimiento variable que va de pobre a bueno. Los granos en su mayoría son subredondeados y subangulares, con predominio de contactos cóncavo-convexos, tangenciales y suturados entre los granos indican una moderada a alta compactación, con excepción de las areniscas calcáreas que presentan contacto puntuales y flotantes (contacto grano cemento). La madurez textural en las areniscas estudiadas es en su mayoría son submaduras debido al escaso contenido de matriz arcillosa presente en las muestras.

#### ***5.3.2.1.2.3.- Procesos Diagenéticos***

El primer proceso diagenético presente es la compactación, que se evidencia por el predominio de contactos cóncavo-convexos y tangenciales. Localmente se observan contactos suturados indicando una alta compactación. Los contactos cóncavo-convexos y suturados son generalmente el resultado de presión-solución.

La disolución de posible matriz y granos lábiles (feldespatos y fragmentos de roca) es un proceso temprano y que puede explicar la escasez de feldespatos donde se generan iones de Al, Si y K que posiblemente forman la caolinita, que es el cemento más común presente en casi todas las muestras analizadas.

Se observa disolución de granos (Figura 77b), conjuntamente con la precipitación de sobrecrecimientos de las arcillas autigénicas tipo caolinita, (Figura 77a) siendo este último el cemento arcilloso más común en las muestras, que puede ser producto de la recristalización de la matriz y/o probablemente por alteración en fragmentos líticos.

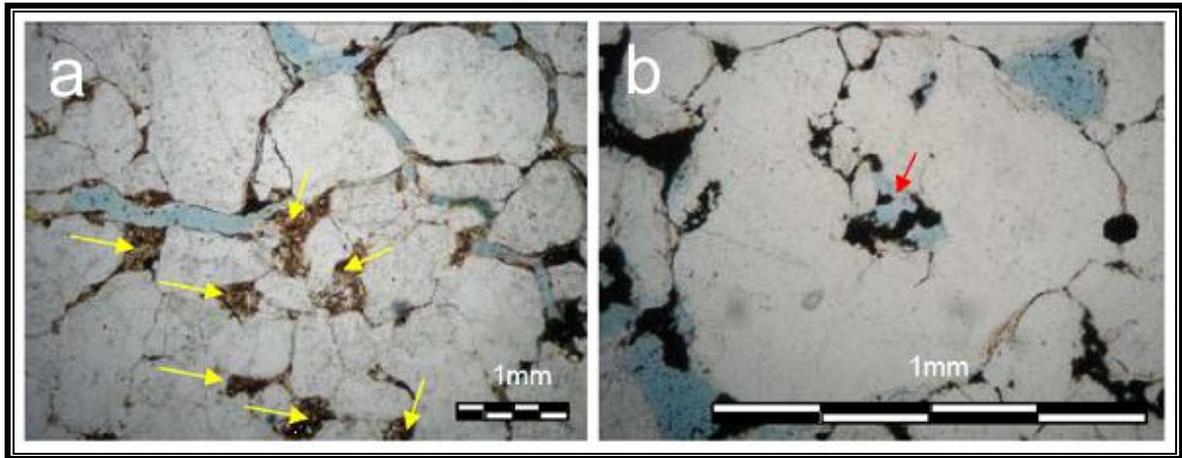


Figura 77. Fotomicrografías de barras estuarinas. a. 18295' 02''pies (2,5x, NP) Precipitación de caolinita. b. 18298' 09''pies (10x, NP) Porosidad por disolución de granos rellena por materia orgánica y/o hidrocarburo residual. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

#### 5.3.2.1.3.- Canales de Marea

De las 70 muestras analizadas, 6 de ellas representan los depósitos de canales de marea, cuyas profundidades se presentan en la Tabla 20.

Tabla 20. Secciones finas en depósitos de canales de marea.

Nº	Profundidad núcleo (Pies)	Facies	Depósito Sedimentario
24	18089' 00"	A2MB	<b>Canales de Marea</b>
25	18090' 00"	A2MB	
26	18093' 03"	A2M	
27	18095' 11"	A1MB	
28	18096' 07"	A1P	
29	18097' 07"	A1P	

#### 5.3.2.1.3.1.- Componentes Principales

Dentro de los componentes detríticos, de los canales de marea, el cuarzo es el grano predominante con 99,56%, en todas las facies A2M, A2MB, A1MB y A1P, representando casi el 100% del total de las muestras. En cantidades muy bajas a trazas se presentan fragmentos de rocas (0,31%) y accesorios (0,13%) como se observa en la Figura 78, estos últimos

representados por fragmentos fósiles, principalmente en las facies A2MB y A1MB. Los feldespatos están ausentes.

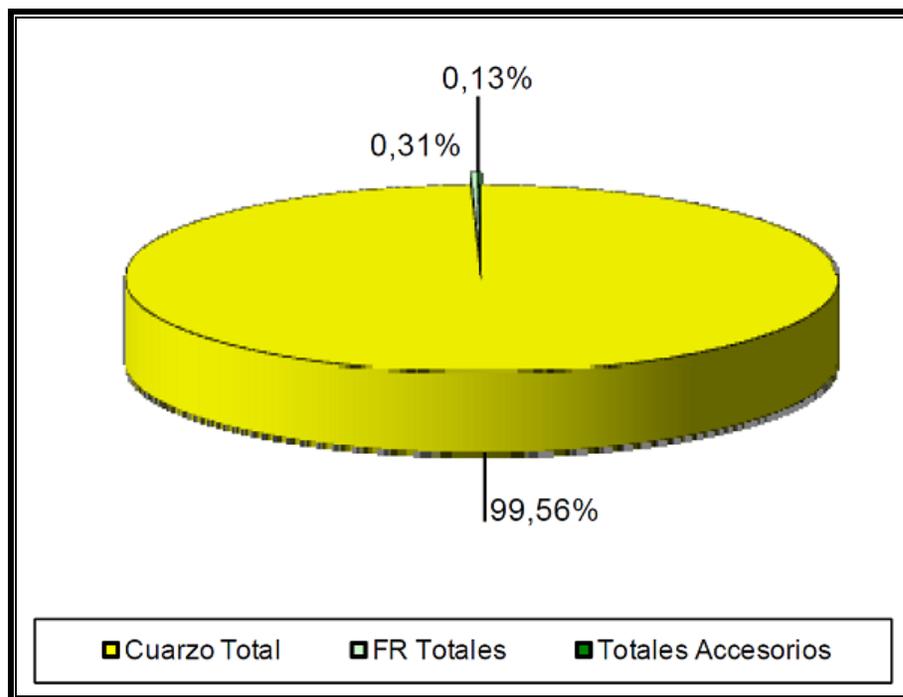


Figura 78. Distribución de los componentes detríticos en los depósitos de canales de marea.

Tomado de Rangel M. et al., 2012.

La matriz arcillosa (18,67%) se encuentra dispersa en las muestras; presentando un promedio 18,67% y los componentes antigénicos un 5,10% como se muestra en la Figura 79. Estos últimos están constituidos principalmente por los cementos de siderita, calcita y pirita, comúnmente en las facies bioturbadas A2MB y A1MB. La porosidad total está ausente debido al abundante contenido de matriz arcillosa.

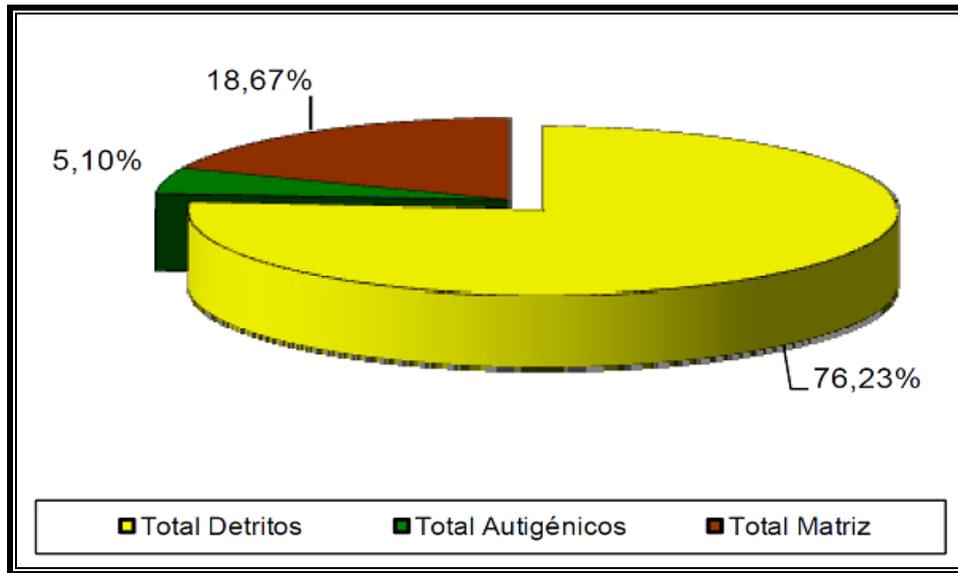


Figura 79. Distribución de los componentes totales y porosidad en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Los análisis de DRX (Figura 80) indican un contenido de cuarzo de 44% en promedio y de minerales de arcilla en un 40%, representando este último un elevado porcentaje comparado con los depósitos de canales distributarios estuarinos y barras estuarinas. El resto de los componentes son pirita con 6%, calcita 4% siderita con 3% al igual que los feldespatos sódicos. Entre los minerales de arcilla más comunes se tiene la caolinita (85%), la illita (11%) y la illita-esmectita (4%).

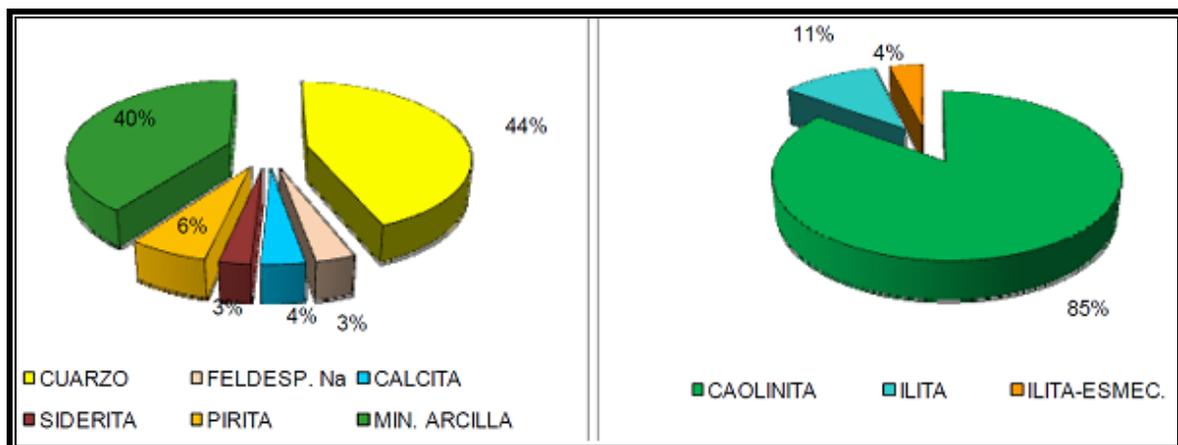


Figura 80. Distribución de los componentes de la roca total y fracción < 2 micras, en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

### 5.3.2.1.3.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales

De las muestras analizadas, una muestra representa una roca tipo limolita por su alto contenido de granos de cuarzo tamaño limo (0,05 mm) y matriz arcillosa de facies A1P con cemento de calcita/siderita (18.097' 07'') como se observa en la Figura 82d. Dos muestras representan rocas tipo areniscas, según la clasificación de Pettijohn et al., 1987, como se observa en la Figura 81; una muestra constituye una Wacka cuarzosa (18.095' 11'') por su alto contenido de matriz arcillosa (> 15%) en forma de láminas como se observa en las Figuras 82a y 82b, de facies A1MB y una arenita cuarzosa de facies A1P (18.096' 07'') con cemento de calcita localmente (Figura 82c).

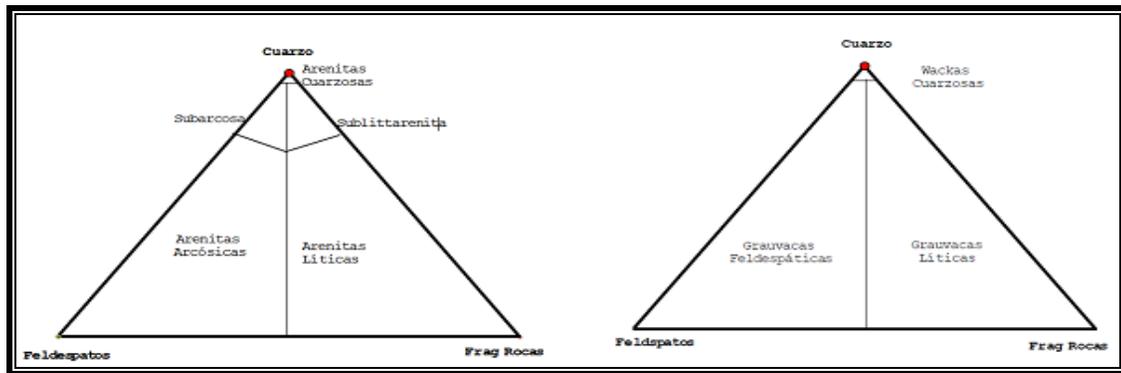


Figura 81. Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los depósitos de canales de marea. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

En general, dichas muestras presentan un tamaño de grano promedio de limo (0,05mm), facies STL, con variaciones de arena fina a muy fina, facies A1M y A1MB, subangulares a subredondeados, bien escogidos en contacto cóncavo convexos y tangenciales. Las muestras son texturalmente inmaduras por su alto contenido de matriz arcillosa (>5%).

### 5.3.2.1.3.3.- Procesos Diagenéticos

Los procesos diagenéticos observados son: compactación mecánica, precipitación de cementos especialmente siderita y calcita (Figuras 82c y 82d), infiltración de la matriz detrítica, disolución de granos de cuarzo y lavado de matriz, precipitación de caolinita autigénica. Otro proceso diagenético importante, es la presión-solución, observado por la presencia de contactos suturados (Figuras 82c y 82d).

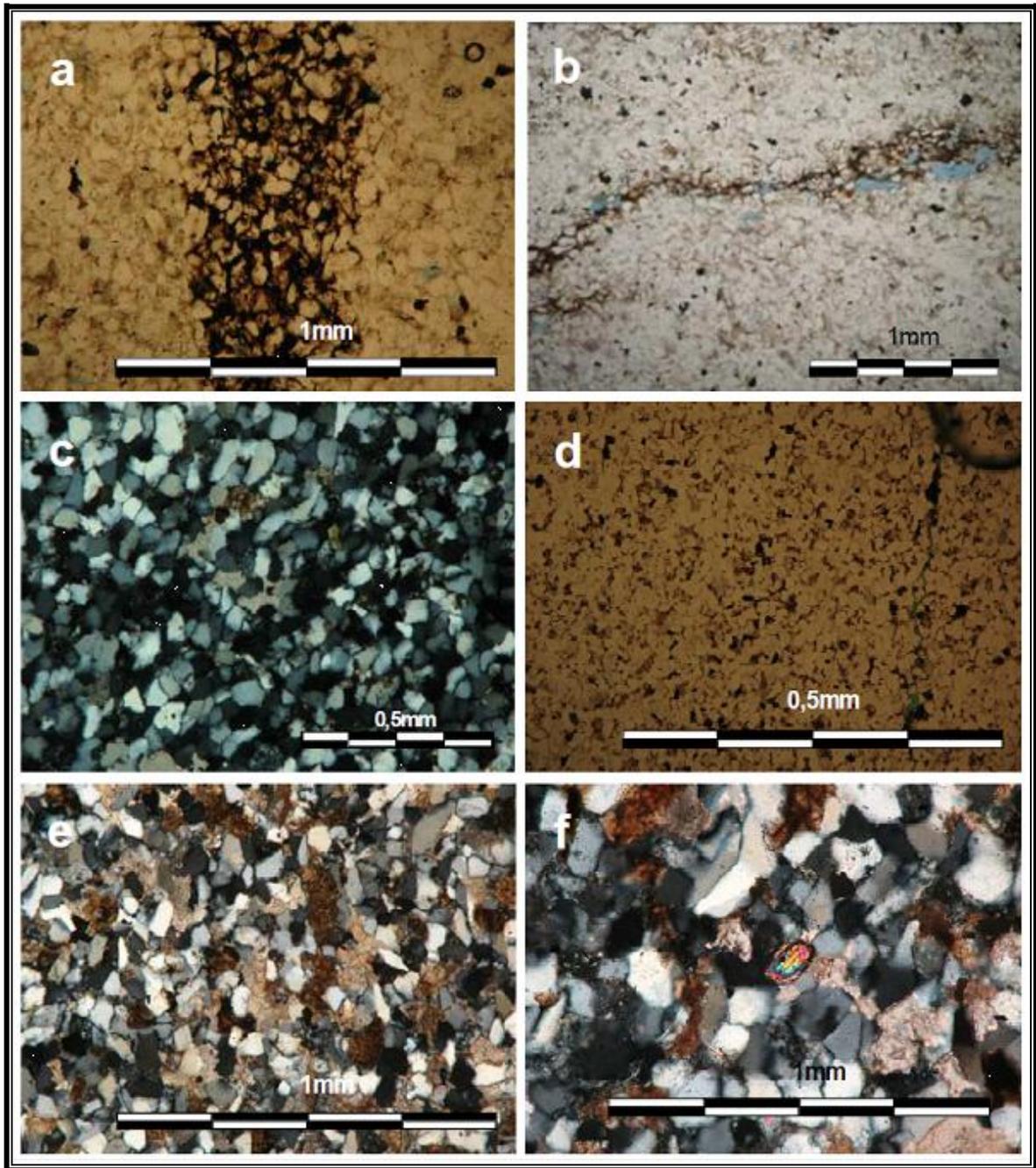


Figura 82. Fotomicrografías de los depósitos de canales de marea. a. y b. 18.095' 11'' (10x, NP) Arcilla detrítica en láminas. c. 18.096' 07'' (10x, NC) cemento de calcita y siderita; contacto cóncavo convexos y suturados. d. 18.097' 07'' (10x, NC) Limolita calcárea, con fragmentos de fósiles; porosidad por fractura. e. y f. 18.097' 07'' (20x, NC) cemento de calcita, siderita, fragmentos de fósiles minerales pesados y porosidad nula. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

### 5.3.2.2.- Pozo TRV-4X

#### 5.3.2.2.1.- Canales Distributarios Estuarinos

Se analizaron un total de 28 muestras, las cuales representan depósitos de canales distributarios estuarinos, cuyas profundidades se presentan en la Tabla 21.

Tabla 21. Secciones finas analizadas en canales distributarios estuarinos.

N°	Profundidad núcleo (Pies)	Facies	Depósito Sedimentario	N°	Profundidad núcleo (Pies)	Facies	Depósito Sedimentario
1	20162' 08"	A1M	Canales distributarios estuarinos	15	20199' 00"	A1MB	Canales distributarios estuarinos
2	20163' 06"	A1M		16	20201' 09"	A1X	
3	20165' 07"	A1M		17	20203' 00"	A1X	
4	20168' 03"	A1M		18	20214' 02"	A1M	
5	20169' 09"	A1M		19	20216' 08"	A1M	
6	20171' 04"	A1M		20	20217' 09"	A1MB	
7	20173' 08"	A1M		21	20236' 03"	A1M	
8	20187' 08"	A1MB		22	20237' 09"	A1M	
9	20188' 05"	A1P		23	20238' 04"	A1P	
10	20189' 00"	A1P		24	20239' 02"	A2MB	
11	20190' 02"	A1M		25	20240' 09'	STLB	
12	20192' 03"	A1X		26	20242' 00"	A1M	
13	20194' 00"	A1MB		27	20243' 03"	A1M	
14	20196' 02"	A1X		28	20257' 09"	A1M	

#### 5.3.2.2.1.1.- Componentes Principales

Dentro de los elementos detríticos, el cuarzo es el principal componente (98,29%) de los canales distributarios estuarinos, en menor proporción, se observan fragmentos de rocas sedimentarias (1,08%) y accesorios tipo micas moscovitas y minerales pesados (0,63%) como se observa en la Figura 83.

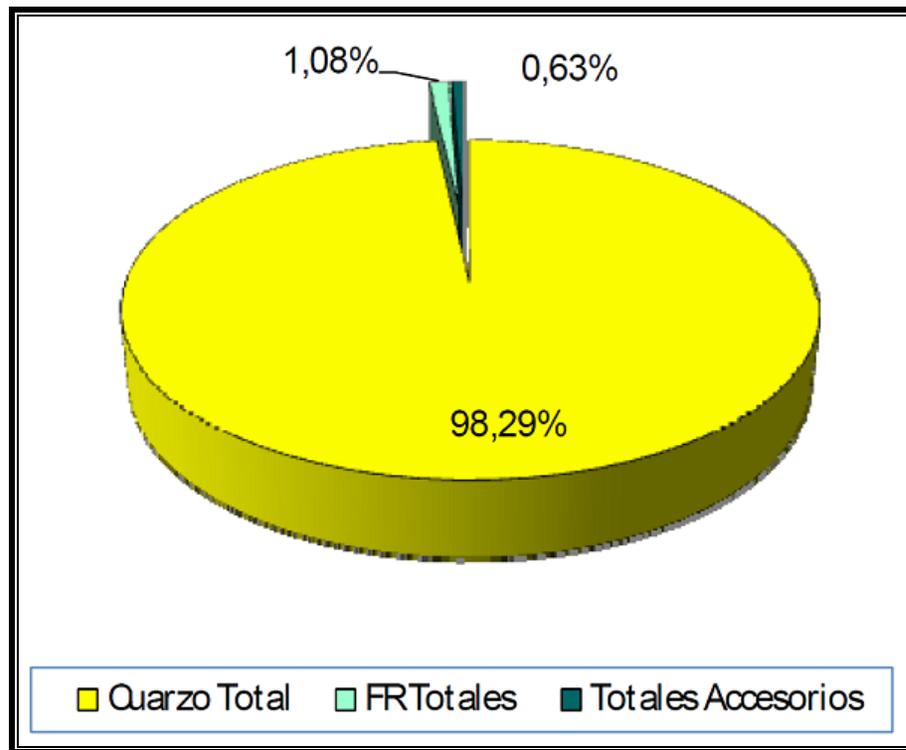


Figura 83. Distribución de los componentes detríticos en los canales distributarios estuarinos.

Tomado de Rangel M. et al., 2012.

La matriz detrítica (Figura 84) se presenta con un promedio total de 9,09%, con valores máximos de 36,3 % perteneciente a la muestra 20.257' 09'' de facies A1M. Los minerales autigénicos representan un 7,04%, los más comunes son los cementos de sílice, los minerales de arcilla tipo caolinita y la calcita. La porosidad predominante es de origen secundario por la disolución de granos, matriz y posibles cementos representando un 3,58%.

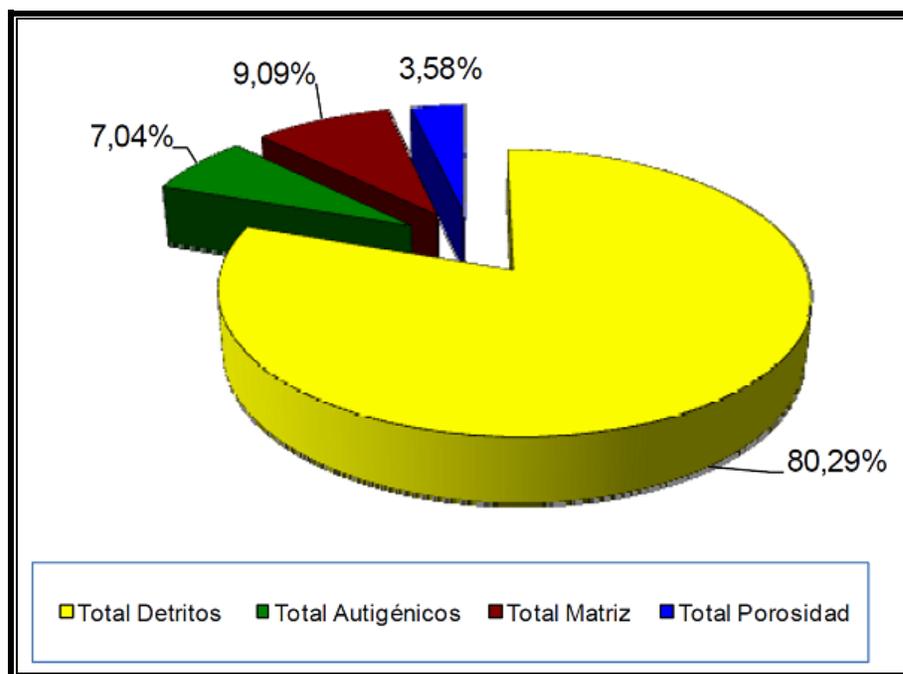


Figura 84. Distribución de los componentes totales y la porosidad en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

La mineralogía de roca total (Figura 85) presenta abundante cuarzo (94%), menos común reporta minerales de arcilla (5,5%), siderita (0,4%), hematita y pirita estas últimas cada una 0,1%. Para la fracción < 2 micras solo pudo ser cuantificada 5 muestras de 28 por la escasa cantidad de arcilla presente en las muestras, donde la caolinita es la más abundante (89%), con menor proporción illita (10,3%) y los interestratificados illita-esmectita (0,7%). Siendo este tipo de arcillas comunes en este tipo de depósitos.

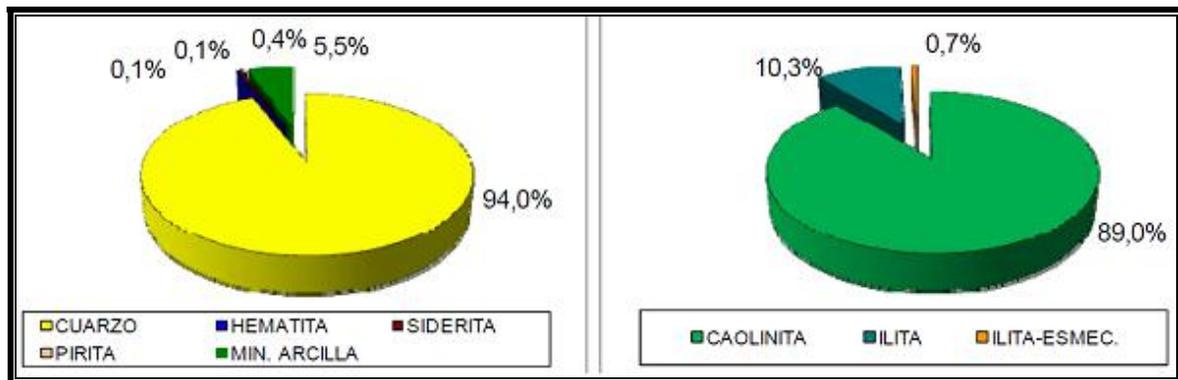


Figura 85. Distribución de los componentes de la roca total y fracción <2 micras, en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

#### 5.3.2.2.1.2.- Clasificación de Rocas y Características Texturales

Las muestras analizadas para los canales distributarios estuarinos se clasifican, según el diagrama de clasificación de Pettijohn et al., 1987, como: 24 arenitas cuarzosas y 4 wackas cuarzosas por contener más del 15% de matriz detrítica y carbonática (Figura 86).

Los tamaños de granos promedios varían desde limo (0,05mm) como la muestra 20.214' 02'' hasta arena gruesa (0,7 mm), con promedio de grano medio (0,46 mm) mientras que el escogimiento es variable y se presenta pobre a moderado hacia la base, y bueno a moderado hacia el tope.

Los granos son predominantemente subangulares y subredondeados. Contiene un predominio de contactos longitudinales, cóncavo-convexos y suturados que indica una compactación moderada, aunque también están presentes algunos puntuales (20.214' 02'' y 20.257' 09'').

El 61% de las areniscas son texturalmente submadura; debido a la escasez de matriz arcillosa detrítica y a las características de escogimiento y angularidad de los granos. El 39% son areniscas localmente inmaduras porque contienen más del 5% de matriz detrítica.

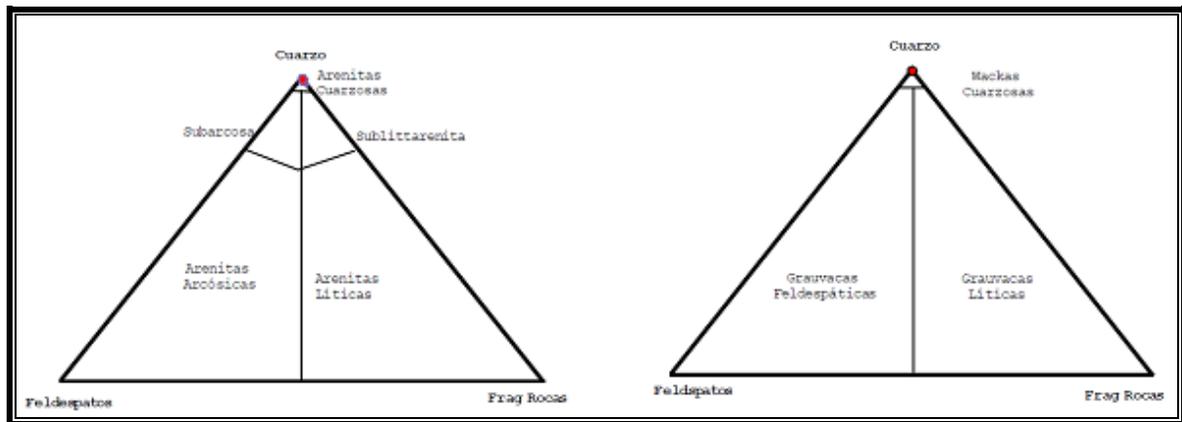


Figura 86. Clasificación de rocas según Pettijohn et al., 1987, en los canales distributarios estuarinos. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

#### 5.3.2.2.1.3.- *Procesos Diagenéticos*

Los procesos diagenéticos observados (Figura 87) son: compactación mecánica, precipitación de cementos tempranos, infiltración de la matriz detrítica, disolución de granos de cuarzo y lavado de matriz como eventos tempranos; y como eventos tardíos se observó disolución de cementos y precipitación de caolinita autigénica, así como transformación o recristalización de matriz a minerales de arcilla tipo caolinita (Figura 87b).

Los eventos de lavado de matriz y disolución de granos de cuarzo incrementaron la porosidad, sin embargo la precipitación tardía de la caolinita y migración de hidrocarburo la afectaron.

Otro proceso diagenético importante, es la presión-solución, evidenciado por la presencia de microestilolitas (Figura 87a) y contactos suturados (Figuras 87d y 87e). En otros casos, se observó la presencia de sobrecrecimientos de granos de cuarzo (Figura 87f) en algunos casos corroídos, lo cual sugiere un proceso de disolución de cementos de cuarzo tardío.

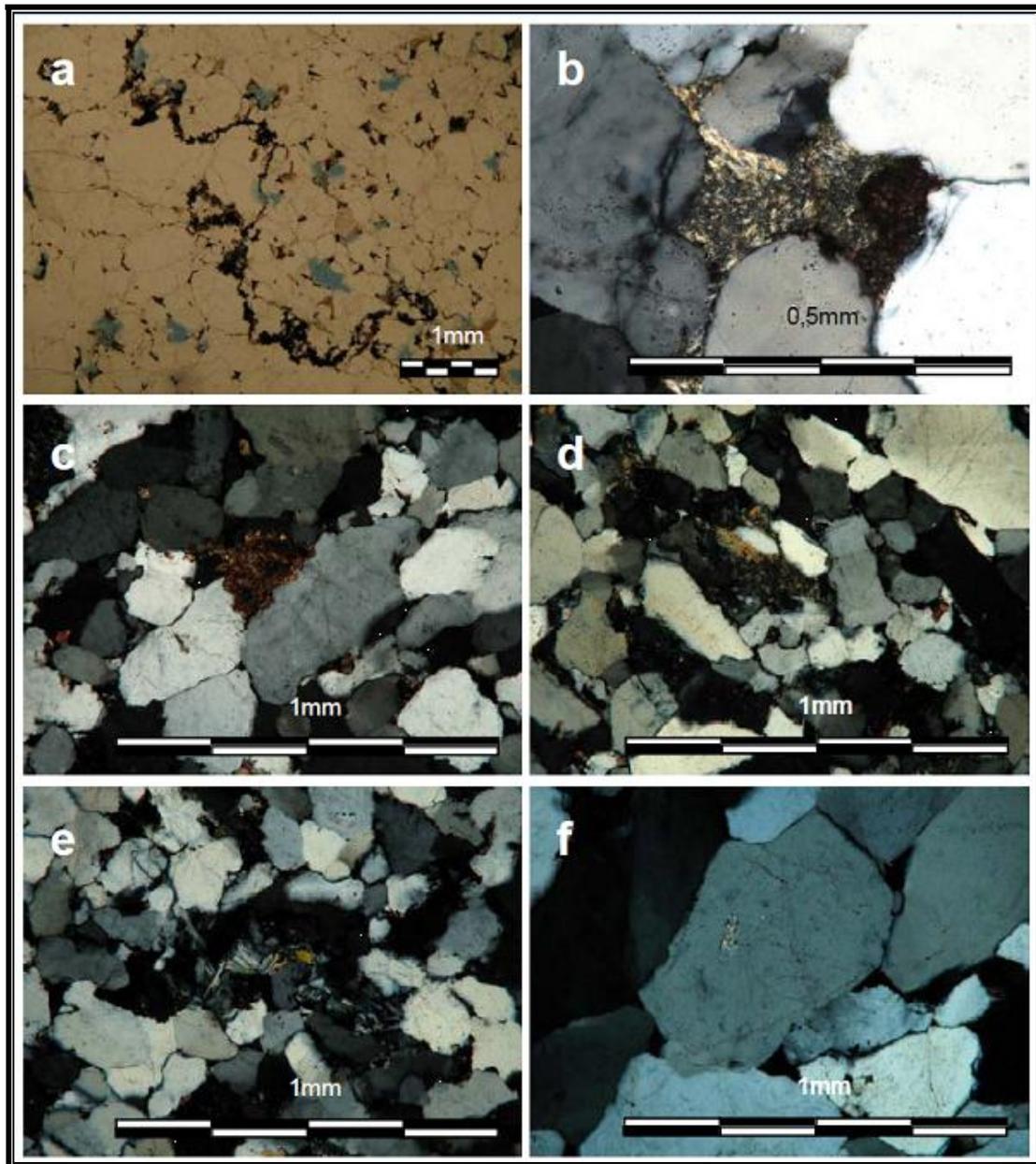


Figura 87. Fotomicrografías de los canales distributarios estuarinos. Pozo TRV-4X. a. 20.169' 09'' (2.5x, NP) Proceso presión-solución: microestilolita rellena de arcilla, materia orgánica y pirita. b. 20.169' 09'' (20x, NC) Recristalización de arcilla detrítica a minerales de arcilla tipo caolinita. c. 20.171' 04'' (10x, NC) Presencia de Siderita (reemplazo de granos por carbonato). d. 20.173' 08'' (10x, NC) Fragmento de roca deformado o posible pseudomatrix. e. 20.173' 08'' (10x, NC) Deformación de micas moscovitas y posible transformación a minerales de arcilla. f. 20.239' 02'' (10x, NC) sobrecrecimiento de cuarzo. Tomado de Rangel M. et al.,

2012.

### ***5.3.2.3.- Análisis de difracción de Rayos X***

Los análisis de difracción de rayos X se representan en la sesión de análisis petrográficos, clasificados por depósitos sedimentarios, específicamente donde se describen los componentes principales. En esta sección se presentan, en profundidad, los resultados obtenidos por difracción de rayos X, con énfasis en la determinación de la mineralogía de roca total y de la fracción menor de 2 $\mu$ .

#### ***5.3.2.3.1- Pozo TRV-3***

##### ***5.3.2.3.1.1- Mineralogía de Roca Total***

Las especies mineralógicas presentes en el pozo TRV-3, en orden de abundancia son: cuarzo, minerales de arcillas, y en menor proporción, pirita, calcita, siderita y feldespatos sódicos. Figura 88.

El cuarzo es el mineral más común, con porcentajes en peso los cuales oscilan entre los 18 % y 97 %, y se encuentra en la mayoría o en todas las muestras analizadas. El constituyente más importante en los canales distributarios estuarinos es el cuarzo con un 93,19% de promedio, las arcillas representan el 5,58%, la pirita el 1,20% y menos común la calcita con el 0,03%. Las barras estuarinas presentan una abundancia de cuarzo de 90%, se reporta 6% de minerales de arcilla, 2% de siderita, 1% de calcita y 1% de pirita. Los canales de marea presentan un contenido de cuarzo de 44% en promedio y de minerales de arcilla en un 40%, representando este último un elevado porcentaje comparado con los demás depósitos descritos, el resto de los componentes son pirita con 6%, calcita 4% siderita con 3% al igual que los feldespatos sódicos.

Por su parte, los minerales de arcillas son el segundo más común, con porcentajes que varían entre 3% y 73%, y se encuentra en la mayoría o en todas las muestras analizadas. El contenido de arcilla varía de acuerdo al depósito sedimentario. El constituyente más importante en las Bahías interdistributarias y en las bahías de mareas son los minerales de arcillas con un 63,13% de promedio, el cuarzo representa el 24,87%, la pirita 7,47%, los feldespatos sódicos el 2,87%, y la siderita 1,67%. Es importante acotar que no se observan variaciones o cambios importantes como disminución o aumento en el contenido de arcillas con la profundidad.

Internamente se observa aumento en la variación del contenido de arcilla en ciclos sedimentarios que van desde porcentajes de arcillas menores en los canales distributarios estuarinos, barras estuarinas y barras de mareas, a porcentajes de arcillas mayores en las bahías interdistributarias y bahías de mares. Estos cambios reflejan la diferencia entre muestras inferiores de los ciclos más arenosos (de los canales distributarios estuarinos) a muestras superiores menos arenosas más arcillosas o limolitas, donde el porcentaje de arcilla es mayor.

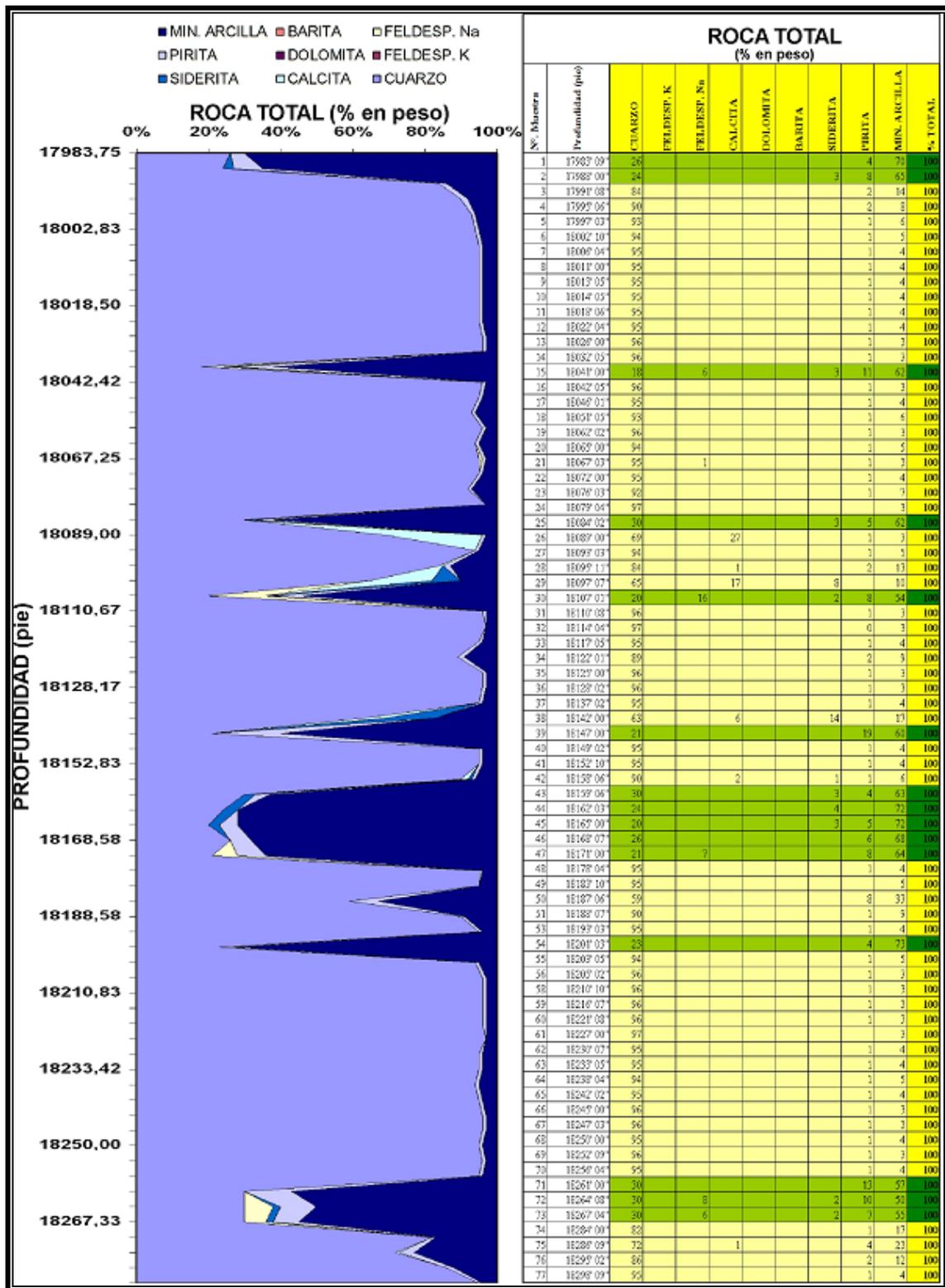


Figura 88. Variación con la profundidad del porcentaje en peso de minerales en Roca Total en el pozo TRV-3.

#### ***5.3.2.3.1.2- Proporciones relativas de minerales de arcilla en fracción < 2 micras***

La mineralogía de arcillas determinada en las muestras de los núcleos del pozo TRV-3, en su fracción menor de 2  $\mu$ , presenta una asociación conformada por 4 minerales, que en orden de abundancia corresponden a los minerales de caolinita, illita, arcillas interestratificadas illita/esmectita y clorita. Los resultados del análisis mineralógico de la fracción menor 2 $\mu$ , se presentan en la Figura 89.

La caolinita es el mineral de arcilla más común, con porcentajes en peso los cuales oscilan entre los 25 % y 98 %, y se encuentra en la mayoría de las muestras analizadas. Al ser la caolinita el mineral arcilloso más abundante, pudiera provocar ciertos inconvenientes por procesos de migración de finos. Sin embargo, estos problemas serían mínimos dado que los contenidos de arcilla en la roca total, en las areniscas impregnadas o roca yacimiento, son en promedio menores del 5 %.

Por su parte, la illita es el segundo tipo de arcilla más común, con porcentajes que alcanzan hasta un 61 % en peso. Es frecuente encontrar las arcillas interestratificadas illita/esmectita, con porcentajes algo más bajos, en este caso presenta 51% y asociadas la illita. Un gran porcentaje de las muestras analizadas contienen el mineral de arcilla interestratificado illita/esmectita, correspondiente al tipo ordenado, lo cual indica una diagénesis progresivamente alta. La transformación del tipo desordenado al tipo ordenado se ha demostrado que ocurre cuando los sedimentos alcanzan temperaturas en el orden de los 120°C.

La clorita, cuya presencia es escasa en toda la columna excepto en la muestra 72, profundidad 18.264' 08'', la cual es de 3%. Es de hacer notar que la zona con mayor influencia marina es la parte media, sin embargo, las muestras analizadas en este intervalo no presentan contenido de clorita, donde debería ser mayor el contenido de este mineral de arcilla por tener influencia marina.

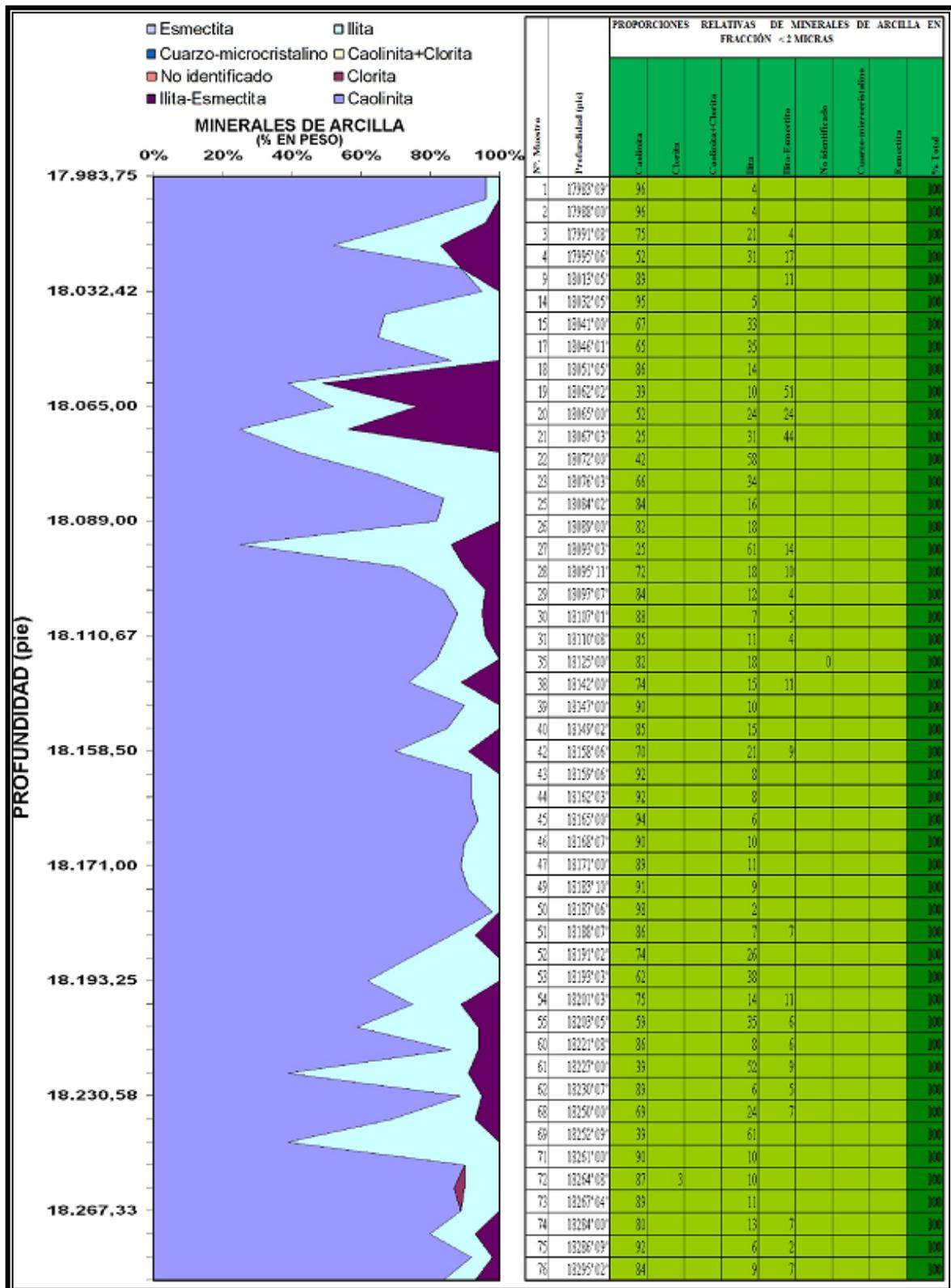


Figura 89. Variación con la profundidad del porcentaje de minerales de arcilla en la fracción menor  $2\mu$  en el pozo TRV-3.

### **5.3.2.3.2- Pozo TRV-4X**

#### **5.3.2.3.2.1- Mineralogía de Roca Total**

Las especies mineralógicas presentes en el pozo TRV-4X, en orden de abundancia son: cuarzo, minerales de arcillas, y en menor proporción, siderita, pirita, calcita, y dióxido de titanio. Figura 90.

El cuarzo es el mineral más común, con porcentajes en peso los cuales oscilan entre los 74 % y 97 %, y se encuentra en todas las muestras analizadas. El constituyente más importante en los canales distributarios estuarinos es el cuarzo con un 94% de promedio, las arcillas representan el 5.5%.

Por su parte, los minerales de arcillas son el segundo más común, con porcentajes que varían entre 2% y 24%, y se encuentra en todas las muestras analizadas, pertenecientes a los canales distributarios.

El mayor porcentaje de arcilla (24%) pertenece a la muestra 24, tomada a la profundidad 20.240´ 09´´, la cual corresponde a una facies A2MB (arenisca de grano medio masiva y bioturbada), probablemente este porcentaje de fino fue introducido por bioturbación.

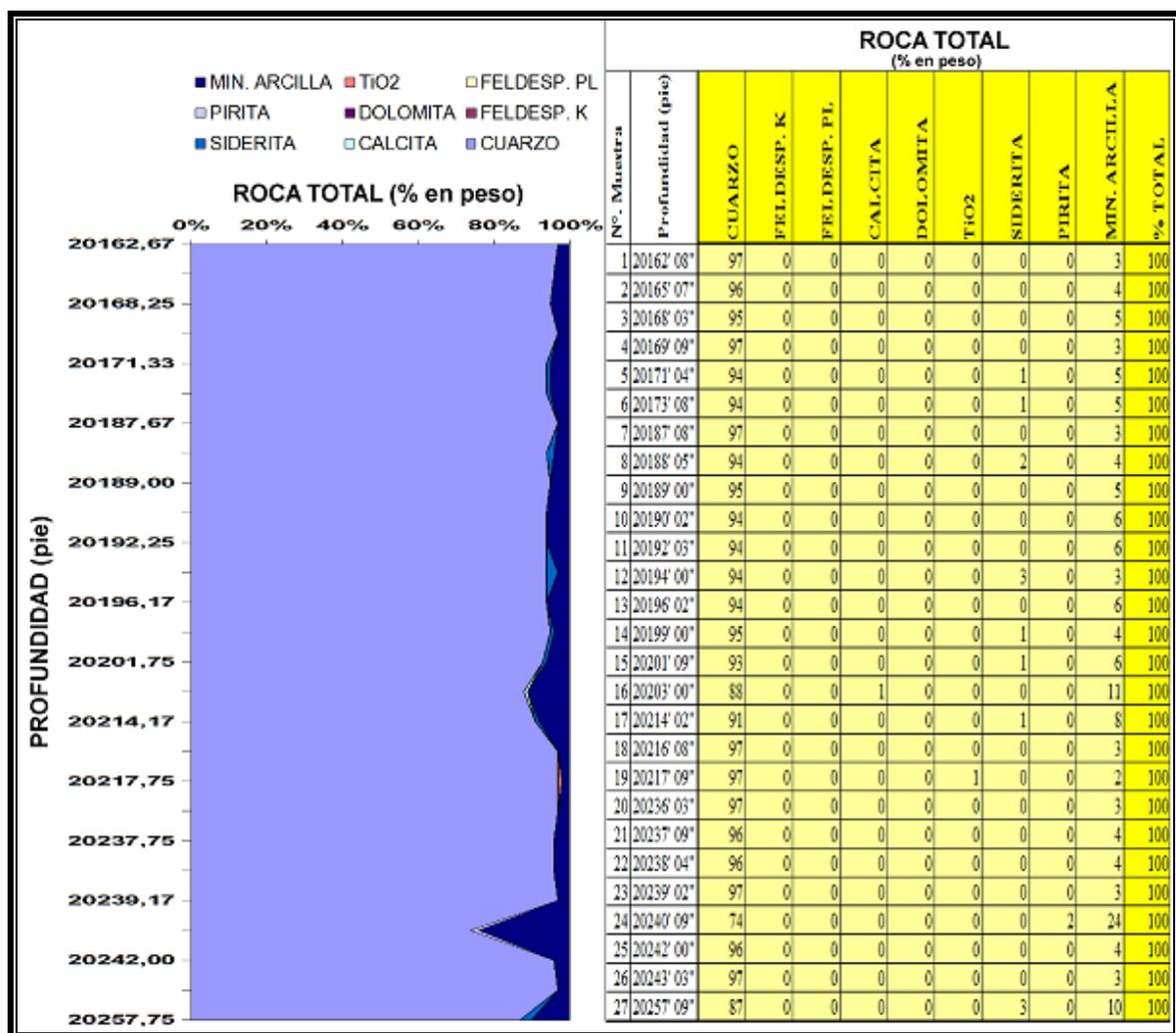


Figura 90. Variación con la profundidad del porcentaje en peso de minerales en Roca Total en el pozo TRV-4X.

**5.3.2.3.2.2- Proporciones relativas de minerales de arcilla en fracción < 2 micras**

La mineralogía de arcillas determinada en las muestras de los núcleos del pozo TRV-4X, en su fracción menor de 2  $\mu$ , presenta una asociación conformada por 2 especies minerales, que en orden de abundancia corresponden a los minerales de caolinita e ilita. Los resultados del análisis mineralógico de la fracción menor 2 $\mu$ , se presentan en la Figura 91.

La caolinita es el mineral de arcilla más común, con porcentajes en peso los cuales oscilan entre los 80 % y 95 %, y se encuentra en la mayoría de las muestras analizadas.

Por su parte, la illita es el segundo tipo de arcilla más común, con porcentajes que alcanzan hasta un 20 % en peso.

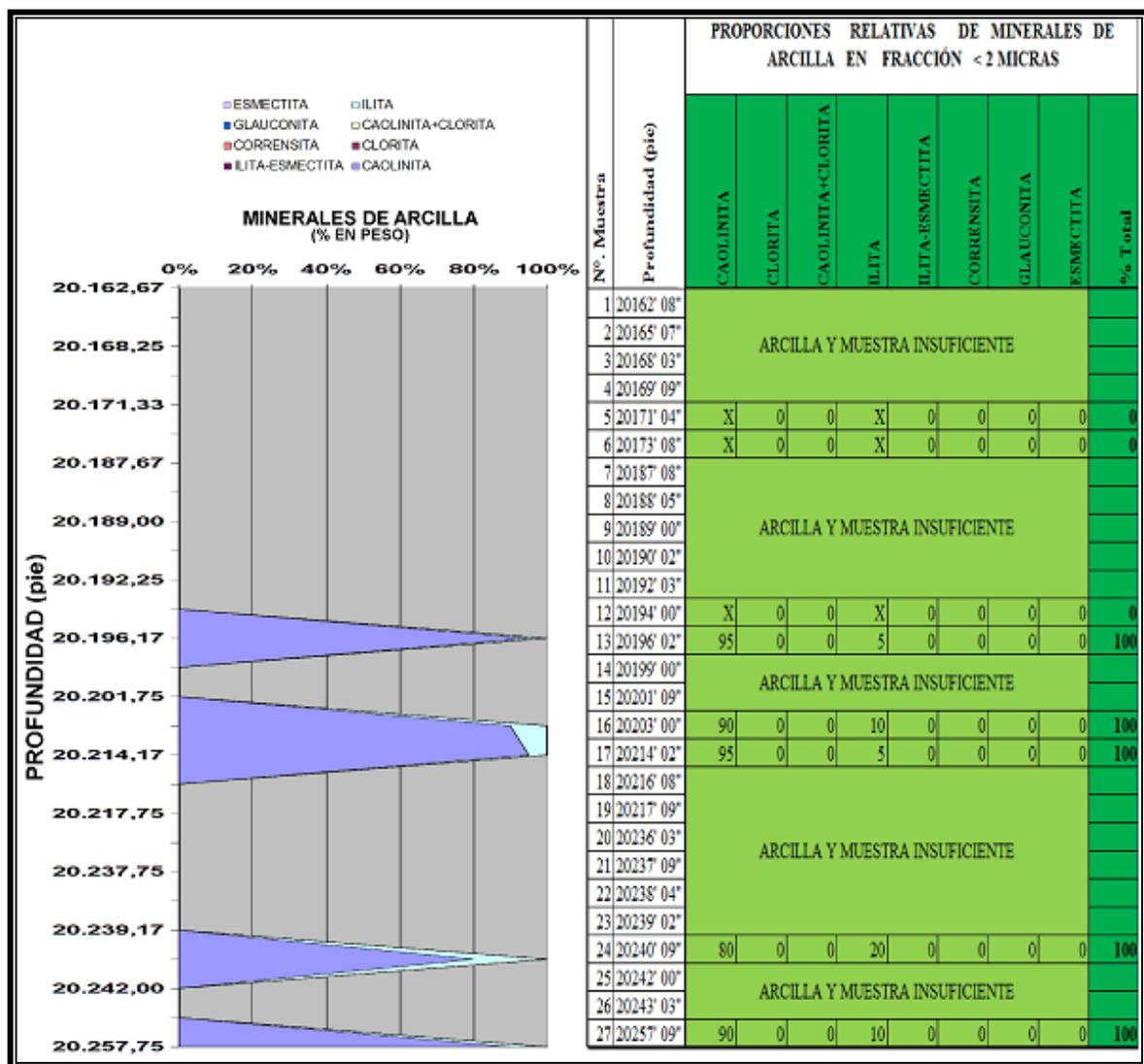


Figura 91. Variación con la profundidad del porcentaje de minerales de arcilla en la fracción menor 2 $\mu$  en el pozo TRV-4X.

### 5.3.3.- *Análisis e Integración de Resultados Bioestratigráficos*

Los análisis e integración de los resultados bioestratigráficos fueron tomados del Informe Técnico realizado por Duran I., 2012, titulado “Informe de Nanoplancton Calcáreo del Pozo TRV-3, Campo Travi, estado Monagas, Venezuela”. Referido en el informe técnico N°. INT-14028,2012, por Rangel M. et al., 2012, titulado “Caracterización Sedimentológica-Petrográfica de los núcleos de los Pozos TRV-3 y TRV-4X, Campo Travi, norte de Monagas”.

La integración de los resultados palinológicos y nanoplancton calcáreo (Duran I., 2012 y Ramírez K., 2012) con estudios previos de Sánchez D., 2011, sugieren una edad Oligoceno-Mioceno Temprano, para la columna de rocas estudiadas del pozo TRV-3.

Desde el punto de vista paleoambiental, la integración de las dos disciplinas (palinología y nanoplancton calcáreo) permitió dividir la columna en tres secciones principales (Figura 92), las cuales fueron integradas a las facies, asociaciones de facies y secuencias determinadas anteriormente.

La secuencia 1 o sección basal interpretada como transicional (18.298' 09"-18.177' 05"), caracterizada por la ausencia de nanoflora calcárea y la presencia de las especies *Lanagiopollis Crassa* (polen), *Jandufouria Seamrogiformis* (polen), *Cicatricosisporites Dorogensis* (espora) y *Operculodinium Centrocarpum* (quistes de dinoflagelados) hacia el tope de la sección. Según Germeraad et al., 1968, la espora *Cicatricosisporites Dorogensis* se encuentra confinada a los trópicos y subtropicos. Esta sección basal no es más que una secuencia progradantes apilada, donde dominan los canales distributarios estuarinos apilados con facies A3X, A2X, A2M, A1M, A1P, A2P, A2MB y A1PB. Estos canales distributarios estuarinos se encuentran intercalados con algunos depósitos de bahías interdistributarias menores con facies STLB, LL, LLB, HB y C, estas facies se incrementan hacia la base. Los canales distributarios estuarinos hacia la base también se intercalan con escasos depósitos de barras de marea, barras estuarinas y bahías de marea, hacia el tope finaliza con depósitos de la bahía estuarina baja.

La secuencia 2 o sección superior interpretada como nerítico interno (18.177' 05" – 17.982' 00"), en la cual están presentes un conjunto de nanofosiles como *Helicosphaera* Spp.,

*Coccolithus Pelagicus*, *Sphenolithus Moriformis* y *Zygrabolithus Bijugatus*, pertenecientes a la zona NN1, y *Helicosphaera Ampliaperta* a la zona NN2-NN4 (Durán I., 2012). La evaluación a través de nanoplankton calcáreo indica poca abundancia y diversidad de nanofósiles, además de una pobre preservación, lo que sugiere ambientes bajo condiciones de energía relativamente moderadas a altas. Esta sección es retrogradante, se caracteriza por tener condiciones marinas con la presencia de los nanofósiles antes mencionados y la presencia del icnofósil *Rosselias*, de la icnofacies *cruziana* proximal, generalmente asociado a condiciones netamente marinas. Entre los icnogéneros identificados que caracterizan los depósitos de boca estuarina se reconocieron *Conichnus*, *Chondrites*, *Arenicolites*, *Thalassinoides*, *Ophiomorphas* y *Planolites*. La presencia de los icnogéneros *Teichichnus*, *thalassinoides* y *planolites* indica un arreglo monoespecífico de las icnofacies *Cruziana* y *Skolithos*, de ambientes de agua salobre. Esta secuencia se interpretó como depósitos de boca estuarina por la presencia de las bahías de marea que conforman el 13,12%, los canales de marea el 5,89%, las barras estuarinas 4,81% y las barras de marea 0,88%. Estas asociaciones de facies contienen facies y estructuras sedimentarias características de estos ambientes sedimentarios. Dentro de las estructuras sedimentarias tenemos estratificación y laminación cruzada planar, estratificación cruzada bidireccional tipo espina de pescado, estratificación y laminación paralela planar, clastos de lodo alineados con la estratificación, las cuales indican superficies de reactivación, superficies erosivas intracapas.

La parte superior de la secuencia 2 (18.041' 00" – 17.983' 09") fue interpretada como transicional debido a la presencia del quiste de dinoflagelado *Operculodinium Centrocarpum* y la ausencia de nanofósiles determinables. El estudio palinológico en particular indica un ambiente transicional debido a la presencia conjunta de polen, esporas y quistes de dinoflagelados (Ramírez K., 2012). Esta parte superior de la secuencia 2 representa un pulso progradante, donde dominan los canales distributarios estuarinos con influencia de mareas y predominan facies de menor tamaño de granos que las presente en la secuencia 1, como lo son las facies A2M, A1M, A1MB, A1X y A2P. Estos canales distributarios estuarinos se encuentran limitados en su base y en su tope por depósitos de bahías de marea y canales de marea donde predominan las facies LLB y A1M respectivamente. El tope de la secuencia 2

(17.990' 02" – 17.982' 00") termina con facies LLB asociadas a depósitos de bahías de marea donde se observaron moldes de conchas de *Bivalvos*, probable base de la Formación Carapita. La base de la secuencia 3 se definió mediante los registros eléctricos de los pozos estudiados, esta se interpretó a la profundidad de 17.928'00" en el pozo TRV-3 y a 19.706'00" en el pozo TRV-4X. Sanchez et al., 2014, realizaron un estudio con foraminíferos planctónicos, específicamente en la Formación Carapita, en un pozo del Campo Travi. En su trabajo dividen la base de la formación en cinco biozonas, desde el Mioceno Medio inferior hasta Mioceno Inferior, en las Zona N8/M5, Zona N7/M4, Zona N6/M3, Zona N5/M2 y en el Oligoceno superior, la Zona O7. La abundancia y preservación de los foraminíferos planctónicos varían de pobre a moderado en la zona N8/M5. Las ocurrencias de *Globigerinoides bisphericus* y *Praeorbulina Sicana* definen la Zona N8/M5. La ocurrencia más alta de *Globorotalia Stainforth* indica el límite inferior de la Zona N7/M4. Los datos de nanofósiles calcáreos en el intervalo son muy pobres e indicativo de una amplia edad desde Mioceno temprano al Mioceno medio. La pobre preservación y escasos foraminíferos planctónicos caracterizan el intervalo de la zona N6/M3. La ocurrencia de *Globigerinoides altiapertura* define la Zona N6/M3. El ensamblaje de los foraminíferos planctónicos van de pobre a moderado con baja abundancia y baja diversidad en la Zona N5/M2. La ocurrencia de *Cassigerinella chipolensis* y la presencia de *Delphix Sphenolithus* definen la Zona O7 e indica que el intervalo es Oligoceno superior. Sanchez et al., 2014, interpretan que la formación es esencialmente un depósito batial. Los depósitos lutíticos de la Formación Carapita están asociados a ambientes netamente marinos.

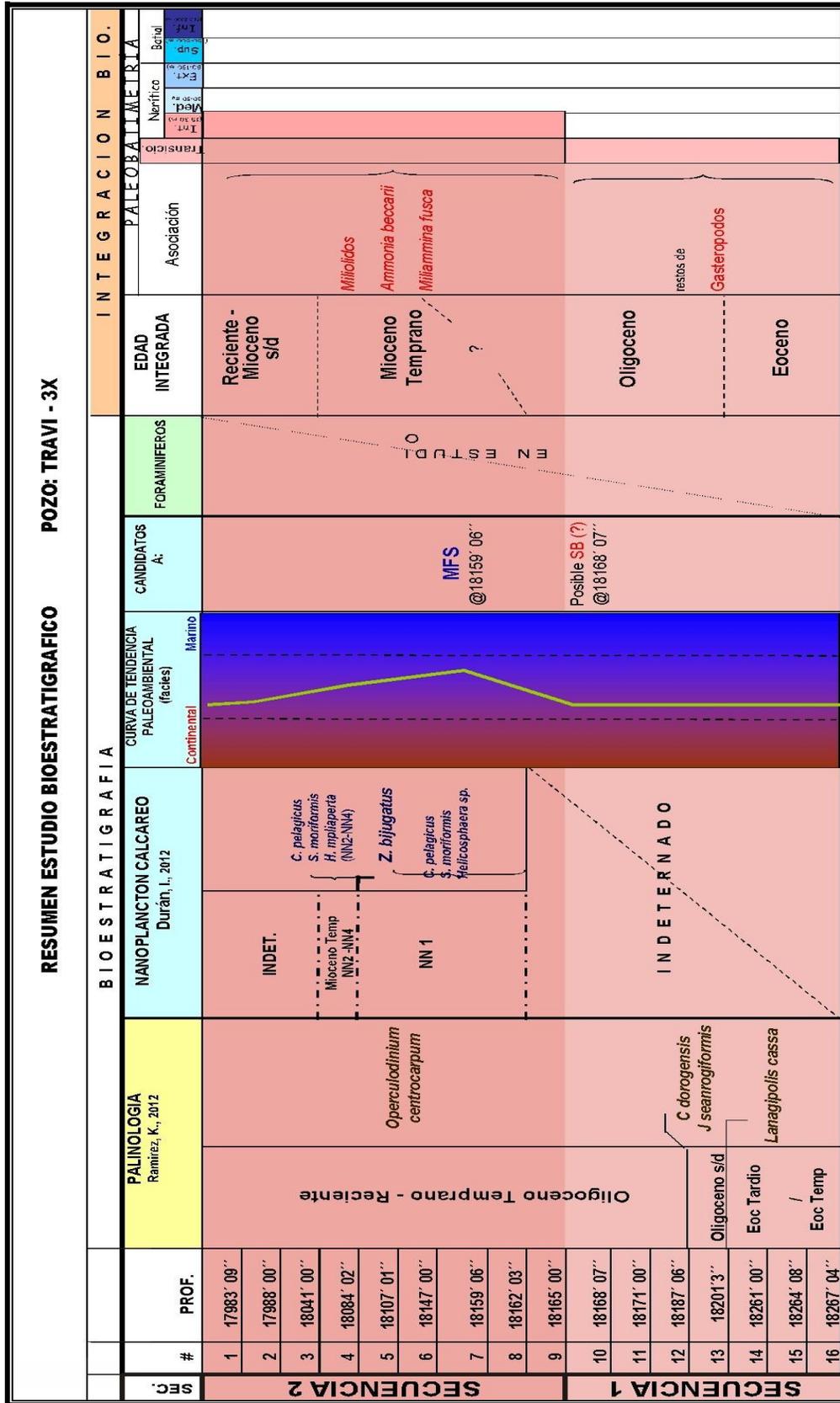


Figura 92. Cuadro resumen de los resultados bioestratigráficos (Palinología y nanoplancton calcáreo). Tomado de Duran I., 2012.

### **5.3.4.- Calidad de Roca Yacimiento**

#### **5.3.4.1.- Pozo TRV-3**

Los diferentes depósitos sedimentarios para este pozo se caracterizan por presentar una porosidad total de análisis convencionales con un promedio de 7,4% variando entre 12,2% (18.206' 11", facies A3X) a 1,6% (18.090' 00", facies A1P). Sin embargo, los valores obtenidos por conteo modal de puntos a partir de las secciones finas, son superiores, presentando un promedio de 8,7%, un máximo de 23,4% (18.114' 04", facies A2M) y un mínimo de 8,7% (18.233' 10", facies A2X).

Los valores de porosidades superiores a los promedios tanto de análisis convencionales como la obtenida a partir del conteo de puntos en secciones finas los contienen las areniscas pertenecientes a los canales distributarios estuarinos, facies A3X principalmente, seguido por depósitos de canales de marea (facies A2M y A2MB) y muestras de barras estuarinas (facies A2M, A1M).

La matriz presenta un rango de 0-35%, con promedio de 2%. Sin embargo, la mayoría de las muestras de los diferentes depósitos presentan bajo contenido de matriz y porosidades variables por lo que el contenido de matriz en este caso no sería un factor directo que afecta la generación de porosidad, a excepción de las muestras: 18.095' 11", 18.097' 07", 18.188' 07" y 18.286' 09", las cuales presentaron alto contenido de matriz (>14%) y porosidad nula. El contenido de cemento parece no afectar el desarrollo de porosidades, las muestras de canales distributarios estuarinos y canales de marea, presentan altos valores de cemento (mayor a 8,5%) y porosidades por encima del promedio (8,7%).

La permeabilidad de las muestras no supera los 100md presentando un promedio de 9,6md con mínimo y máximo de 0,1md a 91,1md respectivamente. Cotejando estos valores con los promedios de porosidades en secciones finas de 8,7% y de los análisis convencionales de 7,4%, se tiene que las areniscas de canales distributarios estuarinos, seguidas por los canales de marea presentan los valores más altos de estos parámetros y están representados por las facies A3X, A2X y A2M principalmente.

Los valores de porosidad y permeabilidad de análisis convencionales presentan una tendencia lineal (a mayor porosidad mayor permeabilidad) a diferencia de los valores de porosidad obtenidos por sección fina.

Tomado en cuenta el contenido de matriz se tiene que la mayoría de las muestras se encuentran por debajo del promedio (2%) y permeabilidades variables para los diferentes depósitos al igual que la porosidad. A diferencia del contenido de cemento donde se presentan muestras tanto como por encima del promedio (8,5%) como por debajo y valores de permeabilidades variables desde 0,1md a 91,1md. El contenido de cemento afecta en menor proporción la permeabilidad en comparación con el contenido de matriz que la afecta en mayor proporción.

#### ***5.3.4.2.- Pozo TRV-4X***

El pozo TRV-4X presentó escasas muestras de análisis convencionales a la misma profundidad de las secciones finas, por lo que no se consideran muestras representativas para realizar un análisis de las propiedades de porosidad (SF y AC) y permeabilidad (AC) relacionadas con el contenido de matriz y cemento que comúnmente afectan estas propiedades en la calidad de roca como yacimiento. Sin embargo la porosidad por sección fina presenta un promedio de 2.9% que varía de trazas a 10,2% y está controlada principalmente por la textura, el grado de cementación, procesos de presión-solución y la compactación de la roca. La porosidad y permeabilidad obtenida por análisis convencionales presenta valores muy bajos representando un promedio de 4,03 % de porosidad y 0,34 md de permeabilidad.

### ***5.3.5.- Análisis e Integración de Resultados Macroscópicos y Microscópicos***

Con la finalidad de caracterizar sedimentológica y estratigráficamente la Formación Merecure superior, determinar el ambiente de sedimentación y definir los intervalos prospectivos como roca yacimiento, se realizó una gráfica en la cual se correlacionaron los elementos principales que constituyen al estudio sedimentológico, obtenidos a partir de evidencias físicas bien fundamentadas provenientes del núcleo, permitiendo analizar, relacionar e integrar simultáneamente los resultados macroscópicos y microscópicos (sedimentología, petrografía, Difracción de Rayos X, bioestratigrafía y análisis convencionales).

Este análisis se pudo realizar para el pozo TRV-3, ya que en el mismo se disponía de toda la información necesaria para hacer esta integración. Partiendo del hecho de que este pozo posee la mayor cantidad de pies de núcleo disponible del campo (316'09'' de núcleo recuperado), fue posible realizar su análisis en el intervalo 17.982'00'' a 18.298'09''. Adicionalmente, los análisis convencionales permitieron realizar interpretación sedimentológica y estratigráfica descritas en detalle anteriormente.

De la Figura 93, se puede observar en la primera curva las secuencias estratigráficas de segundo y tercer orden las cuales pertenecen a la Formación Merecure superior, identificadas de base a tope como secuencia T6-C desde 18.298'09'' hasta 18.177'05'' y secuencia T6-D desde 18.177'05'' hasta 17.982'00'' en profundidad. La siguiente columna identifica las secuencias determinadas en este estudio, donde la secuencia 1 enmarca en la parte superior de la secuencia T6-C y la secuencias 2 enmarca en la parte inferior de la secuencia T6-D. Seguidamente se mencionan los subambientes asociado, transgresiones y regresiones, posteriormente se muestran los depósitos sedimentarios como resultado de las asociaciones de facies.

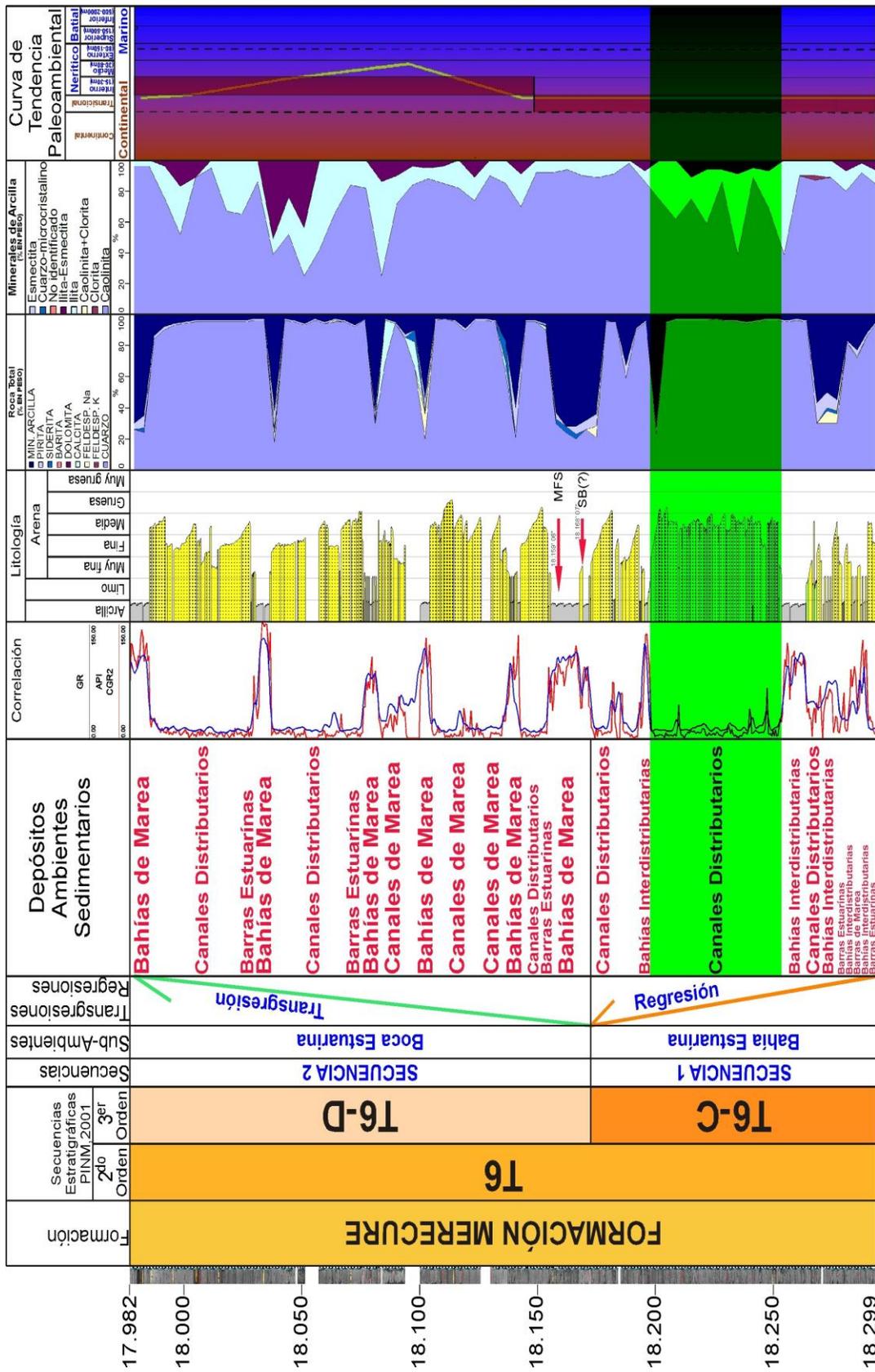


Figura 93. Integración de resultados macroscópicos y microscópicos para la definición del modelo sedimentológico – estratigráfico del Campo Travi, pozo TRV-3. Resultado en color verde, intervalo con mayor prospectividad como roca yacimiento, perteneciente a los canales distributarios estuarinos apilados, de la secuencia T6-C.

En la siguiente columna se encuentran las correlaciones de los registros de Core-Gamma del núcleo y el Gamma Ray del pozo, a su lado la columna litoestratigráfica u hoja sedimentológica donde se definen las características físicas de la roca (Tamaño de grano, disposición estratigráfica y gradación). También, se indican la ubicación en profundidad de los posibles candidatos a MFS (18.159' 06') y a SB (18.168' 07') propuestos por la descripción sedimentológica de núcleos y los análisis bioestratigráficos.

La columna subsiguiente muestra los análisis de DRX, específicamente Roca Total, donde se observan las variaciones mineralógicas en profundidad, se nota un predominio de los minerales de cuarzo, seguido de los minerales de arcillas. Estos varían de acuerdo a los depósitos sedimentarios donde se encuentre, en los canales distributarios estuarinos con influencia de mares, barras estuarinas, barras de mareas y canales de marea el contenido de cuarzo supera el 95%, en las bahías interdistributarias, bahías de marea el contenido de arcilla supera el 60%. Es de hacer notar que no se observa variaciones mineralógicas significativas en profundidad.

Posterior a los análisis de roca total, se muestran la variación en profundidad de los minerales de arcillas, donde se nota el predominio de la caolinita seguida de la illita y en menor proporción la illita-esmectita. El contenido de illita e illita-esmectita aumentan hacia el tope, mientras que el contenido de caolinita disminuye en la misma dirección. Los mayores porcentajes de contenido de caolinita se presentan en la secuencia 1 (T6-C), donde se interpreta mayor influencia continental, por el contrario, los porcentajes de caolinita disminuyen hacia el tope o secuencia 2 (T6-D), donde se ha interpretado la mayor influencia marina.

La curva de tendencia paleoambiental y la paleobatimetría, presentes en la última columna, corrobora lo antes mencionado, donde la secuencia 1 (T6-C) es interpretada como transicional y la secuencia 2 (T6-D) como nerítica interna, depositado en profundidades de agua desde 15 a 30 metros. Sin embargo, la parte media inferior de la secuencia 2 pudo haber alcanzado una paleobatimetría nerítico medio con profundidades de agua desde 30 a 80 metros, según la curva de tendencia paleoambiental. Posteriormente, esta secuencia 2 se hace más somera hacia el tope y los últimos 8 pies profundizan nuevamente.

En vista de estos resultados y analizando la Figura 94, la Formación Merecure superior fue depositada en un ambiente que va de transicional a nerítico medio, suprayacente la Formación Carapita depositada en ambientes de aguas profundas que va desde batial superior a batial medio, en un margen tectónicamente activo (Sánchez et al., 2014). Esto nos lleva a interpretar que estamos en presencia de una transgresión marina o en sus efecto un sistema retrogradante, específicamente en presencia de un ambiente estuarino. La columna sedimentológica estudiada en núcleo TRV-3, muestra características típicas de un sistema estuarino, representada por sedimentos transicionales en la base, específicamente de la bahía estuarina alta con intercalaciones de la bahía estuarina baja, en la parte media representada por sedimentos de boca estuarina con intercalaciones de bahía estuarina baja y en la parte superior representa sedimentos de ambientes marinos con escasas intercalaciones de depósitos de boca estuarina.

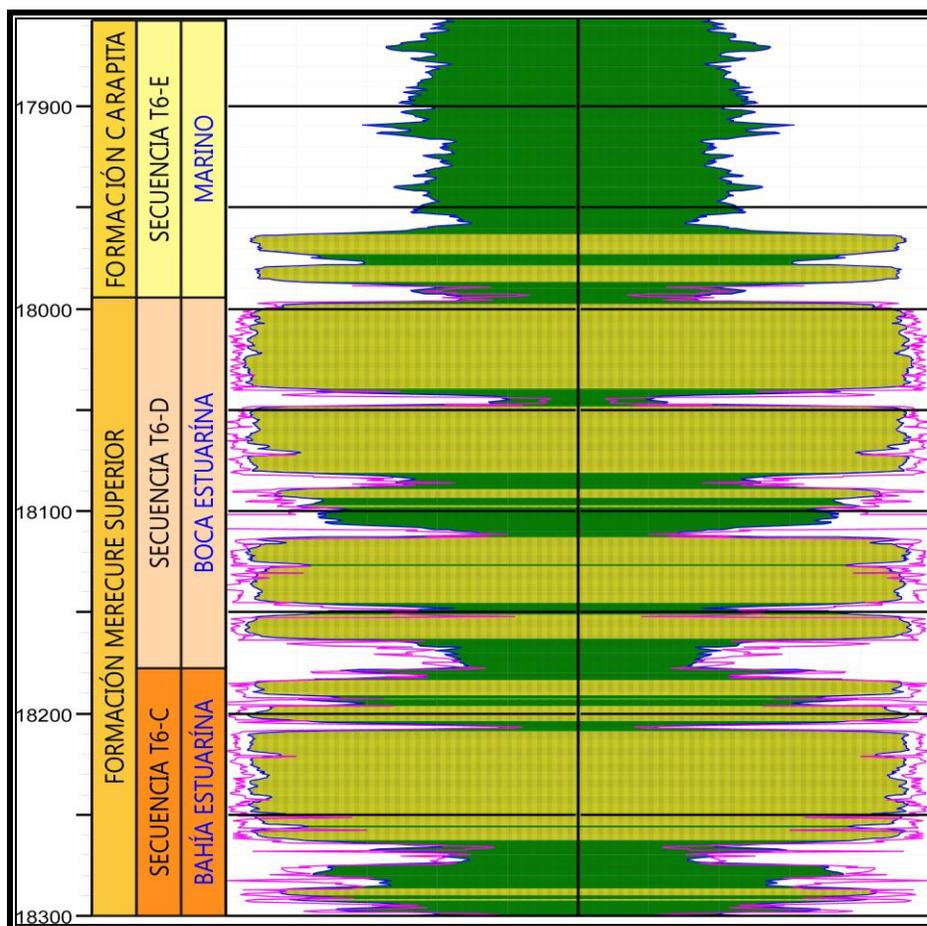


Figura 94. Registro Gamma Ray especular del pozo TRV-3, mostrando el contacto entre las formaciones Merecure y Carapita.

Los Canales distributarios estuarinos, las barras estuarinas y los canales de marea se caracterizan por presentar una porosidad total por análisis convencionales en promedio de 7,4%, siendo mayor en los canales distributarios estuarinos de 12,2%, específicamente en las facies A3X de la secuencia 1 (T6-C). La permeabilidad de las muestras no supera los 100md presentando un promedio de 9,6md con un mínimo de 0,1md y un máximo de 91,1md.

Los valores obtenidos a partir de las secciones finas presentan un promedio de 8,7%, un máximo de 23,4% en los canales distributarios estuarinos, específicamente en las facies A2M de la secuencia 2 (T6-D) y un mínimo de 8,7% en los canales distributarios estuarinos, específicamente en las facies A2X de la secuencia 1 (T6-C).

Los valores de porosidad y permeabilidad de análisis convencionales presentan una tendencia lineal, a mayor porosidad mayor permeabilidad, a diferencia de los valores de porosidad obtenidos por sección fina.

Carabalí et al., 2013 definieron los parámetros de corte y realizaron la evaluación petrofísica para el Campo Travi, para los pozos TRV-2X, TRV3, TRV-3-RE, TRV-5, TRV-4X y TRV-7, generaron los sumarios petrofísicos de las propiedades. En cada pozo determinaron la arena neta petrolífera (ANP), volumen de arcillosidad (Vshale\_QInterp), porosidad efectiva (PhiE\_QInterpDN), saturación de agua (Sw\_QInterp) y la permeabilidad (PERMFZI). La tabla 22 presenta el resumen de las propiedades petrofísicas promedio para cada pozo del Campo Travi.

Tabla 22. Propiedades petrofísicas promedio para los pozos del Campo Travi. Tomado de Carabalí et al., 2013.

POZO	YACIMIENTO	INTERVALO		AN	ANP	PHIE	Sw	Vsh	PERMFZI
		Tope	Base	pies	pies	V/V	V/V	V7V	mD
TRV-2X	Merecure	18.170	19.171	450	443	0,084	0,164	0,061	11
TRV-3	Merecure	17.784	18.816	533	463	0,081	0,143	0,05	10
TRV-3-RE	Merecure	17.812	18.833	497	463	0,085	0,162	0,042	27
TRV-5	Merecure	19.794	20.875	415	354	0,074	0,258	0,047	9
TRV-4X	Merecure	19.566	20.357	273	273	0,059	0,066	0,048	6
TRV-7	Merecure	17.112	17.475	26	26	0,168	0,086	0,053	52

En la tabla 22, resalta que hay tres tendencia claramente diferenciables, los pozos TRV-2X, TRV-3 y TRV-3RE muestran propiedades similares, mientras que los pozos TRV-4X y TRV-5 muestran otra tendencia con propiedades más bajas, por último el pozo TRV-7 presenta otra tendencia muy marcada, lo que indica que el pozo TRV-7 está en otro yacimiento u otro bloque tectónico por presentar propiedades petrofísicas mucho más optimistas a las del Campo Travi. Este pozo tiene una porosidad efectiva de 17% y permeabilidad de 52 mD. Por estas razones, el área del pozo TRV-7 conjuntamente con el área de los pozos TRV-3 y TRV-2X deben ser de mayor interés tanto exploratorio como para producción.

Existe una marcada diferencia entre los valores de porosidad y permeabilidad de los pozos TRV-3 y TRV-4X, donde claramente se nota el pozo TRV-3 muestra una mejora en las propiedades mencionadas. Se interpreta que esta marcada diferencia es atribuida a procesos diagenéticos de alto grado, el cual está actuando en la roca yacimiento del pozo TRV-4X. En la Figura 95 se observan microfracturas rellenas de petróleo residual, trituramiento de granos, predominio de sobrecrecimiento de cuarzo, láminas de sideritas, cemento de siderita y las microfracturas parcialmente rellena de arcillas diagenética.

Los parámetros petrofísicos ajustan con permeabilidades en el orden de 20 mD y porosidades de 9% (Carabalí et al., 2013). Se debe tomar en cuenta la presencia de un rango entre 10-12% de asfáltenos presente en la roca (Figura 95), lo cual representa un porcentaje elevado, cuya precipitación debido a los cambios en la presión podrían estar afectando el espacio poroso y la permeabilidad, afectando en la disminución del aporte de fluidos y por ende de la productividad del pozo por daños a la formación.

Los análisis microscópicos de secciones finas mostraron evidencias de fracturas naturales rellenas de sólidos precipitados (Figura 95), por lo que se interpreta que estas fracturas ofrecen los espacios adecuados para que ocurra el fenómeno de precipitación de sólidos, disminuyendo su capacidad conductiva, siendo esta condición desfavorable para el flujo de fluidos, ya que éstas representarían entonces barreras de flujo o barreras de permeabilidad por el taponamiento causado por la precipitación de los asfáltenos.

Con base en los resultados obtenidos se puede interpretar que la permeabilidad de la matriz es la que presenta la principal influencia en la producción, asociada principalmente a las facies A3X, A2X, A2M y A2MB pertenecientes a los canales distributarios y a su vez a la secuencia 1 (T6-C).

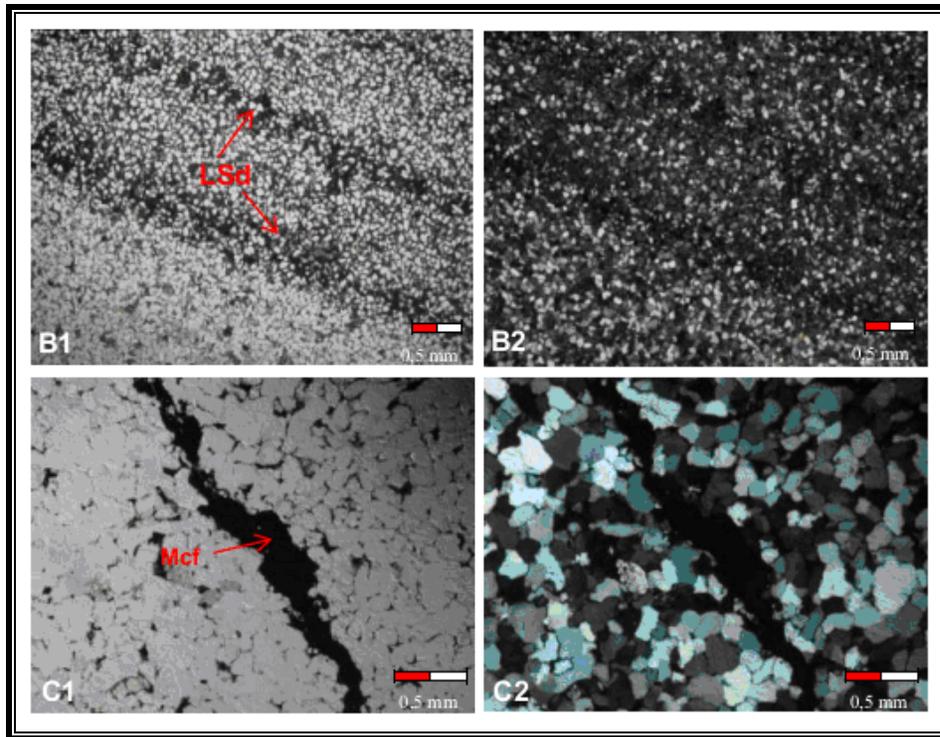


Figura 95. Microfotografías de los canales distributarios estuarinos con influencia de mareas del pozo TRV-4X. Vista general de la limolita (20214'06'', Obj. 2,5X, B1: N//B2: NX). Nótese las láminas paralelas de siderita en tonalidad más oscura. C1 y C2. Microfractura rellena de hidrocarburos (color negro) en la muestra 20243'03'' (Obj. 5X, C1: N//, C2: NX). Leyenda: LSd: Láminas de siderita, Mcf: Microfracturas. Tomado de Rangel M. et al., 2012.

Los intervalos con mayor prospectividad como roca yacimiento, de base a tope, son los siguientes: 18.256'10'' a 18.202'07'', 18.141'085'' a 18.109'02'', 18.080'10'' a 18.041'10'' y 18.033' a 17.990'02'', pertenecientes a los canales distributarios estuarinos apilados, estos canales comprenden las facies A3X, A2X, A2M, A1M, A1P, A2P, A2MB y A1PB, las cuales presentan las mejores propiedades en lo que respecta a calidad de roca. El intervalo inferior presenta las mejores propiedades petrofísicas y tiene mayor espesor de arena, el cual pertenece a la secuencia T6-C, actualmente en producción en el Campo Travi.

### ***5.3.6.- Estratigrafía por Secuencias***

En esta sección se presenta los resultados del modelo estratigráfico efectuados para el Campo Travi, correspondiente a la parte superior de la secuencia del Terciario de la Formación Merecure.

El esquema de secuencias resulta de la integración de los análisis sedimentológicos, petrográficos, DRX, bioestratigráficos, de los patrones de apilamiento en los perfiles de pozos y de la correlación de los campos vecinos del el Campo Travi. Una secuencia se define como “una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente conformable de estratos relacionados genéticamente, delimitada en el tope y en la base por discordancias o sus conformidades correlativas” (Mitchum et. al., 1977).

Con la finalidad de homologar las secuencias estratigráficas, en los campos del norte de Monagas y no realizar un trabajo aislado del resto de los campos, se tomaron las secuencias definidas en el modelo sedimentológico Integral del Terciario en el norte de Monagas, propuesto por el PINM (Guzmán et. al 2001), el cual define seis secuencias de tercer orden, de T1 a T5 y T7, y una de segundo orden T6. Siendo T1 la más vieja y la cual se encuentra erosionada hacia el Campo Santa Bárbara. Las edades de estas secuencias van desde el Paleoceno al Mioceno Temprano. En el presente estudio, el intervalo estratigráfico de interés es la parte superior de la secuencia terciaria y solamente incluye la secuencia T6, de segundo orden como se mencionó anteriormente.

#### ***5.3.6.1.- Secuencia T5***

Este estudio no incluye ninguna secuencia de cuarto orden perteneciente a la secuencia T5 de tercer orden. Sin embargo, la secuencia T5 solo se menciona porque es la secuencia que infrayace la secuencia T6 de segundo orden, la cual representa nuestro interés en este estudio. En un estudio regional, propuesto por el PINM (Guzmán et. al., 2001), define la secuencia T5 de tercer orden como una secuencia de alta frecuencia, de edad Mioceno Temprano y la delimita en su tope por T5-C (SB) de cuarto orden y en su base por T4-B (SB) de cuarto orden. Guzmán et. al., 2001, argumenta que esta secuencia T5 constituye el tope del sistema de alto

nivel de tercer orden que se inició en la secuencia T2 de tercer orden, en su estudio regional, donde discriminó dos pulsos de progradación de cuarto orden.

### ***5.3.6.2.- Secuencia Estratigrafía T6***

La secuencia T6 marca el inicio de un ciclo retrogradante mayor, que culmina con la sedimentación de las facies lutíticas marinas de la Formación Carapita y es la secuencia con mayor espesor dentro de la columna sedimentaria. Sin embargo, esta secuencia presenta ciclos menores de transgresiones y regresiones. Dentro de esta secuencia T6 de segundo orden, se pudieron establecer cuatro (4) secuencias tercer orden, en el Campo Travi, adoptando y ajustando solo la nomenclatura utilizada por Guzmán et. al., 2001, de base a tope se mencionan las siguientes: T6-AB, T6-C, T6-D, T6-E, (Figura 96). La secuencia T6-B, definida en el Campo El Carito y el Campo Santa Bárbara, no fue definida en el Campo Travi, debido a que al correlacionarla hacia este campo, esta se acuña; por lo que tiene un contacto interdigital con la secuencia subyacente T6-A. En este estudio se denomina la secuencia como T6-AB. El intervalo con núcleo del pozo TRV-3, comprende la parte superior de la secuencia T6-C y la parte basal de la secuencia T6-D. Las otras secuencias T6-AB y T6-E fueron interpretadas por los registros de pozo y con los núcleos de los pozos de los campos vecinos.

### ***5.3.7.- Correlaciones estratigráficas***

Para realizar las correlaciones de las secciones estratigráficas, fue necesario construir un mallado de secciones, con los pozos con núcleo TRV-3, TRV-4X, SBC-51, SBC-136, SBC-143, MUC-11, MUC-18 y MUC-23. Luego usando la descripción de los núcleos se correlacionaron las asociaciones de facies definidas en los mismos, al resto de los pozos vecinos a lo largo de toda el área, interpretando las facies de los registros eléctricos, con el propósito de definir los cambios de facies y su distribución en un total de 30 pozos. En este trabajo solo se anexan 12 líneas de secciones representativas (anexos I, J, K, L, M, N, O, P, Q, R, S y T), seis en dirección suroeste-noreste y seis en dirección noroeste-sureste.

En este estudio se define una estratigrafía en detalle a nivel de segundo y tercer orden (Figura 96), donde se determinaron los límites de las secuencias T6-AB, T6-C, T6-D y T6-E. Estos

límites se extrapolaron en toda el área de estudio, correlacionando los cuerpos sedimentarios identificados en los pozos del Campo Travi con los pozos de los campos vecinos. Para la realización de este modelo se integró información de dos pozos con núcleos del Campo Travi, además de seis pozos con núcleos de los campos vecinos existente en el área, como lo son el Campo Santa Bárbara y el Campo Mulata, sumando un total de ocho núcleos analizados.

MERCURE SUPERIOR	T E R C I A R I O	Secuencias		PINM 2001		Carito 2002		Carito 2003		Santa Barbara 2005		
		Topo	Intervalo	Topo	Intervalo	Topo	Intervalo	Topo	Intervalo	Topo	Intervalo	
		MFS17	1	T7-B	MFS17	27	T7B-27	T7-B	27	T7-B	21	T7-B
		mt7a	2	T7-A	mt7a	26	T7A-26	T7-A	26	T7-A	20	T7-A
		SB16	3		SB16	25	T6E-25	T6-E	25	T6-E	19	T6-E
			4	T6-E	fs36	24	T6E-24	T6-E1	24	T6-E1	18	T6-E1
										T6-E1a	17	T6-E1a
		MFS16	5		MFS16	23	T6D-23	T6-D	23	T6-D	16	T6-D
			6	T6-D	fs35	22	T6D-22	T6-D1	22	T6-D1	15	T6-D1
			7		mt6f	21	T6D-21	T6-D2	21	T6-D2		Erosionado
		mt6d	8		fs34	20	T6C-20	T6-C	20	T6-C	14	T6-C
			9	T6-C	mt6c	19	T6C-19	T6-C1	19	T6-C1	13	T6-C1
			10		mt6c	18	T6C-18	T6-C2	18	T6-C2	12	T6-C2
		mt6b	11	T6-B	mt6b	17	T6B-17	T6-B	17	T6-B	11	T6-B
		mt6a	12	T6-A	mt6a	16	T6A-16	T6-A	16	T6-A	10	T6-A
		SB15	13		SB15	15	T5-15	T5-C	15	T5-C	9	T5-C
		fs32	14	T5	fs32	14	T5-14	T5-B	14	T5-B		Erosionado
		fs31	15		fs31	13	T5-13	T5-A	13	T5-A	8	T5-A
		SB14	16	T4	SB14	12	T4-12	T4-B	12	T4-B	7	T4-B
		fs30	1		fs30	11	T4-11	T4-A	11	T4-A	6	T4-A
		SB13	2		SB13	10	T3C-10	T3-C	10	T3-C	5	T3-C
		fs29	3	T3-C	fs29	9	T3C-9	T3-C1	9	T3-C1	4	T3-C1
		fs28	4		fs28	8	T3C-8	T3-C2	8	T3-C2		Erosionado
		mt3a	5	T3-B	mt3a	7	T3B-7	T3-B	7	T3-B	3	T3-B
		mt3c	6		mt3c	6	T3B-6	T3-B1	6	T3-B1		Erosionado
		mt3b	7		mt3b	5	T3B-5	T3-B2	5	T3-B2		Erosionado
		MFS13	8	T3-A	MFS13	4	T3B-4	T3-A	4	T3-A	2	T3-A
		SB12			SB12	3	T3A-3	T2-B	3	T2-B		Erosionado
		MFS12		T2-B	MFS12			T2-A		T2-A		Erosionado
		SB11		T2-A	SB11	2	T2B-2	T2-B	2	T2-B	1	T2-B
		SB10		T1-B	SB10	1	T2A-1	T1-B	1	T1-B		Erosionado
		MFS11		T1-A	MFS11	1	T1-1	T1-A	1	T1-A		Erosionado

Figura 96. Secuencias definidas por PINM, 2001, 2003 y 2005.

Durante el análisis de los núcleos y posterior a la asociación de facies, se identificaron posibles límites de secuencias (SB), y se hizo especial énfasis en las lutitas de espesor considerable, sobre todo en aquellas que son calcáreas y bioturbadas con fósiles marinos, así como la identificación de minerales accesorios que nos permitiera inferir ambientes marino como la glauconita, señalando posibles superficies de máxima inundación (MFS) o de inundación (FS). La existencia de llanuras fluviales y cambios composicionales, producto de la meteorización en la roca, así como de color, la presencia de paleoraíces, la presencia de la icnofacies *Glossifungites* muestran evidencia de una superficie que fue expuesta a la erosión o no-deposición, permitiendo identificar posibles candidatos a límites de secuencia (SB).

Teniendo en cuenta lo antes mencionado, la información sedimentológica y los perfiles de pozos, se logró inferir como posibles candidatos a superficies de máxima inundación (MFS) y límites de secuencia (SB) las litofacies asociadas a las profundidades mostradas en la Tabla 23, para cada uno de los núcleos descritos.

Tabla 23. Candidatos a MFS y SB

NÚCLEO	CANDIDATOS	PROFUNDIDAD (pie)
TRV-3	MFS	18.159' 06"
	SB	18.168' 07"
SBC-143	FS	18.447' 00"
	FS	18.495' 00"
	FS	18.530' 00"
SBC-136	FS	19.823' 00"
	FS	19.930' 00"
SBC-51	FS	16.704' 00"
MUC-11	FS	16.658' 00"
	FS	16.632' 00"
	FS	16.621' 00"
	FS	16.597' 00"
	FS	16.555' 00"
MUC-18	FS	13.848' 00"
	FS	13.783' 00"
	FS	13.623' 00"
	FS	13.541' 00"
	FS	13.392' 00"
	FS	13.224' 00"
	FS	13.194' 00"
	FS	13.160' 00"
	FS	13.140' 00"
	SB	13.134' 08"
MUC-23	FS	16.769' 00"

Tomando como base las secuencias definidas por el PINM 2001 (Guzmán et. al., 2001), para los pozos MUC-11, MUC-26, MUC-18 y SBC-12 para el Campo Mulata (Figura 97), PIC-3, PIC-9 y PIC-11 en el Campo Pirital (Figura 98) y SBC-11, SBC-51 y SBC-130 para el Campo Santa Bárbara (Figura 99), procedió a realizar correlación de las unidades definidas iniciando con los más cercanos y así sucesivamente hasta abarcar todos los pozos del área en estudio. Para este trabajo se realizó un mallado de secciones estratigráficas en diferentes direcciones (Figura 100), para estas correlaciones se seleccionaron los pozos no fallados en la sección de interés y que no presentaran problemas con las curvas.

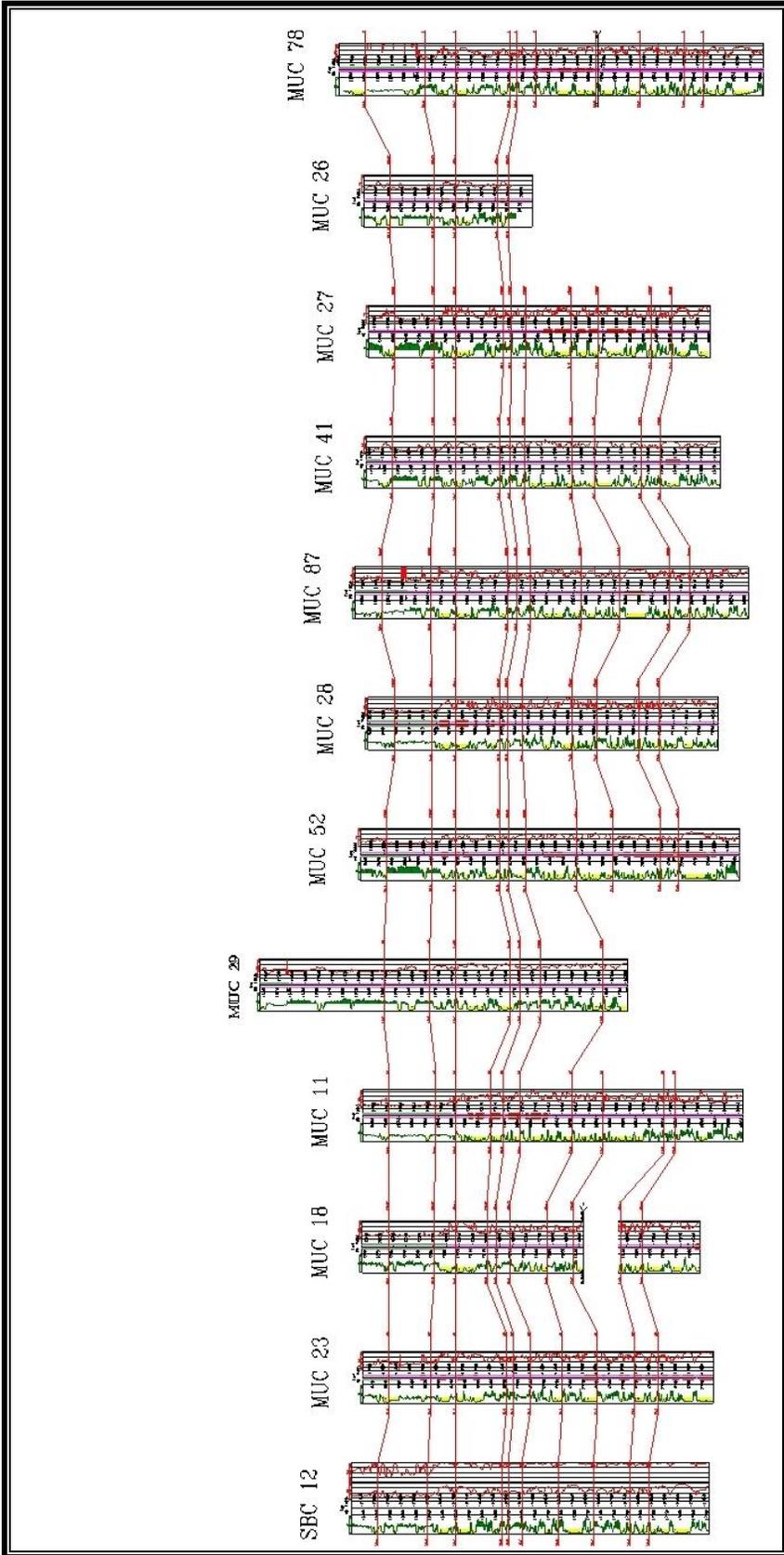


Figura 97. Correlación Campo Mulata. Tomado de Guzmán et. al., 2001.

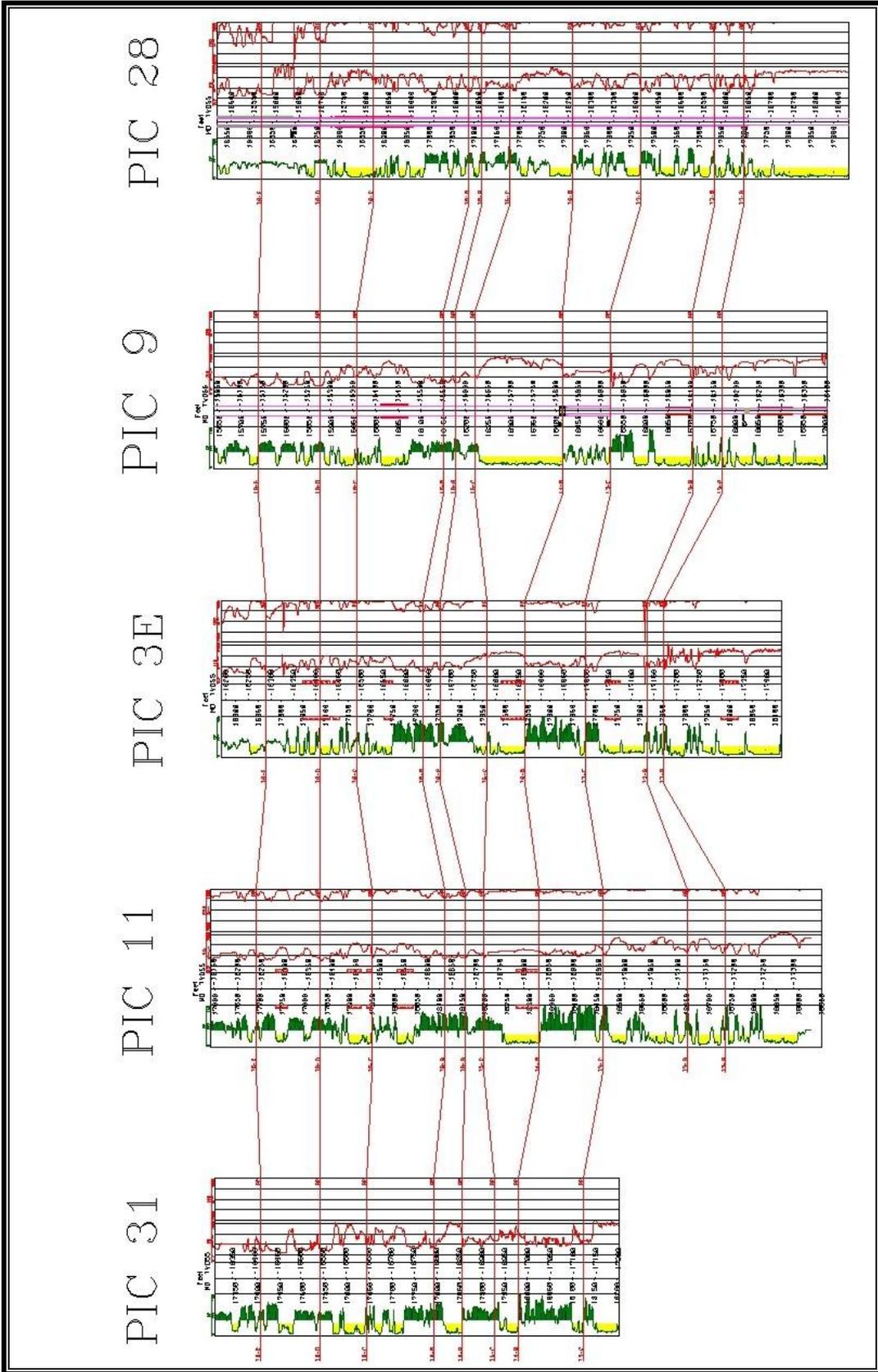


Figura 98. Correlación Campo Piritral. Tomado de Guzmán et. al., 2001.

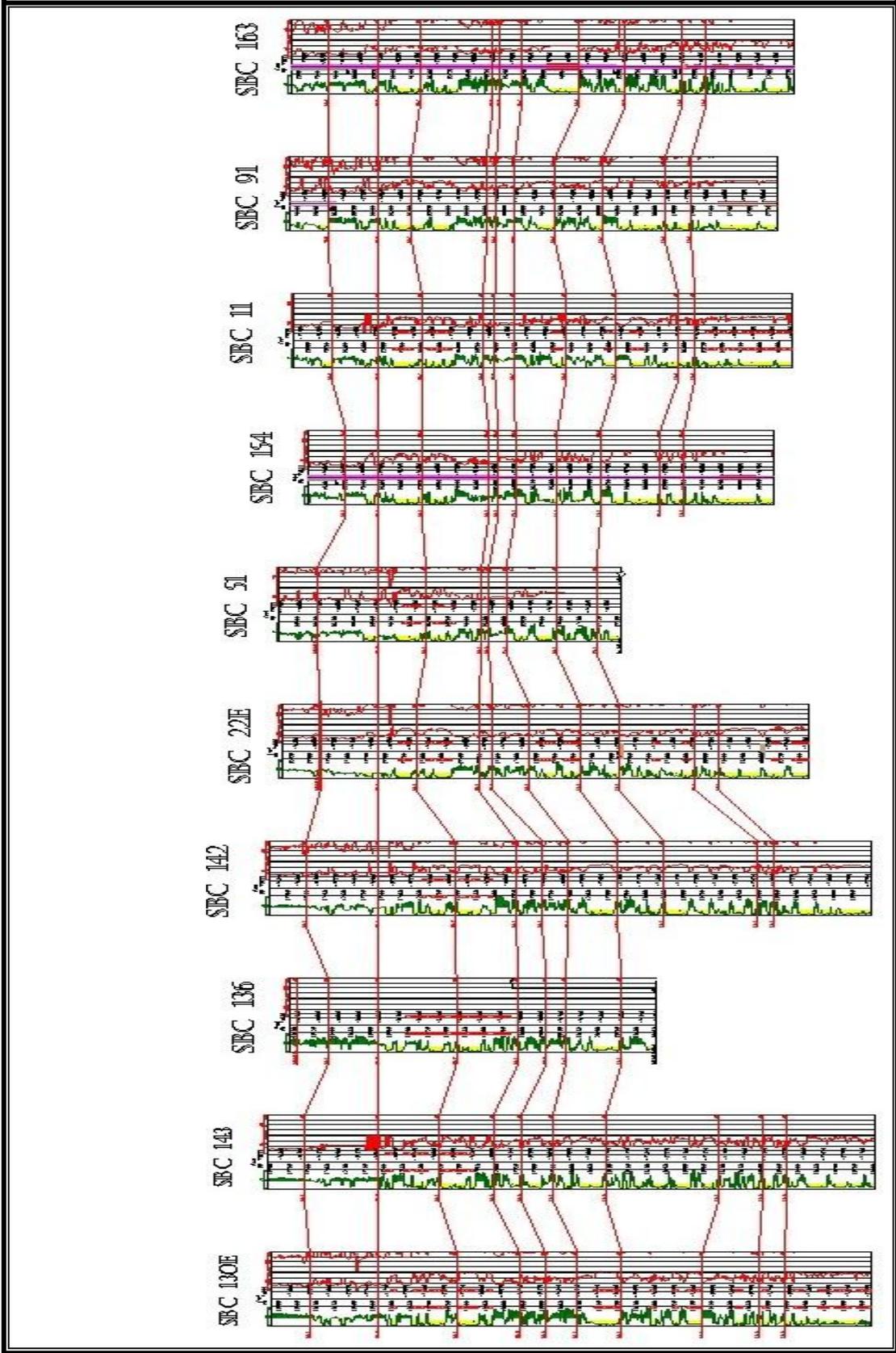


Figura 99. Correlación Campo Santa Bárbara. Tomado de Guzmán et. al., 2001.

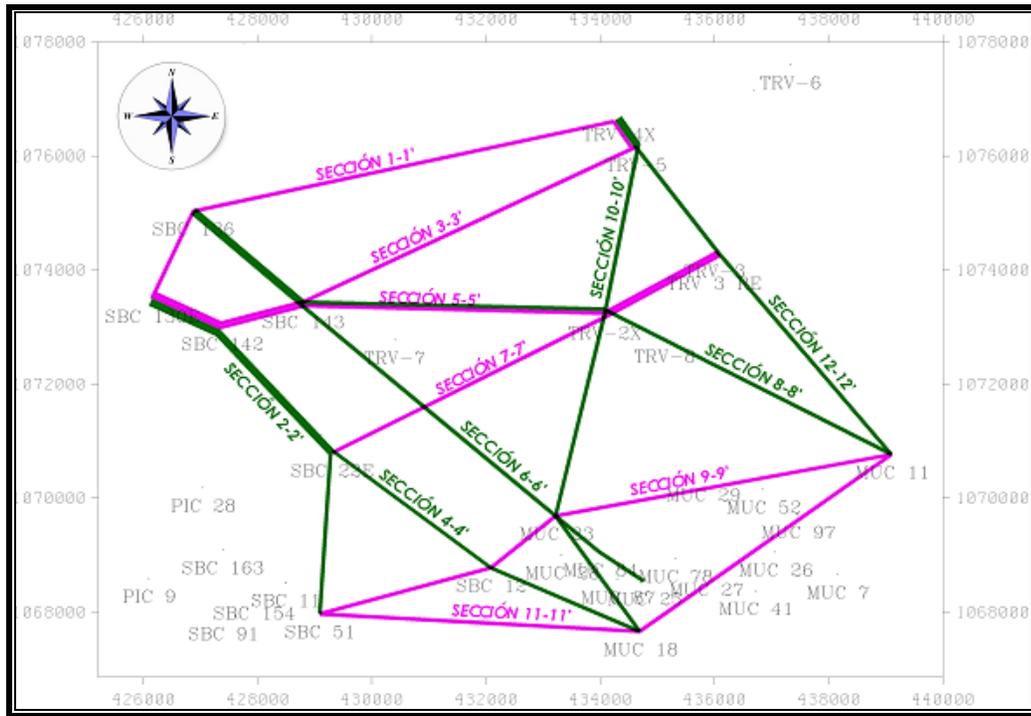


Figura 100. Mapa base con mallado de secciones estratigráficas.

Luego de realizada la correlación de los pozos pertenecientes al área de estudio (Figuras 101, 102 y 103) se presentan las secciones que muestran los cambios de facies más significativos, dichas secciones se interpreta que tienen direcciones perpendiculares y paralelas a la dirección de sedimentación, de manera que se puedan observar la variaciones laterales de las facies. (Anexo I, J, K, L, M, N, O, P, Q, R, S y T).

En general, las secuencias estratigráficas muestran una buena continuidad lateral respecto a los espesores en los campos vecinos al Campo Travi, tanto en los campo Pirital, Bosque, Carito y Mulata como en el Campo Santa Bárbara.

La secuencia T6-B conjuntamente con la secuencia T6-A, de tercer orden, conforman la base de la secuencia T6 de segundo orden. La secuencia T6-B se encuentra definida en los campos El Carito y Santa Bárbara, no fue posible definirla en el Campo Travi, debido a que esta se acuña o se interdigita con la secuencia subyacente T6-A. La Figura 101 muestra un ligero adelgazamiento de la secuencia T6-AB desde el Campo Santa Bárbara hacia el Campo Travi.

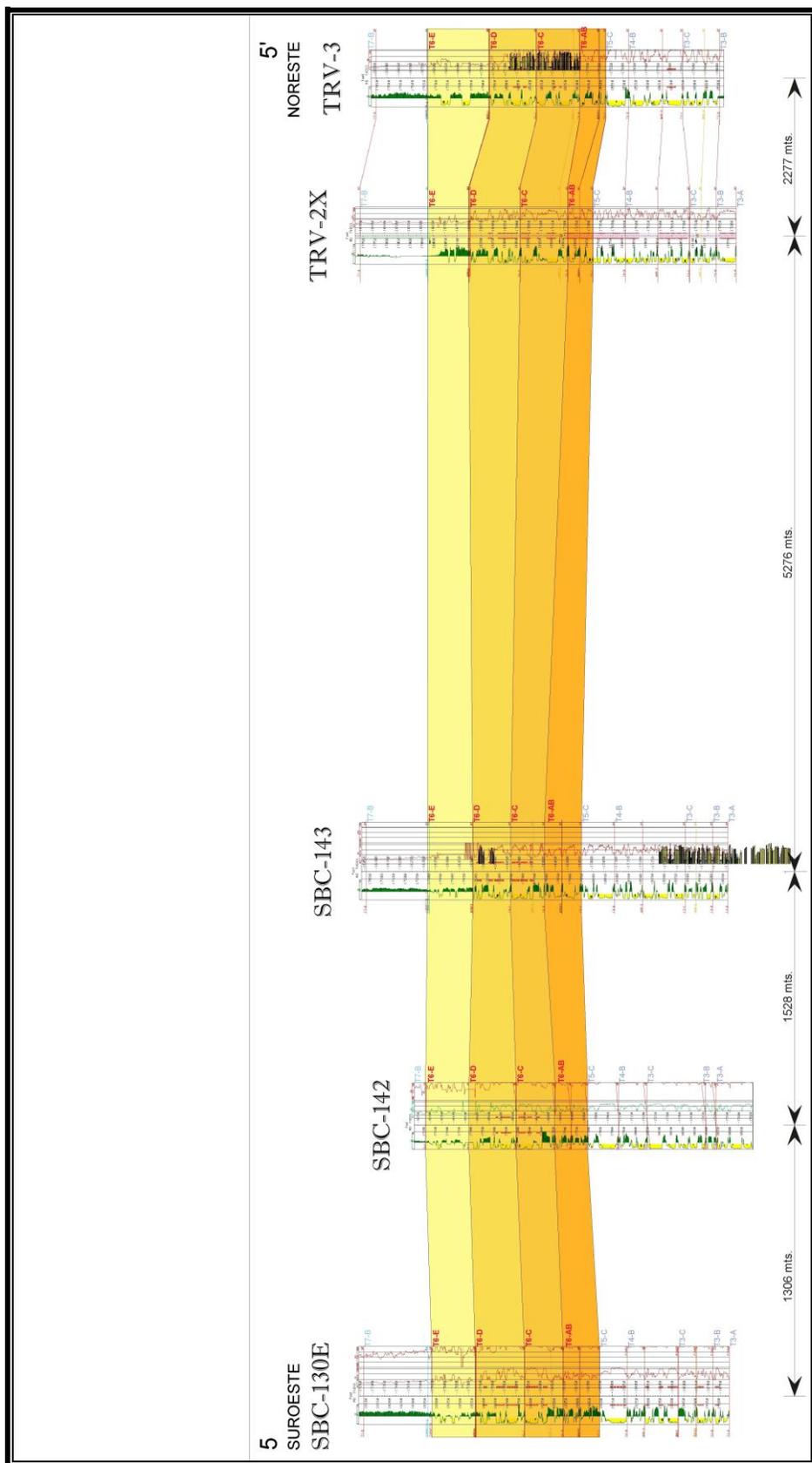


Figura 101. Sección estratigráfica 5-5', en dirección suroeste-noreste (Anexo M).

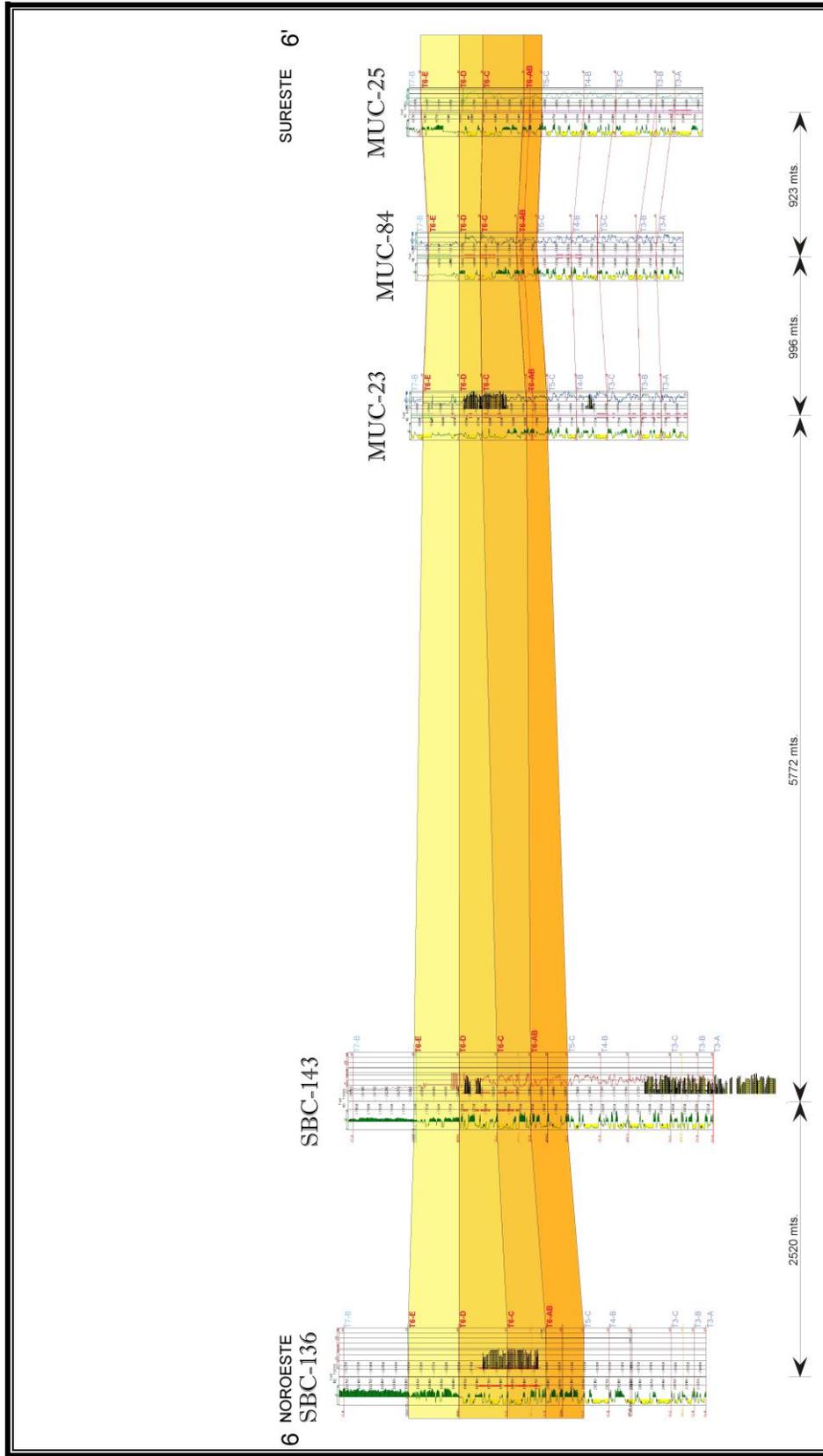


Figura 102. Sección estratigráfica 6-6', en dirección noroeste-sureste (Anexo N).



### **5.3.8.- Descripción de las Unidades Estratigráficas**

#### **5.3.8.1.- Secuencia T6-AB**

La secuencia T6-A, conjuntamente con la secuencia T6-B de tercer orden conforman la base de la secuencia T6 de segundo orden, la cual suprayace de manera discordante a la secuencia T5-C de tercer orden. Las secuencias T6-A y T6-B se encuentran definidas en los campos El Carito y Santa Bárbara, no fue posible definirla en el Campo Travi, debido a que estas se acuñan o se interdigitizan. Por esta razón el mapa de facies se presenta como una sola secuencia T6-AB, como se mencionó anteriormente.

Para esta secuencia se disponen de tres núcleos, el pozo TRV-4X ubicado en el Campo Travi y dos ubicados hacia el sur respecto al Campo Travi (MUC-11 y MUC-18). Los análisis de esta secuencia se complementaron con la interpretación del perfil de rayos gamma del resto de los pozos que cortaron estas secuencias. Las asociaciones fueron interpretadas como abanicos de rotura, asociados a las bahías interdistributarias. El carácter del perfil de rayos gamma en esta secuencia es aserrado y se interpreta como depósitos asociados a abanicos de rotura.

Para el pozo TRV-4X, la sección de núcleo recuperado solo representa el 28% de la parte inferior de la secuencia T6-AB, este pozo solo cuenta con 41' 06'' de espesor efectivo recuperado, fraccionado en 7 partes discontinuas. El total de los depósitos fueron asociados a canales distributarios estuarinos con influencia continental. En los análisis de los núcleos se describieron asociación de facies arenosas de grano fino a medio, con estratificación cruzada planar, estratificación paralela, en partes masiva y están pobremente bioturbadas.

El núcleo del pozo MUC-11, recuperó el 100% de la secuencia T6-AB, el 51% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 31% de bahías interdistributarias y 18% de barras de marea. Esta secuencia muestra de base a tope una sucesión de facies que inicia con depósitos de bahías interdistributarias intercaladas con depósitos de canales distributarios con influencia continental, hacia la parte superior la secuencia termina con depósitos de barras de marea. Las asociaciones de las facies de esta

secuencia permiten interpretar secuencias deposicionales retrogradantes pertenecientes a una bahía estuarina baja.

El núcleo del pozo MUC-18, recuperó el 100% de la secuencia T6-AB, el 52% de los depósitos son bahías interdistributarias, seguido de 35% de bahías de marea, 7% de canales distributarios estuarinos con influencia continental y 5% de abanicos de rotura. Esta secuencia consiste principalmente de intercalaciones de depósitos de bahías interdistributarias con bahías de marea, también se intercalan ocasionales canales distributarios estuarinos y abanicos de rotura que pertenecen a las bahías interdistributarias. Las bahías interdistributarias se caracterizan por presentar facies carbonosas (C), facies limolíticas (STLB), facies lutíticas (LLB), facies heterolíticas (HB) y facies arenosas de granos medio (A1MB), la mayoría de estas facies presentan restos de plantas, paleoraíces y zonas carbonosas, aparte de las capas de carbón. Las bahías de marea se caracterizan por presentar facies lutíticas (LL), facies heterolíticas (HB) y facies arenosas de granos medio (A2MB), por lo general las lutitas de las facies LL y lutitas de las facies HB presentan moldes de conchas de *bivalvos*. Las asociaciones de las facies de esta secuencia permiten interpretar depósitos retrogradantes pertenecientes a una bahía estuarina baja.

#### **5.3.8.2.- Secuencia T6-C**

Para esta secuencia se disponen de seis núcleos distribuidos espacialmente de la siguiente manera: cuatro hacia el sur (SBC-51, MUC-23, MUC-18 y MUC-11), uno hacia el oeste (SBC-136) respecto al área de Travi, en el Campo Travi se cuenta con el núcleo del pozo TRV-3.

El pozo SBC-51 recuperó el 63% de la parte media y superior de la secuencia, el 63% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 18% de bahías interdistributarias, 12% de canales de marea y 7% de barras estuarinas. Los análisis de los núcleos muestra una sucesión de facies que inicia con una secuencia heterolítica bioturbada (HB) seguida por una secuencia areniscas de grano medio, areniscas de grano grueso y depósitos fangosos de las bahías interdistributarias, las areniscas son masivas y con estratificación paralela, posteriormente continúan paquetes de areniscas apiladas con estratificación cruzada planar, pertenecientes a los canales distributarios estuarinos. Las

asociaciones de las facies de esta secuencia permiten interpretar depósitos progradantes pertenecientes a una bahía estuarina alta.

El pozo MUC-23 recuperó el 60% de la parte media y superior de la secuencia, el 80% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 16% de bahías interdistributarias y 4% de barras estuarinas. Los núcleos muestra una sucesión de facies que inicia con una limolita con restos de material carbonoso y paleoraíces seguido por una secuencia areniscas de grano medio a grueso algunas de ellas con estratificación cruzada planar, la asociación de las facies de esta secuencia permite interpretar una bahía estuarina con influencia continental.

El pozo MUC-18 recuperó el 100% de la secuencia, el 53% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 22% de bahías de marea, 16% de canales de marea y 10% de bahías interdistributarias. La secuencia inicia con depósitos de canales de marea, caracterizados por areniscas de grano fino a medio, con estratificación paralela ondulada y estratificación paralela, moderadamente bioturbadas, luego se presentan depósitos fangosos de bahías de mareas donde se presentan facies lutíticas con conchas de *bivalvos*. Posteriormente se presentan intercalaciones de depósitos de bahías interdistributarias que incluyen capas de carbones, paleoraíces y restos de plantas, con depósitos de bahías de marea que incluyen mayor diversidad de icnofósiles. La secuencia finaliza con capas espesas de areniscas de grano fino a grueso, con estratificación cruzada planar, estas areniscas pertenecen a los depósitos de canales distributarios estuarinos con influencia continental, estos depósitos comprenden el mayor espesor de la secuencia. Las asociaciones de las facies de esta secuencia permiten interpretar depósitos progradantes pertenecientes a una bahía estuarina alta.

El pozo MUC-11 recuperó el 80% de la parte inferior y media de la secuencia, el 80% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 8% bahías de marea, 6% de bahías interdistributarias, 4% de barras de marea, 1% de canales de marea y 1% de barras estuarinas. En este pozo la secuencia comienza con facies de secuencias heterolíticas bioturbadas (HB) de las bahías de marea, seguida de depósitos arenosos de los canales de marea y barras de marea, posteriormente la secuencia continúa con depósitos

monótonos de areniscas amalgamadas con estratificación cruzada planar, estratificación paralela, en partes masivas, ocasionalmente se intercalan delgadas capas de facies carbonosas (C), facies limolíticas (STLB), facies lutíticas (LLB) y facies heterolíticas (HB). Estos paquetes arenosos pertenecen a los canales distributarios estuarinos apilados que se interpretan como una secuencia progradante asociado a una bahía estuarina alta.

El pozo SBC-136 recuperó el 80% de la parte media y superior de la secuencia, el 70% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 14% bahías de marea, 13% de bahías interdistributarias y un 3% de barras estuarinas. La secuencia inicia con depósitos fangosos de bahías de mareas intercalados por depósitos arenosos de canales de marea, posteriormente presenta espesos depósitos de areniscas de grano medio a grueso, con estratificación paralela y estratificación cruzada planar en partes, estos depósitos se intercalan con facies lutíticas (LLB) y facies heterolíticas (HB). Estos paquetes arenosos pertenecen a los canales distributarios estuarinos apilados que se interpreta como una secuencia progradante asociado a una bahía estuarina alta.

El pozo TRV-3 cortó 90% de la parte inferior, media y superior de la secuencia, el 70% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguido de 20% de bahías interdistributarias y 10% de barras estuarinas. En los análisis de los núcleos se describieron asociación de facies con tendencia de engrosamiento hacia el tope, presenta una secuencia progradante con escasos pulsos marinos en la base, representados por barras estuarinas y barras de marea, seguido por canales distributarios estuarinos apilados, acompañados por bahías interdistributarias, que indican la migración lateral de estos canales distributarios. Se interpretó que estos canales distributarios estuarinos corresponden a una bahía estuarina alta.

Con base en los análisis de los núcleos y por correlación con los campos Mulata y Santa Bárbara se interpreta la secuencia T6-C como progradante asociado a una bahía estuarina alta, dominada por los canales distributarios estuarinos apilados. Esta secuencia presenta hacia la parte inferior depósitos menores representados por barras estuarinas y barras de marea.

### 5.3.8.3.- Secuencia T6-D

Para esta secuencia se disponen de seis núcleos distribuidos espacialmente de la siguiente manera: tres hacia el sur (SBC-51, MUC-23 y MUC-18), dos hacia el oeste (SBC-136 y SBC-143) respecto al área de Travi, en el Campo Travi se cuenta con el núcleo del pozo TRV-3.

Para el pozo TRV-3, la sección de núcleo recuperado representa el 60% de la secuencia T6-D, el 63% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia de marea, seguido de 22% de bahías de marea, 10% de canales de marea, 3% de bahías interdistributarias, 1% de barras estuarinas y 1% de barras de marea. La secuencia muestra una sucesión de facies que inicia con depósitos fuertemente bioturbados de bahías de marea intercaladas canales de marea. En general, la secuencia consiste de intercalaciones de depósitos de boca estuarinas con depósitos de bahía estuarina baja influenciada por marea. Los depósitos de boca estuarina están representados por bahías de marea, canales de marea, barras estuarinas y barras de marea, los depósitos de bahía estuarina están representados por canales distributarios estuarinos con influencia de mare y bahías interdistributarias. Desde la parte media hacia el tope la secuencia es dominada por canales distributarios estuarinos con influencia de marea, sin embargo, la secuencia termina con 8 pies de facies lutíticas bioturbadas (LLB), asociadas a bahías de marea, con moldes de conchas de *bivalvos* y bioturbadas por *Thalassinoides*.

El núcleo del pozo SBC-136, presenta aproximadamente el 50 % de la secuencias T6-D de su parte inferior, el 40% de los depósitos son canales de marea, seguido de 36% de canales distributarios estuarinos con influencia de marea y 24% de bahías de marea. Esta secuencia muestra de base a tope una sucesión de facies que inicia con intercalaciones de depósitos de bahías de marea, fuertemente bioturbada en la base con depósitos de canales de marea, seguida de una secuencia monótona de areniscas de canales distributarios estuarinos con influencia de marea, finalmente la secuencia finaliza con intercalaciones de depósitos de bahías de marea con depósitos de canales de marea, moderadamente bioturbados.

El núcleo del pozo SBC-143, presenta aproximadamente el 42 % de la secuencias T6-D de su parte media superior, el 70% de los depósitos son canales distributarios estuarinos con influencia de marea, seguido de 22% de bahías de marea, 6% de barras de marea y 2% de

bahías interdistributarias. Esta secuencia consiste de intercalaciones de depósitos de boca estuarinas con depósitos de bahía estuarina baja influenciada por marea. Los depósitos de boca estuarina están representados por bahías de marea y barras de marea, los depósitos de bahía estuarina baja están representados por canales distributarios estuarinos con influencia de marea y bahías interdistributarias.

El núcleo del pozo SBC-51, presenta aproximadamente el 43 % de la secuencias T6-D de su parte inferior, el 38% de los depósitos son canales de marea, seguido de 36% de canales distributarios estuarinos con influencia de marea y 26% de bahías de marea. Esta secuencia consiste de intercalaciones de depósitos de bahías de marea con canales de marea. La secuencia termina en su parte superior con facies arenosas de grano grueso a medio, asociadas a los canales distributarios estuarinos con influencia de marea.

El núcleo del pozo MUC-18, presenta aproximadamente el 33 % de la secuencias T6-D de su parte inferior, el 43% de los depósitos son canales de marea, seguido de 29% de bahías de marea y 28% de canales distributarios estuarinos con influencia de marea. Esta secuencia consiste de intercalaciones de depósitos de canales de marea con bahías de marea. Desde la parte media hacia el tope la secuencia es dominada por canales distributarios estuarinos con influencia de marea, sin embargo, la secuencia termina con 8 pulgadas de facies lutíticas (LLB), asociadas a bahías de marea, con moldes de conchas de *bivalvos*.

El núcleo del pozo MUC-23, presenta aproximadamente el 78 % de la secuencias T6-D de su parte inferior a media, el 38% de los depósitos son bahías de marea, seguido de 25% de canales distributarios estuarinos con influencia de marea, 19% de canales de marea y 18% de barras estuarinas. Esta secuencia muestra de base a tope una sucesión de facies que inicia con depósitos de bahías de marea, seguidos de canales de marea y barras estuarinas, la parte media está dominada por depósitos de canales distributarios estuarinos con influencia de marea, hacia la parte superior la secuencia termina con depósitos de barras estuarinas, canales de marea y bahías de marea.

Esta secuencia presenta varios intervalos con influencia marina principalmente hacia la base y parte media, enmarcado en un ambiente de boca estuarina, donde se observan en los depósitos de canales de marea estratificación tipo Hommocky y fracturas rellenas de calcita, hacia la zona de los pozos TRV-3 y SBC-136. Las asociaciones de las facies de esta secuencia permiten interpretar depósitos retrogradantes pertenecientes a depósitos de boca estuarina a pesar de que la secuencia finaliza con depósitos de canales distributarios estuarinos con influencia de mareas.

#### ***5.3.8.4.- Secuencia T6-E***

Para esta secuencia no se tienen tramos de núcleos recuperados en el área de estudio, los análisis se realizaron en base a las características del perfil de rayos gamma. Las asociaciones de facies fueron interpretadas como la parte distal de las barras estuarinas y sedimentos arcillosos de ambiente marino. El carácter del perfil de rayos gamma en esta secuencias granocreciente, es típico de los depósitos asociados a barras estuarinas y la alta resistividad en los perfiles determina los depósitos de lutitas marinas.

#### ***5.3.9.- Mapas de Tendencias o Mapas de Facies***

Los mapas de facies nos permiten conocer la distribución areal de los cuerpos sedimentarios, así como los cambios laterales que ocurren en los mismos y que obedecen a las condiciones de sedimentación y al ambiente en el que se desarrollaron.

La base para elaborar los mapas de facies en este estudio consistió en el análisis sedimentológico realizado a los núcleos TRV-3, TRV-4X, SBC-143, SBC-136, SBC-51, MUC-11, MUC-23 y MUC-18 que nos permitieron ubicarnos ambientalmente, y la observación y entendimiento de la respuesta del registro ante las asociaciones de facies definidas, una vez delimitados y definidos dichos parámetros se extrapolan a toda el área mediante la correlación estratigráfica.

Teniendo como premisa la tendencia de sedimentación regional SW-NE en los campos del norte de Monagas, se procedió a verificar las respuestas eléctricas en cada pozo, para así

diferenciar las asociaciones de facies (barras estuarinas, bahías interdistributarias, canales distributarios estuarinos, bahías de inundación) y todas estas observaciones adquiridas de los perfiles de pozos, los cuales fueron correlacionados por secuencias.

A continuación se muestran los mapas paleoambientales de los depósitos sedimentarios interpretados para cada una de las facies.

#### ***5.3.9.1.- Secuencia T6-AB***

Esta secuencia fue atravesada por 23 pozos, de los cuales tres tienen núcleos: TRV-4X (54'08''), MUC-11 (128'04'') y MUC-18 (105'05'') que cubren parcialmente este intervalo.

El pozo TRV-4X fue muestreado en un 28% de la parte inferior de la secuencia T6-AB, los pozos MUC-11 y MUC-18 muestrearon en su totalidad la secuencia interdigitada T6-AB.

En la mayoría de los pozos que cortaron la secuencia T6-AB se describen facies de ambientes de bahía estuarina baja, con intercalaciones de la bahía estuarina alta y depósitos menores de boca estuarina. La mayor parte de la sección está constituida por canales distributarios estuarinos, con intercalaciones mayores de bahías interdistributarias y bahías de marea, hacia el pozo MUC-18 la secuencia es más fangosa presentando mayormente depósitos de bahías interdistributarias y bahías de marea, y escasos depósitos arenosos de los canales distributarios estuarinos. Sin embargo, hacia el pozo MUC-11, la secuencia es mucho más arenosa, presentando depósitos arenosos pertenecientes a los canales distributarios estuarinos, a las barras de marea, y en menor proporción a los depósitos fangosos de las bahías interdistributarias.

Las asociaciones de facies contienen facies y estructuras sedimentarias características de los ambientes sedimentarios de bahía estuarina baja. Dentro de las estructuras sedimentarias de bahías interdistributarias tenemos laminación cruzada, nódulos de pirita, nódulos de siderita, estratificación lenticular, en las bahías de marea tenemos estratificación paralela, estratificación ondulada paralela, estratificación lenticular, estructura flaser y nódulos de siderita, en las barras de marea tenemos estratificación cruzada tipo espina de pescado, estratificación cruzada planar, estratificación lenticular y estructuras flaser, y en los canales distributarios estuarinos tenemos

secuencias granodecreciente, adelgazamiento de capas hacia el tope, estratificación cruzada planar y estructuras de carga.

La secuencia T6-AB se encuentra representada en un 51% de asociaciones de facies correspondientes a las llanuras o bahías de inundación que comprende las bahías interdistributarias con 35%, las bahías de marea con 14% y los abanicos de rotura con 2%, a estos depósitos les sigue las asociaciones de canales distributarios con influencia de mareas con 41% y 8% asociado a barras de marea (Figura 104, Anexo U).

La baja diversidad de icnogéneros tales como *Planolites*, *Thalassinoides* y *Teichichnus* de la icnofacies *Cruziana*, e icnogéneros como *Ophiomorpha* y *Skolithos* de la icnofacies *Skolithos*, adicionalmente, la presencia de restos de planta, paleoraíces, restos de carbón, capas de carbón y lutitas carbonosas nos conduce a interpretar un ambiente transicional, perteneciente a la bahía estuarina baja.

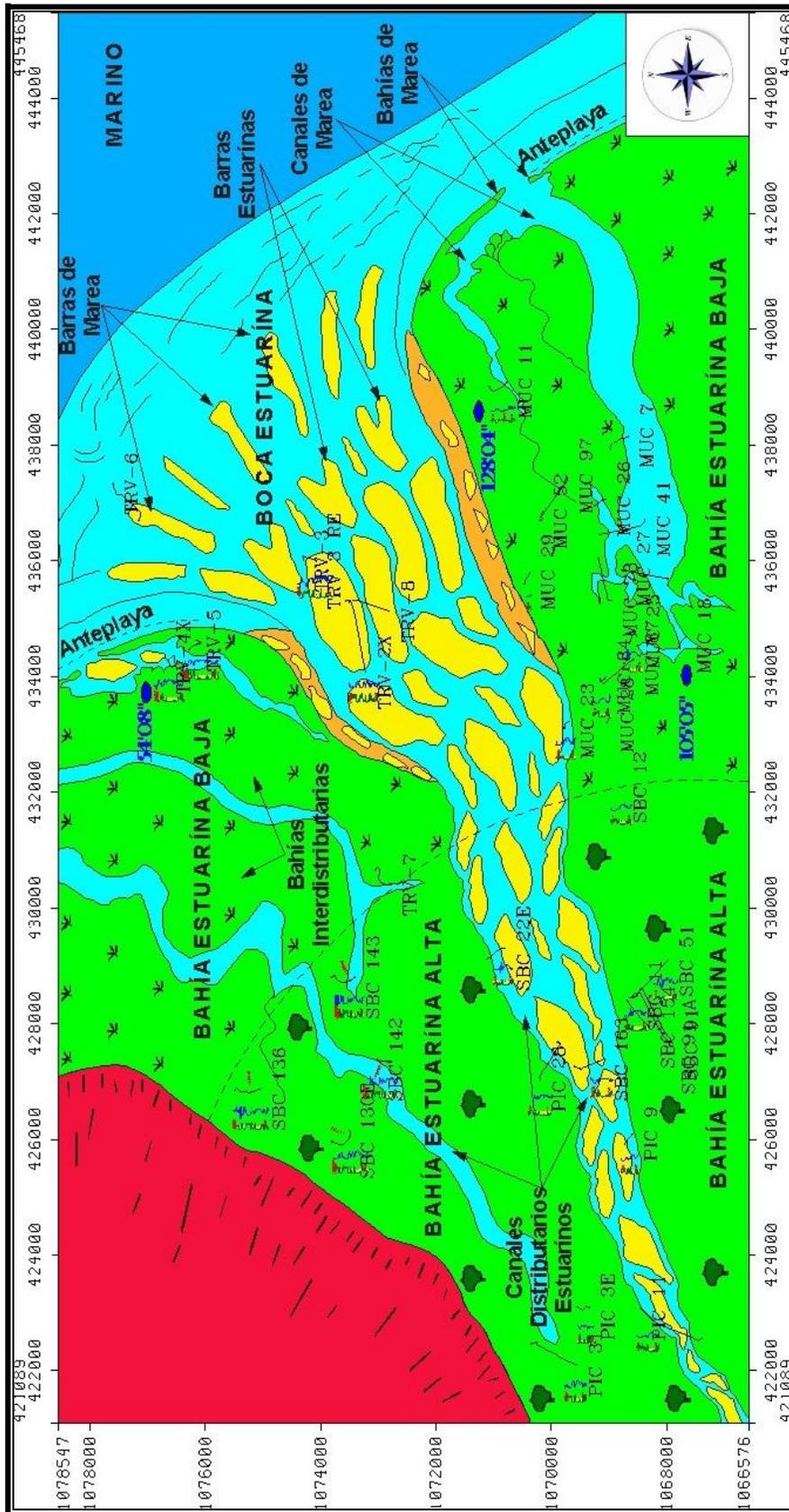


Figura 104. Mapa paleoambiental de la secuencia T6-AB (anexo U).

### **5.3.9.2.- Secuencia T6-C**

Esta secuencia fue atravesada por 23 pozos, de los cuales seis tienen núcleos: TRV-3 (121'04''), SBC-136 (123'09''), SBC-51 (79'00''), MUC-11 (114'00''), MUC-23 (106'00'') y MUC-18 (106'00'') que cubren este intervalo.

El pozo TRV-3 fue muestreado en un 90% en la secuencia T6-C, el SBC-136 en un 80% que corresponde a la parte media superior, el SBC-51 en un 63% que corresponde a la parte media superior, el MUC-11 en un 86% que corresponde a la parte media inferior, el MUC-23 en un 60% que corresponde a la parte media superior y el MUC-18 que fue muestreado en un 100%.

En la mayoría de los pozos que cortaron la secuencia T6-C se describen facies de ambientes de bahía estuarina alta, con intercalaciones menores de la bahía estuarina baja. La mayor parte de la sección está constituida por canales distributarios estuarinos apilados, con intercalaciones menores de bahías interdistributarias, hacia la base presentan depósitos de barras estuarinas y barras de marea. Entre estos depósitos se encuentran secuencias heterolíticas (HB), carbones (C), lutitas carbonosas (LL) y limolitas carbonosas (STLB) hacia el tope de los canales distributarios estuarinos abandonados.

Las asociaciones de facies contienen facies y estructuras sedimentarias características de los ambientes sedimentarios de bahía estuarina. Dentro de las estructuras sedimentarias de los canales distributarios estuarinos tenemos estratificación cruzada planar, estratificación cruzada festoneada, ocasionalmente estratificación paralela, en partes masivas, cordones de microconglomerados, superficies erosivas entre canales, secuencias granodecreciente y adelgazamiento de capas hacia el tope.

La secuencia T6-C se encuentra representada en un 70% de asociaciones de facies correspondientes canales distributarios estuarinos con influencia continental, seguida de 14% de asociaciones de facies de bahías interdistributarias, 7% de asociaciones de bahías de marea, 4% de asociados a canales de marea, 4% asociado a barras estuarinas y 1% asociado a barras de marea (Figura 105, Anexo V).

La baja diversidad de icnogéneros tales como *Planolites*, *Thalassinoides* y *Teichichnus* de la icnofacies *Cruziana*, e icnogéneros como *Ophiomorpha* y *Skolithos* de la icnofacies *Skolithos*, adicionalmente por la ausencia de nanoflora calcárea y la presencia de las especies de polen *Lanagiopollis Crassa* y *Jandufouria Seamrogiformis*, la especie de espora *Cicatricosisporites Dorogensis*, y quistes de dinoflagelados *Operculodinium Centrocarpum* nos conduce a interpretar un ambiente transicional, perteneciente a la bahía estuarina alta.

La parte basal de la secuencia T6-C presenta escasas intercalaciones de depósitos de boca estuarina tales como barras de marea, barras estuarinas y bahías de marea, aunque la mayoría de los depósitos sedimentos pertenecen a la bahía estuarina baja. Sin embargo, la parte media superior de la secuencia está representada por sedimentos depositados en la bahía estuarina alta. Estos depósitos de bahía estuarina alta son los que tienen mayor influencia continental en la columna sedimentaria y representan el mayor espesor sedimentario en la secuencia. Hacia el tope, la secuencia finaliza con depósitos de bahía estuarina baja, lo que nos estaría representando una transgresión marina.

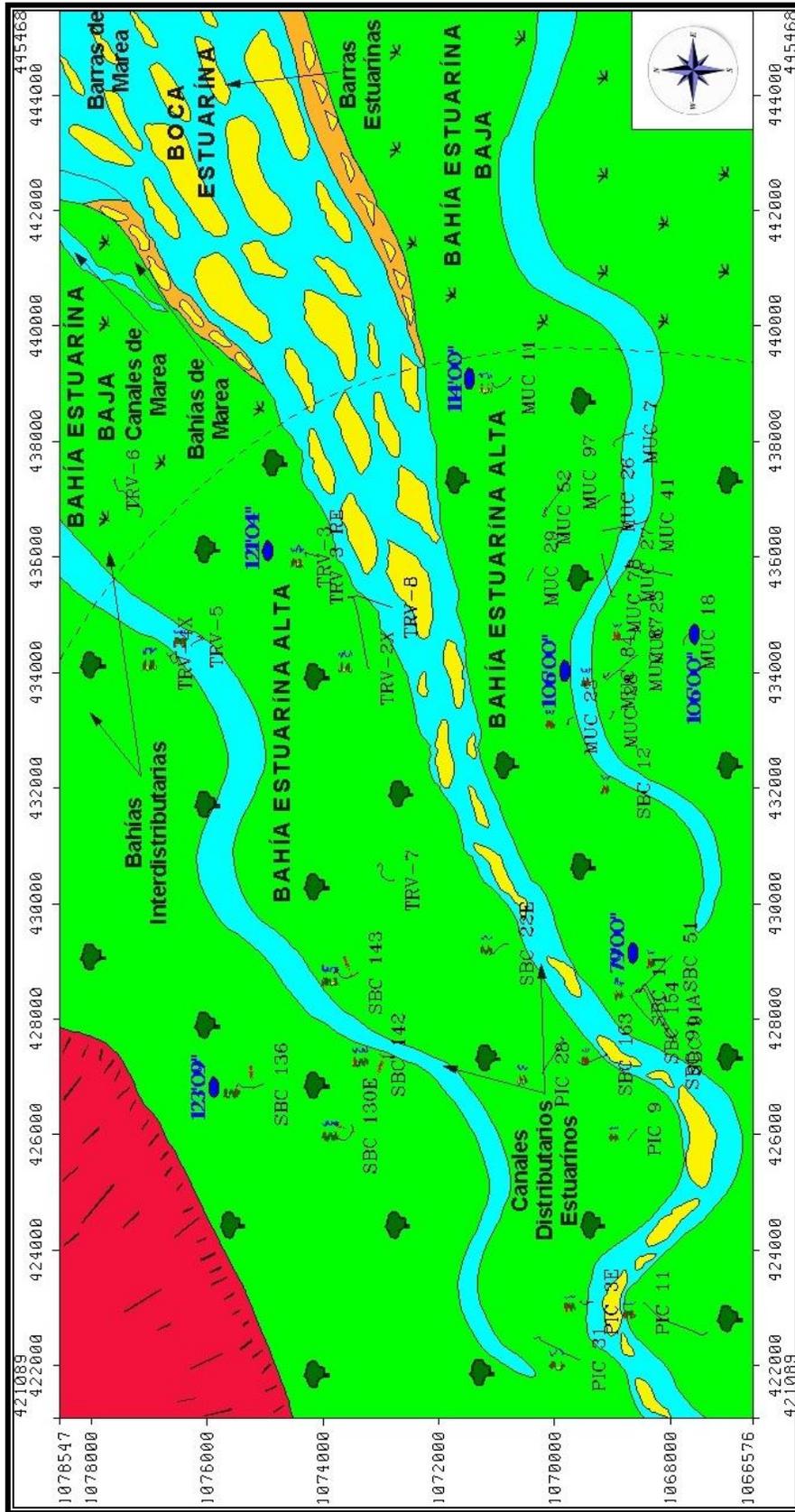


Figura 105. Mapa paleoambiental de la secuencia T6-C (anexo V).

### **5.3.9.3.- Secuencia T6-D**

Esta secuencia fue atravesada por 23 pozos, de los cuales seis tienen núcleos: TRV-3 (195'05''), SBC-143 (65'00''), SBC-136 (106'03''), SBC-51 (65'06''), MUC-23 (78'00'') y MUC-18 (348'00'') que cubren este intervalo.

El pozo TRV-3 fue muestreado en un 60% de la parte media inferior en la secuencia T6-C, el SBC-143 en un 42% que corresponde a la parte media y superior, el SBC-136 en un 49% que corresponde a la parte inferior, el SBC-51 en un 43% que corresponde a la parte inferior, el MUC-23 en un 78% que corresponde a la parte media e inferior, y el MUC-18 en un 33% que corresponde a la parte inferior.

En la mayoría de los pozos que cortaron la secuencia T6-D se describen facies de ambientes de boca estuarina, con intercalaciones menores de la bahía estuarina baja. El 52% de la sección está constituida por bahías de marea, canales de marea, barras estuarinas y barras de marea, intercalados con el 48% de canales distributarios estuarinos con influencia de marea y bahías interdistributarias, hacia la base presenta los depósitos de boca estuarina y hacia el tope los depósitos de bahía estuarina baja.

Las asociaciones de facies contienen facies y estructuras sedimentarias características de los ambientes sedimentarios de boca estuarina. Dentro de las estructuras sedimentarias tenemos estratificación y laminación cruzada planar, estratificación cruzada bidireccional tipo espina de pescado, estratificación y laminación paralela planar, estratificación tipo Hommocky, fracturas rellenas de calcita, clastos de lodo alineados con la estratificación, las cuales indican superficies de reactivación y superficies erosivas intracapas.

Esta secuencia se encuentra representada en un 46% de asociaciones de facies correspondientes a los canales distributarios estuarinos con influencia de marea, seguida de 25% asociaciones de facies de bahías de marea, 22% de asociaciones de canales de marea, 4% de asociaciones de barras estuarinas, 2% asociado a bahías interdistributarias y 1% asociado a barras de marea (Figura 106, Anexo W).

Entre las icnogéneros que caracterizan la influencia de marea y aguas someras, específicamente los depósitos de boca estuarina, se reconocieron *Conichnus*, *Chondrites*, *Arenicolites*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Rosselias*, y *Planolites*. La presencia de los icnogéneros *Teichichnus*, *thalassinoides* y *planolites* indica un arreglo monoespecífico de las icnofacies *Cruziana* y *Skolithos*, de ambientes de agua salobre. La presencia del icnofósil *Rosselias* de la icnofacies *cruziana* proximal, generalmente está asociado a condiciones full marinas. Adicionalmente, la presencia de nanofósiles como *Helicosphaera* Spp., *Coccolithus Pelagicus*, *Sphenolithus Moriformis* y *Zygrabolithus Bijugatus*, pertenecientes a la zona NN1, y *Helicosphaera Ampliaperta* a la zona NN2-NN4, nos llevan a interpretar una secuencia de ambiente nerítico interno.

La parte superior de la secuencia T6-D fue interpretada como un pulso de ambiente transicional debido a la presencia del quiste de dinoflagelado *Operculodinium Centrocarpum* y la ausencia de nanofósiles determinables. El estudio palinológico en particular indica un ambiente transicional debido a la presencia conjunta de polen, esporas y quistes de dinoflagelados (Ramírez K., 2012). Esta parte superior, de la secuencia T6-D, representa un pulso progradante, donde dominan los canales distributarios estuarinos apilados influenciados por mareas, con menor tamaño de granos que los canales presente en la secuencia T6-C. Estos canales distributarios se encuentran limitados en su base y en su tope por depósitos de bahías de marea y canales de marea. El tope de la secuencia T6-D termina con facies LLB asociadas a depósitos de bahías de marea donde se observaron moldes de conchas de *Bivalvos*, probablemente donde la formación Merecure inicie su cambio vertical y lateral a facies lutíticas, es de hacer notar que las areniscas de la Formación Merecure cambian lateralmente hacia el noreste a facies lutíticas.

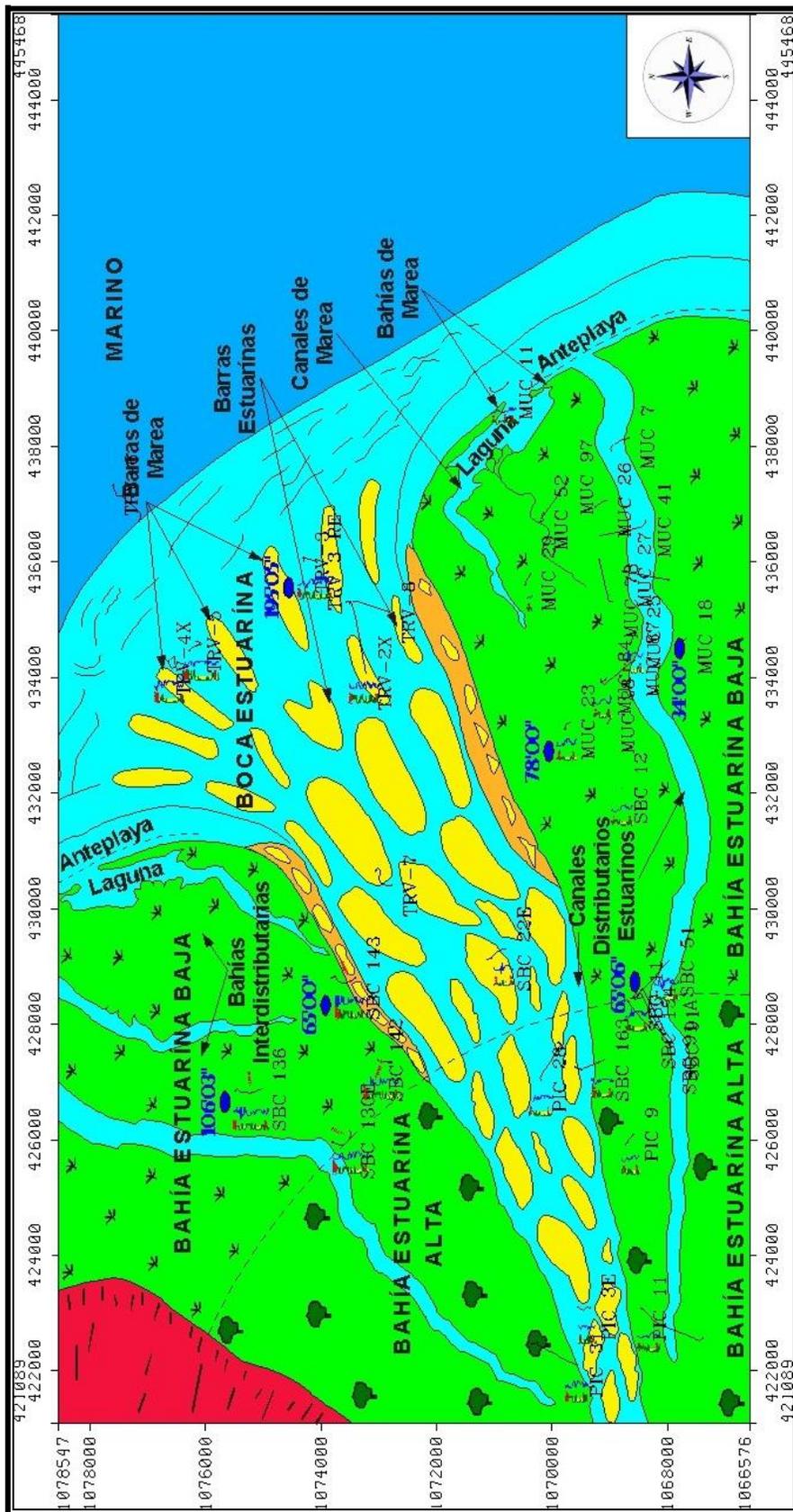


Figura 106. Mapa paleoambiental de la secuencia T6-D (Anexo W).

#### ***5.3.9.4.- Secuencia T6-E***

Esta secuencia fue atravesada por 23 pozos, de los cuales ninguno tiene núcleo recuperado. Se encuentra representada en un 95% por asociaciones de facies correspondientes a arcillas de ambiente marino, que corresponden a la Formación Carapita, interpretada en los registros eléctricos, seguida de asociaciones de barras estuarinas en un 5%, que corresponden a la parte distal de barras estuarinas o las arenas basales de la Formación Carapita (Figura 107, Anexo X).

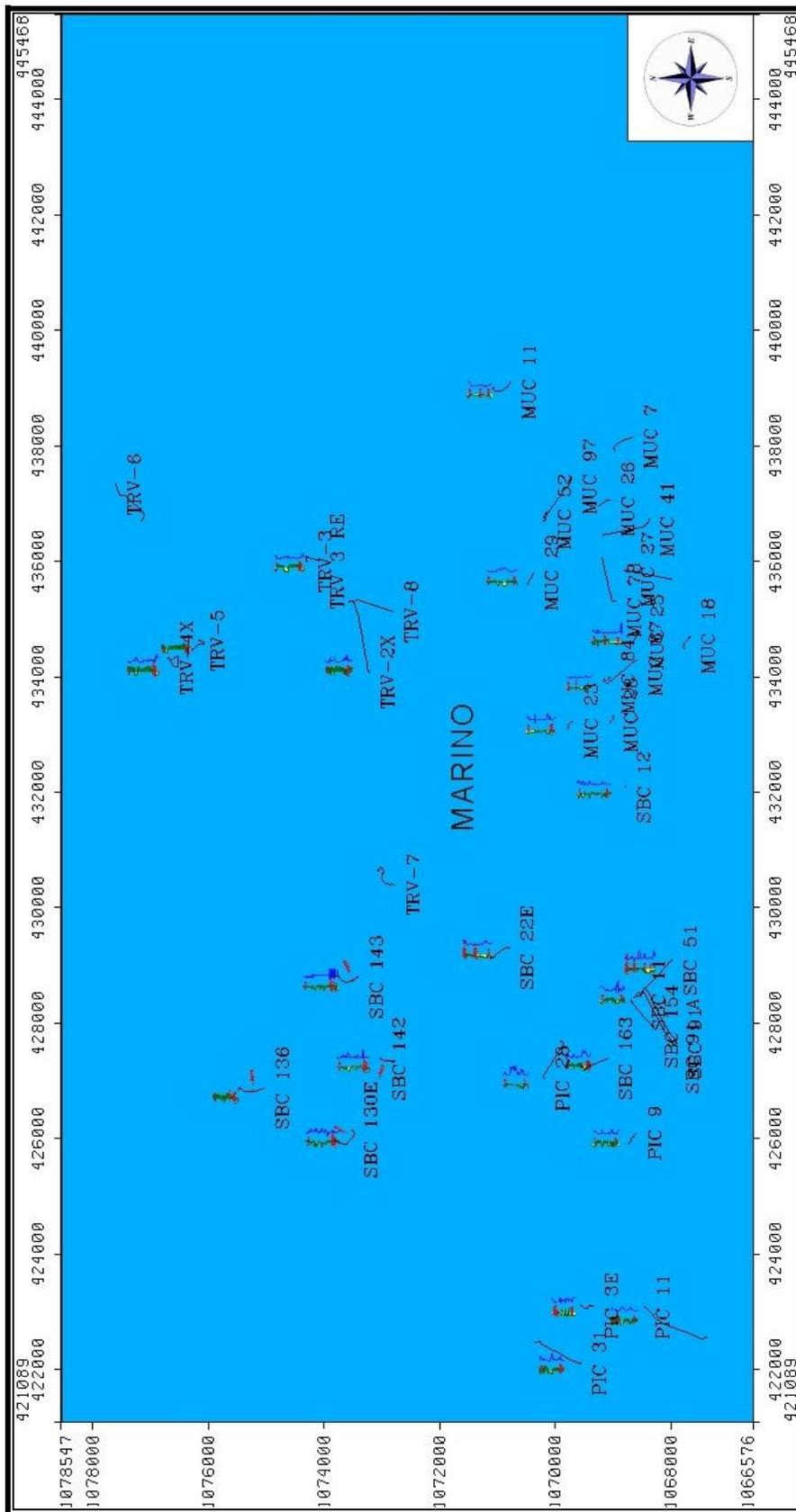


Figura 107. Mapa paleoambiental de la secuencia T6-E (Anexo X).

### 5.3.10.- Interpretación del Ambiente de Sedimentación

En los intervalos de núcleos correspondientes a los pozos TRV-3 (17.982'00''-18.298'09''), TRV-4X (20.162'04''-20.258'00''), SBC-143 (17.512'00''-17.578'00''), SBC-136 (19.725'00''-19.955'06''), SBC-51 (16.640'00''-16.784'06''), MUC-11 (15.786'00''-16.028'04''), MUC-18 (13.018'00''-13.263'05'') y MUC-23 (16.692'00''-16.879'00'') se interpretó un ambiente de sedimentación enmarcado dentro de un sistema estuarino influenciado por mareas.

El conjunto de estructuras sedimentarias observadas en los núcleos, las asociaciones de facies, las trazas de fósiles e icnofósiles, las respuestas de los registros eléctricos y los resultados bioestratigráficos, nos lleva a interpretar un ambiente específico para cada secuencia estratigráfica.

De la secuencia T6-AB no se tiene estudios bioestratigráficos disponibles, sin embargo, esta secuencia está asociada a ambientes de bahía estuarina baja, con intercalaciones de la bahía estuarina alta y depósitos menores de boca estuarina.

La secuencia T6-C con la ausencia de nanoflora calcárea y la presencia de especies de pantanos, específicamente de bahías costeras, principalmente la presencia de las especies de polen *Lanagiopollis Crassa* y *Jandufouria Seamrogiformis*, la especie de espóra *Cicatricosisporites Dorogensis*, quistes de dinoflagelados *Operculodinium Centrocarpum*, nos lleva a interpretar un ambiente transicional, perteneciente a la bahía estuarina.

En la secuencia T6-D tenemos la presencia de nanofósiles como *Helicosphaera* Spp., *Coccolithus Pelagicus*, *Sphenolithus Moriformis* y *Zygrabolithus Bijugatus*, pertenecientes a la zona NN1, y *Helicosphaera Ampliaperta* a la zona NN2-NN4, los cuales están asociados a condiciones marinas, esto nos lleva a interpretar un ambiente nerítico interno, perteneciente a depósitos de boca estuarina.

En la secuencia T6-E, Sanchez et al., 2014, realizó un estudio con foraminíferos planctónicos, específicamente un pozo del Campo Travi. Donde reporta que los datos nanofósiles calcáreos

en intervalo estudiado son muy pobres e indicativo de una amplia edad, desde Mioceno Temprano al Mioceno Medio. Las ocurrencias de *Cassigerinella chilensis* y *DelphiX Sphenolithus* en la base del intervalo estudiado indica que este intervalo es Oligoceno superior. En el intervalo sólo se reportó el nanofósil calcáreo *Helicosphaera recta* (Oligoceno superior al Mioceno más inferior) en la parte basal de la Formación Carapita. Sanchez et al., 2014, interpretan que la formación es esencialmente un depósito batial, pero que las profundidades han cambiado a través del tiempo en diferentes lugares, que van desde nerítica externo (sólo Mioceno Temprano) a batial medio. Los depósitos lutíticos de la Formación Carapita están asociados a ambientes netamente marinos.

Los depósitos de boca estuarina retrogradan sobre depósitos de bahía estuarina y los depósitos de ambiente marino retrogradan sobre depósitos de boca estuarina. Los sedimentos de la Formación Carapita, pertenecientes a la secuencia T6-E, están depositados sobre la Formación Merecure superior, pertenecientes a las secuencias T6-AB, T6-C y T6-D. Esto nos conduce a interpretar que la Formación Merecure superior se depositó en un ambiente estuarino, probablemente en una bahía amplia y extensa donde pudieron haber coexistido varios estuarios (Figura 108), similares a la bahía que forma el Golfo de Papua, donde se encuentra el Delta del Río Fly, Papua, Nueva Guinea (Figura 109), a pesar que es un delta por ser regresivo, la costa está fuertemente encajonada similar a las costas donde se desarrollan los ambientes estuarinos. Los pulsos regresivos presentes en la secuencia, posiblemente se deben a una bajada del nivel del mar, un mayor aporte de sedimentos, a levantamientos tectónicos o una combinación de estos eventos.

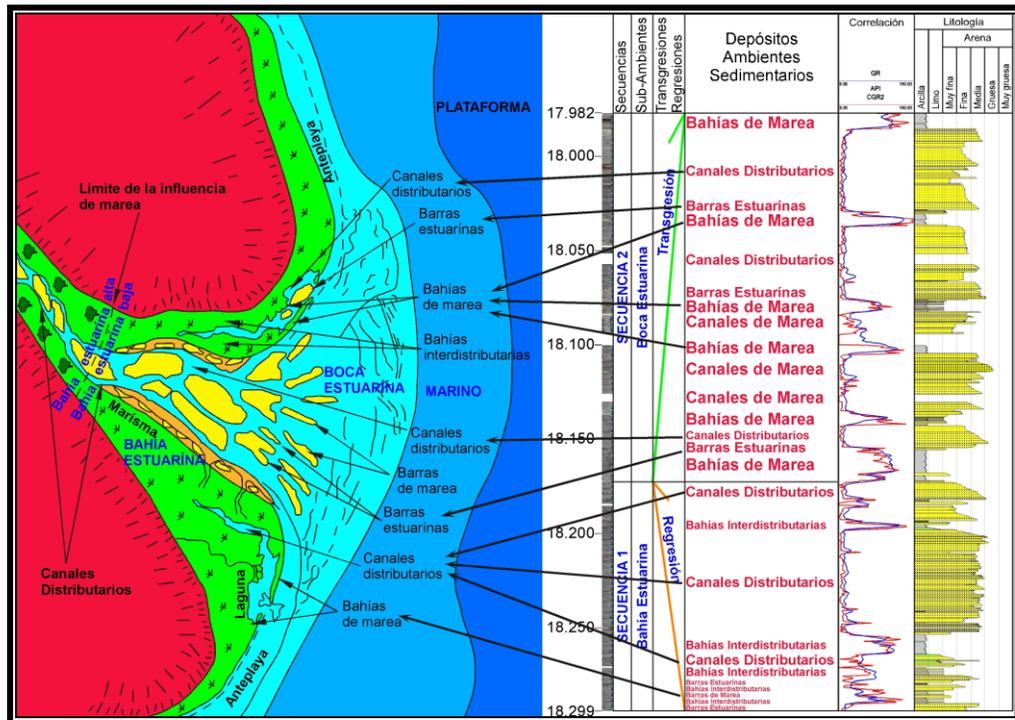


Figura 108. Comparación de los ambientes sedimentarios interpretados en el Campo Travi, núcleo TRV-3. Tomado y modificado de Emery et al., 1996.

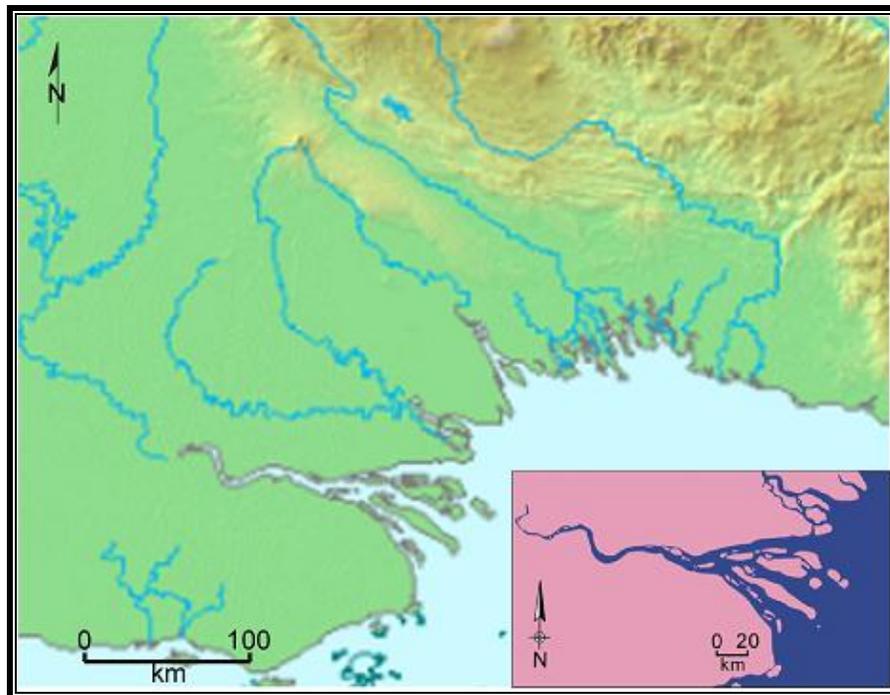


Figura 109. Bahía amplia y extensa, Golfo de Papua, donde desemboca el Río Fly formando el delta del Río Fly, Papua Nueva Guinea. Tomado de Dalrymple et. al., 2007.

Las características del sistema sedimentario interpretadas en este estudio son semejantes a la de un estuario tanto al inicio como en la parte media y superior, por estas razones se determinan depósitos de sistemas estuarinos, tales como bahía estuarina, boca estuarina y ambiente marino en secuencia transgresiva, que en definitiva es lo que determina un ambiente estuarino.

Desde el punto de vista regional, la secuencia T6 de segundo orden, marca el comienzo del ciclo retrogradante mayor, que culmina con la sedimentación de la Formación Carapita y es una de las secuencias con mayor espesor dentro de la columna sedimentaria (Guzmán et. al 2001).

En general, los mapas de secuencia muestran una clara tendencia transgresiva, que inicia con el mapa de las secuencias interdigitadas T6-AB que muestran una línea de costa hacia el N y NE, secuencias depositada en una bahía estuarina baja con influencia de marea, el mapa de la secuencia T6-C muestra una regresión respecto a las secuencias interdigitadas T6-AB, por el alejamiento de la línea de costa del continente. Esta secuencia T6-C representa principalmente depósitos de bahía estuarina alta con mayor influencia continental, localmente es progradante por las características mencionadas anteriormente. El mapa de secuencia T6-D muestra una transgresión y finalmente, el mapa T6-E muestra una contundente transgresión con el ahogamiento de las secuencias anteriores y la depositación de las lutitas de la Formación Carapita.

La configuración tectónica del noreste de Venezuela, durante el Oligoceno – Mioceno Temprano adquirió una morfología de costa encajonada, tipo bahía amplia y extensa, con un eje de sedimentación principal orientado en sentido suroeste-noreste, abierta por el noreste, haciéndose menos estrecha y en forma de embudo hacia el suroeste (Figura 110).

El Oligoceno - Mioceno inferior representa la máxima profundización de la Cuenca de Maturín y está representado por lutitas marinas de la Formación Carapita y sus equivalentes hacia el este (Figura 110). Las formaciones Merecure (Naricual), Oficina, Capiricual, Capaya, Uchirito, Quiamare y Freitas representan las facies arenosas y el equivalentes de aguas someras de la Formación Carapita, hacia el oeste y el sur de Maturín (Duerto, 2007).

La sección Oligoceno – Mioceno Temprano en el Campo Travi, se interpreta un ambiente de sedimentación estuarina, desarrollado dentro de una bahía amplia y extensa, de acuerdo a la configuración tectónica que imperó durante el período (Figura 110), con subambientes que van desde los componentes subaéreos del estuario (bahía estuarina alta y bahía estuarina baja) hasta los componentes subacuáticos del estuario (boca estuarina y marino) (Figura 111). Por las tendencias principalmente retrogradantes observadas en las secuencias de los núcleos descritos en el Campo Travi y campos vecinos, en general, se presentó un ambiente estuarino donde se desarrollan múltiples sistemas estuarinos que posteriormente son sepultados por las lutitas marinas de la Formación Carapita.

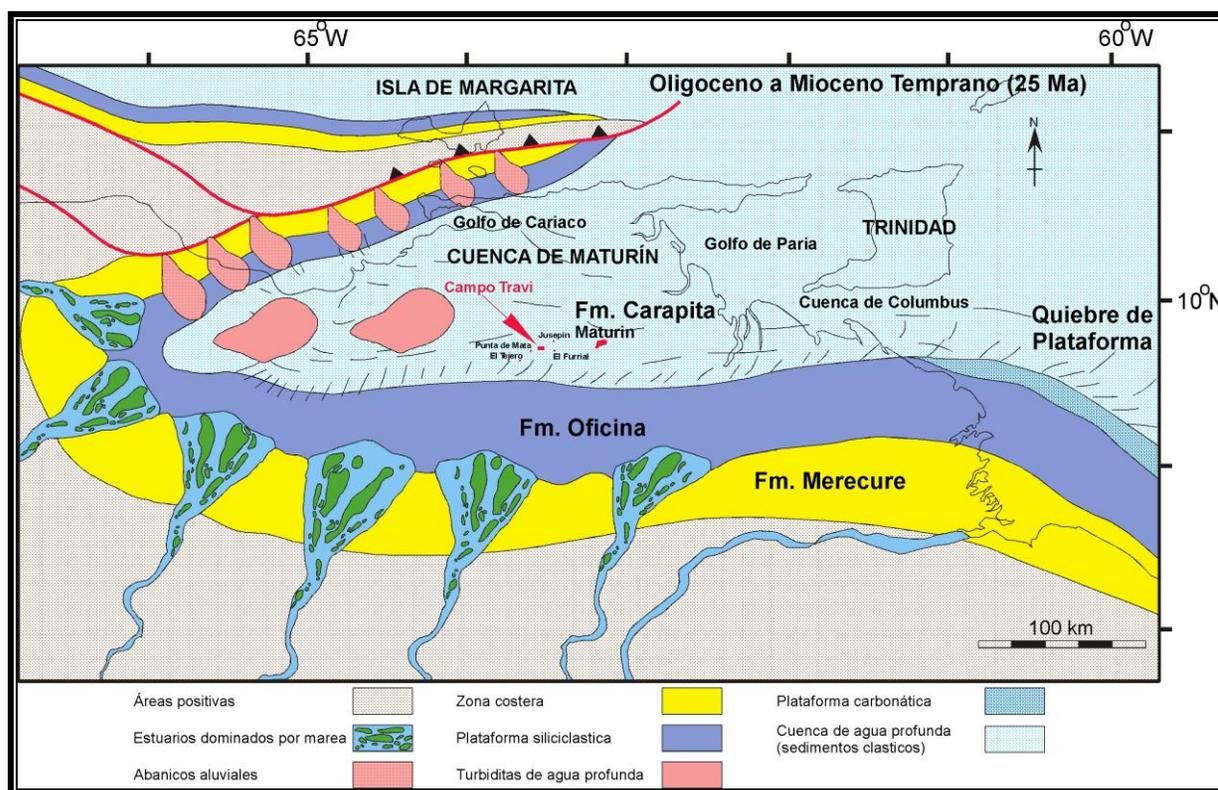


Figura 110. Distribución de facies sedimentarias durante Oligoceno – Mioceno Temprano (Tomado y modificado de Duerto, 2007).

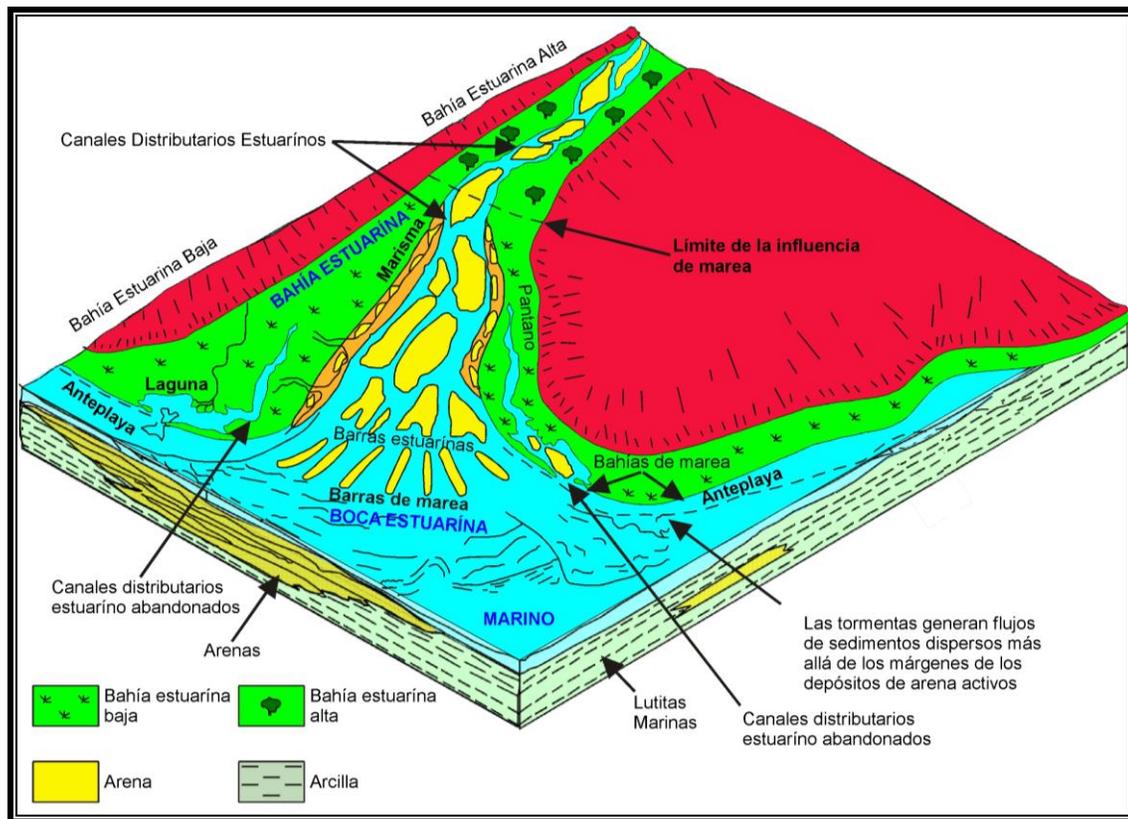


Figura 111. Diagrama esquemático de un sistema estuarino dominado por mareas. Tomado y modificado de Emery et al., 1996.

### 5.3.11.- Paleoaambientes

#### • Bahía Estuarina

Los intervalos comprendido entre 18.298' 08" a 18.177' 05" del pozo TRV-3, 19.995' 06" a 19.831' 09" del pozo SBC-136, 16.784' 06" a 16.705' 06" del pozo SBC-51, 15.900' 00" a 15.786' 00" del pozo MUC-11, 13.158' 00" a 13.052' 00" del pozo MUC-18 y 16.879' 00" a 16.770' 00" del pozo MUC-23, se interpretó un ambiente de sedimentación típicos de bahía estuarina, donde se evidencia el inicio de un episodio progradante y está constituido en secuencia vertical por las asociaciones de facies representada por los canales distributarios estuarinos apilados, acompañados por las bahías interdistributarias, que indican la migración lateral de estos canales.

Hacia la base del intervalo se intercalan escasos depósitos de boca estuarina. Los canales distributarios estuarinos presentan las facies A3X, A2X, A1M, A2M y A2MB, y las bahías

interdistributarias presentan las facies STLB, HB, LL y C, y ambos corresponden a la bahía estuarina.

La baja diversidad de icnofósiles tales como *Planolites*, *Thalassinoides* y *Teichichnus* de la icnofacies *Cruziana*, *Ophiomorpha* y *Skolithos* de la icnofacies *Skolithos*, adicionalmente por la ausencia de nanoflora calcárea y la presencia de las especies de polen *Lanagiopollis Crassa* y *Janduffouria Seamrogiformis*, la especie de espora *Cicatricosisporites Dorogensis*, y quistes de dinoflagelados *Operculodinium Centrocarpum* llevan a interpretar un ambiente transicional.

En la base, este intervalo, presenta pulsos marinos aunque los depósitos sedimentos pertenecen a la bahía estuarina baja, sin embargo, la parte media superior está representada por sedimentos depositados en la bahía estuarina alta. Estos depósitos de bahía estuarina alta son los que tienen más influencia continental, representan el mayor espesor de columna y se encuentran en la base del núcleo TRV-3. Hacia el tope esta secuencia finaliza con depósitos de la bahía estuarina baja, lo cual nos estaría representando el inicio de una transgresión marina.

La bahía estuarina está recubierta por vegetación lo cual puede producir carbón, principalmente en los canales distributarios estuarinos abandonados. En las zonas entre canales se sedimentan materiales arcillosos a menudos ricos en material orgánica. En los periodos en los cuales los aportes fluviales son escasos, la acumulación de restos vegetales puede dar origen a depósitos de carbón, los cuales se observan con frecuencia en este intervalo. También se observan paleosuelos evidenciados por el carbón en el tope y paleoraíces en limolitas.

#### • Boca Estuarina

Los intervalos comprendido entre 18.177' 05" a 17.982' 00" del pozo TRV-3, 17.577' 00" a 17.512' 00" del pozo SBC-143, 19.831' 09" a 19.725' 06" del pozo SBC-136, 16.705' 06" a 16.640' 00" del pozo SBC-51, 13.052' 00" a 13.018' 00" del pozo MUC-18 y 16.770' 00" a 16.692' 00" del pozo MUC-23, se interpretó un ambiente de sedimentación típicos de boca estuarina, donde se evidencia el inicio de un primer episodio retrogradante.

Este intervalo está representado por bahías de marea, canales de marea, barras estuaríneas, bahías interdistributarias y barras de marea, hacia el tope predominan los canales distributarios estuaríneos con influencia de marea intercalados con bahías de marea. Estos depósitos varían lateralmente de un pozo a otro, conservando las características de depósitos típicos de boca estuarína. Las bahías de marea presentan facies A1M, A1MB, LL, LLB, H y HB, los canales de marea A1M, A1MB, A2M, A2MB, A1X, A1P y A1PB, las barras estuaríneas A1M y A2M, las bahías interdistributarias STLB, HB, LL y C, las barras de marea A1M, y los canales distributarios estuaríneos con influencia de marea presentan las facies A2X, A1M, A2M y A2MB.

La boca del estuario es una franja submarina estrecha y poco profunda con pendiente suave hacia el mar, que bordea la bahía estuarína, donde se acumula una buena parte de los aportes sedimentarios de las barras estuaríneas. Por la presencia de nanofosiles como *Helicosphaera* Spp., *Coccolithus Pelagicus*, *Sphenolithus Moriformis* y *Zygrabolithus Bijugatus*, pertenecientes a la zona NN1, *Helicosphaera Ampliaperta* a la zona NN2-NN4 y la presencia de los icnogéneros *Teichichnus*, *thalassinoides* y *planolites* de las icnofacies *Cruziana* y *Skolithos*, se interpretó un ambiente tipo boca estuarína en un sistema transgresivo.

#### • Ambiente Marino

Este intervalo se encuentra representado en un 95% por asociaciones de facies correspondientes a arcillas marinas, que corresponde a la Formación Carapita, interpretada en los registros eléctricos, seguida de asociaciones arenosas, probablemente la parte más distal de las barras estuaríneas en un 5%, que corresponde a las arenas basales de la Formación Carapita. La presencia de los foraminíferos planctónicos *Cassigerinella chilensis* y *DelphiX Sphenolithus* pertenecientes a la zona O7, específicamente en la base de la Formación Carapita, se interpretó un ambiente netamente marino, esencialmente depósitos batiales, enmarcados en un sistema transgresivo.

Mediante los registros eléctricos, de los pozos estudiados, la base de la Formación Carapita se interpretó en las profundidades siguientes: TRV-3 a 17.928'00'', TRV-4X a 19.706'00'', SBC-136 a 19.624'00'', SBC-143 a 17.486'00'', SBC-51 a 16.568'00'', MUC-11 a 15.640'00'',

MUC-18 a 12.962 y MUC-23 a 16.670'00''. El ambiente sedimentario marino en sistemas estuarinos está representado por una franja que se extiende desde el límite marino de la boca del estuario, donde termina la sedimentación de arena de la barra de desembocadura, hasta la línea donde comienza la sedimentación de arcilla marina.

## CONCLUSIONES

1. El intervalo con mayor prospectividad como roca yacimiento y mayor espesor pertenece a los canales distributarios estuarinos apilados, de la secuencia T6-C, secuencia en la cual se produce actualmente en el Campo Travi. La porosidad promedio es de 12,2% y la permeabilidad no supera los 100md, facies A3X.
2. Se establecieron cuatro secuencias de tercer orden: T6-AB, T6-C, T6-D, T6-E, enmarcadas en el intervalo estratigráfico que corresponde a la parte superior de la secuencia terciaria, específicamente la secuencia de segundo orden T6.
3. La secuencia T6 marca el inicio de la migración hacia el sur de los sistemas sedimentarios estuarinos debido al hundimiento de la cuenca hacia el norte y representa un ciclo retrogradante mayor, aun cuando persisten eventos progradantes menores. Este ciclo culmina con la sedimentación de las facies lutíticas marinas de la Formación Carapita.
4. Los mapas paleoambientales definen una clara tendencia transgresiva, que inicia con el mapa de la secuencia T6-AB donde muestra una línea de costa hacia el noreste. El mapa de la secuencia T6-C indica una regresión, donde la línea de costa se aleja del continente en dirección noreste, definiendo una secuencia progradante. El mapa de la secuencia T6-D muestra una transgresión y finalmente, el mapa T6-E muestra una contundente transgresión con la depositación de las lutitas marinas de la Formación Carapita.
5. En el Campo Travi, se interpretó un ambiente de sedimentación estuarino, desarrollado dentro de una bahía amplia y extensa donde convergen múltiples sistemas estuarinos que posteriormente son sepultados por las lutitas marinas de la Formación Carapita, de acuerdo a la configuración tectónica que imperó durante el período. El estuario interpretado tiene características geomorfológicas similares al Delta del Río Fly, Golfo de Papua, Papua Nueva Guinea.

6. Las correlaciones estratigráficas muestran buena continuidad lateral respecto a los espesores en los campos vecinos al Campo Travi, tanto en los campos Pirital, Bosque, Carito y Mulata como en el Campo Santa Bárbara. Las secuencias T6-A y T6-B conforman la base de la secuencia T6 y fueron definidas como T6-AB. La secuencia T6-B se encuentra definida en los campos El Carito y Santa Bárbara, no fue posible definirla en el Campo Travi, debido a que esta se acuña o se interdigitiza con la secuencia subyacente T6-A.
7. En los análisis macroscópicos y microscópicos de los núcleos del Campo Travi, se observó una gran cantidad de hidrocarburo residual ocupando el espacio poroso de las rocas y acumulándose principalmente en las fracturas naturales. Este hidrocarburo residual se encuentra comúnmente en la base de los canales distributarios estuarinos y canales de mareas, ocupando las rocas más porosas y permeables de la sección estudiada.
8. La presencia de un rango entre 10-12% de asfáltenos, representa un porcentaje elevado en la roca, cuya precipitación debido a los cambios en la presión, afectan el espacio poroso y la permeabilidad, lo cual se manifiesta en la disminución del aporte de fluidos y por ende la productividad del pozo por daños a la formación.

## RECOMENDACIONES

1. Se recomienda utilizar este modelo sedimentológico – estratigráfico para explorar y desarrollar el Campo Travi.
2. Se recomienda integrar este modelo sedimentológico – estratigráfico con los modelos petrofísico y estructural disponibles en el área de estudio, con la finalidad de definir con mayor detalle las unidades de flujo para la sección del Oligoceno – Mioceno Inferior e incorporarlo al modelo estático del Campo Travi, el cual se utilizará posteriormente en el modelo dinámico.
3. Se recomienda interpretar e incorporar los registros de imágenes de los pozos TRV-2X y TRV-5 para robustecer este modelo sedimentológico – estratigráfico, ya que con estos registros se pueden determinar estructuras sedimentarias, discordancias y direcciones de paleocorrientes.
4. Debido a que la descripción de núcleos siempre aportan mayor información que cualquier registro, se recomienda el corte de los mismos, por lo menos en 1/3 de la sección productora, para validar y calibrar los datos de registros de pozos e incorporar información directa a los diferentes modelos que se pueden generar con información de núcleos, como lo son modelo sedimentológico, modelo estratigráfico, modelo de fracturas, modelo geomecánico, etc.
5. A nivel de exploración se recomienda realizar un estudio geodinámico de la evolución cinemática y térmica del Campo Travi. Esto debido a que el petróleo que se produce actualmente en el Campo Travi es un petróleo liviano de 33° API, el cual es completamente diferente al que contiene la roca del núcleo TRV-3. Probablemente el petróleo que contiene el núcleo fue generado, migrado, atrapado y biodegradado en una etapa temprana, posteriormente soterrado y alterado por diagénesis para pasar a ser parte de la matriz de la roca. El petróleo que se produce actualmente se generó en una etapa tardía o es una generación más joven que ha migrado a través de las fracturas, las cuales son selladas por la disolución y precipitación de asfáltenos durante la producción.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Allen G., (1997). “*Sedimentología y Estratigrafía de los yacimientos aluviales y deltaicos*”. Curso de " Facies Clásticas". Maraven, S.A. 98 p.

Arostegui G., Barrios E., Moreno M., Ruiz F. y Sampson E., (2001). “Facies Sedimentarias del Norte de Monagas”. PDVSA Exploración y Producción. Puerto la cruz, inédito.

Audemard F., Serrano I., Cabrera E., De Toni B., Dicroce J., Ysaccis R., Bejarano C., Márquez X., Truskowski I., Olivares C., Alvarez M., Cantisano M., Gómez M., Duerto L., Del Castillo H., Jaimes M., Ferrer B., Violino R., Bolivar F., Petit P., Vera P., Coriat R., Pinzón O., Giral W., Azpiritzaga I., (2000). “*Visión integrada del potencial petrolífero de Venezuela (VIPA)*”, Informe interno. Inédito.

Bhattacharya J., (2011). “*Stratigraphy and Facies Architecture of Fluvial Reservoirs*”. PDVSA Short Course, November, 2011, Caracas, Venezuela.

Boyd R., Dalrymple R & Zaitlin B. (2006). “*Estuarine and Incised Valley. Facies Models*”. Society for Sedimentology Geology. SEPM. Special publication 84: 171-235 p.

Boyd R., Dalrymple R. & Zaitlin B. (1992). “*Classification of clastic coastal depositional environments*”. Sedimentary Geology, v 80: 139-150 p.

Buatois L. & M'angano M., (2011). “*Ichnology. Organism-Substrate Interactions in Space and Time*”. Cambridge University Press.

Carabalí E., Cijan R., Fernández B., Figuerap., González C., González M., González R., Khayat E., Marcano J., Mota O., Paigó A., Razzak J., Villasana T. y Zamora J., (2013). “*Estrategia de explotación para el incremento de la producción del Campo Travi, en un marco técnico y económicamente factible*”. Trabajo Especial de Grado. Los Teques, Universidad Venezolana de los Hidrocarburos. Líneas de investigación: Exploración, Caracterización y Explotación de Yacimientos: 256-271 p.

Catuneanu O., (2007). "***Principles of sequence stratigraphy***". Department of Earth and Atmospheric Sciences. University of Alberta. Edmonton, Alberta, Canada.

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J., Blum M., Dalrymple R., Eriksson P., Fielding C., Fisher W., Galloway W., Gibling M., Giles K., Holbrook J., Jordan R., Kendall C., Macurda B., Martinsen O., Miall A., Neal J., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H., Pratt B., Sarg J., Shanley K., Steel R., Strasser A., Tucker M. & Winker C., (2009). "***Towards the standardization of sequence stratigraphy***". Earth-Science Reviews 92. Journal homepage: [www.elsevier.com/locate/earscirev](http://www.elsevier.com/locate/earscirev). Contents lists available at ScienceDirect: 1–33 p.

Catuneanu O., Bhattacharya J., Blum M., Dalrymple R., Eriksson P., Fielding C., Fisher W., Galloway W., Gianolla P., Gibling M., Giles K., Holbrook J., Jordan R., Kendall C., Macurda B., Martinsen O., Miall A., Nummedal D., Posamentier H., Pratt B., Shanley K., Steel R., Strasser A., & Tucker M., (2010). "***Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development***". Stratigraphy. First break volume 28. EAGE [www.firstbreak.org](http://www.firstbreak.org): 21-34 p.

Coleman J. & Prior D., (1982). "***Deltaic environments of deposition in Sandstone and depositional environments***". Scholle P.A., and Spearing, D., eds. AAPG Memoir 31:139-178 p.

Dalrymple R. & Choi K., (2007). "***Morphologic and facies trends through the fluvialmarine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic Framework for environmental and sequense-stratigraphic interpretation***". Earth-Science Reviews 81: 135–174 p.

Dalrymple R., (1999). "***Tide-domined deltas: do they exist or are they all estuaries?***" AAPG annual meeting, San Antonio, Texas, A29-A30 p.

Dalrymple R., Zaitlin B & Boyd R., (1992). "***Estuarine facies Models: Conceptual basis and stratigraphic implications***". Journal of Sedimentary Petrology 62: 1130-1146 p.

Duerto L., (2007). “*Shale tectonics, Eastern Venezuelan Basin*”. A thesis submitted in fulfillment of the requirements of The University of London for the degree of Doctor of Philosophy. Department of Geology, Royal Holloway University of London.

Folk R., (1980). “*Petrology of Sedimentary Rocks*”. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, EEUU.

Galloway W., (1978). “*Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*”. AAPG Bulletin, 73: 125-142 p.

González A., Delgado P., Falcón R., Guevara Y., Lezama E., Luna D., Marcano J., Medina D., Parra M., Reyes J., Alemán A. y Zavala C., (2007). “*Informe Final del área de Travi. Bloques TRV-2X, TRV-3 y TRV-4X*”. Dirección Ejecutiva de Exploración, Gerencia de Proyectos Exploratorios y de delineación, Proyecto Bosque-Travi.

González C. y Quiroz G., (2012). “*Caracterización sedimentológica y petrográfica de la Formación Merecure, Campo Travi, Norte de Monagas*”. Trabajo Final de Grado. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica, Mérida-Venezuela.

González C., Iturralde J. y Picard X., (1980). “*Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*”. Ediciones Foninves, 2 tomos, pp. 1031. Caracas, Venezuela, Primera edición.

Guzmán J., Luna F., Lima J., Oropeza H., Carrillo M., Uroza C., Sampson E., Moreno M., Maguregui J., Quintero M. y Rodríguez L., (2001). “*Modelo Estratigráfico por Secuencias del Alineamiento Estructural Santa Barbara-Boquerón, Norte de Monagas*”. Doc. Técn. N° INT-8296, 2001. INTEVEP S.A. Los Teques.

Guzmán J., Maguregui J., Luna F., Lima J., Carrillo M., Quintero M., Oropeza H., Rodríguez L., Sampson E., Moreno M. y Uroza C., (2002). “*Modelo Sedimentológico Integral del*

***Paleoceno al Mioceno Temprano en el Alineamiento Estructural Santa Barbara–Boqueron, Norte de Monagas***". Doc. Técn. N° INT-8849, 2001. INTEVEP S.A. Los Teques.

Hackley P., Urbani F., Karlsen A. & Garrity C., (2006). "***Mapa Geológico de Venezuela***". USGS, Science for a Changing World.

Hernández J. y Rosario O., (2011). "***Análisis de Fracturas Naturales Campo TRAVI***", Informe Técnico, código: DT-IT-2011-0003.

Hernández J. y Rosario O., (2011). "***Análisis de la correlación Núcleo-Perfil-PLT pozo TRV-3 formación Naricual Superior, Campo Travi***", Informe Técnico, código: DT-IT-2011-0001.

Hernández J. y Rosario O., (2011). "***Análisis estimación de POES y reserva asociadas a los yacimientos pertenecientes al campo Travi***", Informe Técnico, código: DT-IT-2011-0002.

Hernández J. y Rosario O., (2011). "***Caracterización Dinámica del Área Travi***", Informe Técnico, código: DT-IT-2011-0004.

Herrera R., (2008). "***Modelo Sedimentológico - Estratigráfico Del Área 2 y 5 del Campo Santa Barbara, Norte de Monagas***". Trabajo Especial de Grado. Caracas, Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología.

Isea A., Hernandez E., Terán L. y Ramos I., (1991). "***Evaluación geológica del Norte de Anzoátegui y Norte de Monagas, Evaluación Geológica de los Núcleos del Pozo CAN-103 (MUC-11)***". Informe final No. COR-01850,91. Departamento de Ciencias de la Tierra, Sección de Sedimentología. Los Teques. Apartado 76343, Caracas 1070A.

Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2011. "***Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela***". PDVSA Intevep.

Márquez C., Benkovics L., De Mena J., Reveron J., Fintina C. y Novoa E., (2002). “**Modelo estructural regional en profundidad del Norte de Monagas**”. Doc. Técn. N° INT-9559,02. INTEVEP S.A. Los Teques.

Méndez J., (2006). “**Petrología**”. PDVSA INTEVEP, Los Teques y Facultad de Ciencias, UCV, Caracas. 246-262 p.

Mendoza V., (2001). “**Cretácico sedimentario de Venezuela**”. Ciudad Bolívar, Universidad de Oriente, 215 p.

Mitchum R. Jr., Vail P. & Thompson S., (1977). “**Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration**”. C.E. Payton. Tulsa; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26. 53-62. 516 p.

Nelson R., (2001). “**Geologic Analysis of Naturally Fractured reservoirs**”, 2da Edition, BP Amoco, Houston, TX.

Parnaud F., Gou I., Pascal J., Truskowski I., Gallango O. & Passalacqua H., (1995). “**Petroleum geology of the East Venezuela Basin**”, in Tankard A., Suarez R., and Welsink H., eds., Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 741–756.

Pemberton S. & Maceachern J., (2008). “**The Use of Trace Fossils in Sequence Stratigraphy, Exploration and production Geology**”. Applied Ichnology Short Course. Alberta. Canadá: 195-212 p.

Pettijonh F., Potter P. & Siever R., (1978). “**Sand and Sandstones**”. 2th Edition, Springer-Verlag New York Inc., 1455 pp.

Posamentier H., Jervey M. & Vail P., (1988). “**Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework**”. In: 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*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication 42, 110-124.

Rangel M., (2010). “*Estudio Sedimentológico Detallado e Integrado de la Sección Cretácico Tardío del Campo El Furrial, Norte de Monagas*”. Trabajo Especial de Grado. Caracas, Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología.

Rangel M., Medina C., Duque J., Garate L., Anzola H. y Saavedra A., (2012). “*Caracterización Sedimentológica-Petrográfica de los núcleos de los Pozos TRV-3 y TRV-4X. Campo Travi. Norte de Monagas*”. Informe Técnico N°. INT-14028,2012. Intevep, S.A., Los Teques. Apartado postal 76343 Caracas 1070-A Venezuela.

Reading H., (1996). “*Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*”. 3ra edición, Editado por Blackwell Science, Universidad de Oxford, 688 p.

Reineck H. & Singh I., (1980). “*Depositional Sedimentary Environments*”. 2da. Edición, Editado por Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg- New York, 551 p.

Rodríguez R., López L., Vásquez Y., Velásquez L., Carpavire K., Blanco L., De Almeida H., García A., Carpio G., Acosta L. y Castillo J., (2008). “*Informe Campo Travi*”. Gerencia Corporativa de Estudios de Yacimientos, Estudios de Yacimientos, Distrito Norte.

Sanchez D., Pierre M. & Liska R., (2014). “*Neogene history of the Carapita Formation, Eastern Venezuela Basin*”. *Stratigraphy*, vol. 11, no. 1, pp. 1–37.

Sanchez D., Rodríguez O., Ramírez R., García M. Álvarez Y., Klar P., Zorrilla O., Quiróz P., Perdomo E. y Bejarano C., (2005). “*Pozo TRV-2X, Estudio Estratigráfico y Sedimentológico*”. PDVSA División Oriente, Gerencia de Exploración, Superintendencia de Laboratorio Geológico y Nucleotecas. Puerto La Cruz.

Santiago N., Delgado M., Marcano J., Ledezma E., Jiménez V., Carvajal J., Maita L., Morón M., García M. y Luna D., (2010). “**Propuesta de Homologación de Nomenclatura Estratigráfica Norte de Monagas**”. PDVSA División Oriente, Gerencia de Exploración, Gerencia de Estudios Regionales. Puerto La Cruz.

Vail P., (1977). “Sismic **Stratigraphy and global changes in sea level**”. In: Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbons: AAPG, Memories 26: 49-212 p.

Van Wagoner J., Champion K. & Rahmanian V., (1990). “**Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, C and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies**”. AAPG, Methods in Exploration, Series 7. 55 p.

Van Wagoner J., Posamentier H., Mitchum R. Jr., Vail P., Sarg J., Loutit T., & Hardenbol J., (1988). “**An Overview of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. En Sea Level Changes: an Integrated Approach**”. C.W. Wilgus et al. (Eds.). Tulsa; Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication 42. 39-45.

Walker R. & James N., (1992). “**Model Facies: response to sea level change**”. Geological Association of Canada. St. John's Third edition. 1-175 p.

Yoris F. y Ostos M., (1997). “Geología de Venezuela”. WEB, Evaluación de pozos. Publicado por Schlumberger, Surencó, Caracas, 1-44 p.

Zavala C., Delgado M., Carvajal J., Marcano J. y Álvarez Y., (2008). “**Análisis sedimentológico de la sección de edad Oligoceno – Mioceno temprano en el Norte del Estado Monagas, Sub-Cuenca de Maturín**”. Exploración-Oriente, Operaciones Corporativas de Laboratorios y Nucleotecas, Laboratorio Geológico El Chaure, Puerto La Cruz.

# **ANEXOS**