

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETÁCICO TARDÍO-OLIGOCENO EN
LOS CAMPOS OROCUAL Y CHAGUARAMAL, UBICADOS EN EL
ÁREA NORESTE DEL ESTADO MONAGAS**

Trabajo especial de grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por el bachiller
Gutiérrez Barreto, Rodrigo Rafael

Caracas, mayo 2.005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETÁCICO TARDÍO-OLIGOCENO EN
LOS CAMPOS OROCUAL Y CHAGUARAMAL, UBICADOS EN EL
ÁREA NORESTE DEL ESTADO MONAGAS**

Tutor académico: Dra. Olga Rey

Tutor industrial: Ing. Richard Ortega

Trabajo especial de grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geólogo
Por el bachiller
Gutiérrez Barreto, Rodrigo Rafael

Caracas, mayo 2.005

DEDICATORIA

A mis padres, Morella y Jesús
gracias por guiarme en el camino de la vida,
por todos sus sacrificios y consejos.
Este trabajo es por y para ustedes.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela,
especialmente a la escuela de Geología, Minas y Geofísica
A mis tutores Dra. Olga Rey e Ing. Richard Ortega por orientarme en mis ideas
A todo el equipo del NEM por su gran apoyo
Especiales agradecimientos al Ing. Carlos Espinoza
A Maru por apoyarme, por estar, por quererme y ser el pilar en
mis momentos de necesidad,
A mi hermana Maria Ester por existir,
A Doris por su cariño y amor incondicional,
A mis hermanos José Rafael, Lucas, German y Franklin por su amistad,
A mi familia, a mis primos, a mis tíos,
A Cesar Rafael ,
A todos mis compañeros y amigos, Karen, Nestor, Piolo, Carlos, Orlando, Orangel,
A todas las personas que me apoyaron
GRACIAS...

Rodrigo Rafael Gutiérrez Barreto
ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETÁCICO TARDÍO-OLIGOCENO EN
LOS CAMPOS OROCUAL Y CHAGUARAMAL, UBICADOS EN EL
ÁREA NORESTE DEL ESTADO MONAGAS

Tutor Académico: Prof. Olga Rey
Tesis. Caracas, U.C.V., Facultad de Ingeniería
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2005. 165 p.

Palabras claves: Cuenca Oriental de Venezuela, Estratigrafía Secuencial, Cretácico Tardío, Paleógeno, ciclos eustáticos del nivel del mar.

Este estudio propone un sistema depositacional para los campos Orocuál y Chaguaramal, donde se evaluaron las formaciones San Juan, Vidoño, Caratas, Los Jabillos, Areo y Naricuál, intervalo en el cual se proponen cinco unidades depositacionales, llamadas en orden estratigráfico ascendente Unidad I, II, III, IV y V. Las unidades son delimitadas por superficies estratigráficas llamadas límites de secuencia, las cuales fueron datadas usando información paleontológica permitiendo establecer su equivalente a escala mundial mediante el uso de la tabla global de ciclos eustáticos. Las unidades fueron evaluadas para establecer su relación con el sistema productor de hidrocarburos desarrollado en el área.

La Unidad I comprende el intervalo conformado por las formaciones San Juan, Vidoño y Caratas en su zona inferior, está compuesta por un sistema encadenado de bajo constituidos por sedimentos continentales, un sistema encadenado transgresivo y un sistema encadenado de alto nivel, ambos conformados en ambientes marinos. La edad de la unidad es Cretácico Tardío (Maastrichtiense) - Paleoceno Tardío.

La Unidad II comprende la sección media de la Formación Caratas, está constituida por un sistema encadenado de margen de plataforma, un sistema encadenado transgresivo y un sistema encadenado de alto nivel, la unidad se deposita entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Temprano.

La Unidad III comprende la sección superior de la Formación Caratas, se identificaron los sistemas encadenados transgresivo y de alto nivel, está constituida por sedimentos de edad Eoceno Temprano a Eoceno Medio.

La Unidad IV comprende el Miembro Tinajitas (Formación Caratas) y las formaciones Los Jabillos, Areo y sección inferior de la Formación Naricuál, está constituida por un sistema encadenado de margen de plataforma constituido en su mayoría por calizas arrecifales, por un sistema encadenado transgresivo que se constituye en ambientes batiales y un sistema encadenado de alto nivel, su edad abarca desde el Eoceno Medio hasta el Oligoceno Temprano.

La Unidad V comprende la sección media y superior de la Formación Naricuál, está compuesta por los sistemas encadenados de bajo nivel compuesto por barras de desembocadura y canales distributarios, transgresivo y de alto nivel, la edad es Oligoceno Tardío.

Los intervalos productores de mayor importancia encontrados en los campos evaluados corresponden en su mayoría con niveles arenosos identificados en los sistemas encadenados de alto y bajo nivel que por sus propiedades constituyen excelentes rocas reservorio para hidrocarburos. Los sellos que evitan la migración del hidrocarburo hacia intervalos superiores fueron encontrados en cuerpos lutíticos pertenecientes a los sistemas encadenados transgresivos.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Objetivos.....	1
1.2 Ubicación del área de estudio.....	2
1.3 Metodología.....	4
1.3.1 Recopilación de estudios relacionados.....	4
1.3.2 Aprendizaje y manejo del software a utilizar.....	5
1.3.3 Adquisición de datos y selección de información.....	5
1.3.4 Interpretación preliminar.....	9
1.3.5 Definición del marco estructural local.....	10
1.3.6 Interpretación de secuencias y sistemas encadenados.....	12
1.3.7 Elaboración de mapas isópacos de las unidades secuenciales identificadas.....	14
1.3.8 Comparación de las secuencias interpretadas con el sistema petrolero productor desarrollado en el área.....	15
1.4 Antecedentes.....	15
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL.....	17
2.1 Cuenca Oriental de Venezuela.....	17
2.2 Subcuenca de Maturín.....	20
2.3 Evolución Tectonoestratigráfica.....	28
2.3.1 Paleozoico.....	31
2.3.2 Mesozoico Temprano.....	31
2.3.3 Cretácico Tardío-Eoceno Medio.....	31
2.3.4 Eoceno Tardío-Mioceno Temprano.....	33
2.3.5 Mioceno Medio-Tardío.....	34
2.3.6 Plioceno-Pleistoceno.....	35
2.4 Marco Estructural Regional.....	36
2.5 Marco Estructural Local.....	37
2.6 Estratigrafía Regional.....	42
2.6.1 Formación San Antonio.....	42

2.6.2 Formación San Juan.....	44
2.6.3 Formación Vidoño.....	47
2.6.4 Formación Caratas.....	50
2.6.5 Formación Los Jabillos.....	54
2.6.6 Formación Areo.....	55
2.6.7 Formación Naricual.....	57
CAPÍTULO III: ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL.....	61
3. 1 Geología estructural local.....	61
3.2 Análisis secuencial del área.....	66
3.2.1 Unidad I.....	70
3.2.2 Unidad II.....	81
3.2.3 Unidad III.....	90
3.2.4 Unidad IV.....	98
3.2.5 Unidad V.....	107
3.3 Edades propuestas para las superficies clave identificadas en el análisis secuencial.....	117
3.4 Modelo Secuencial.....	121
3.5 Relación entre el sistema productor petrolero y el análisis secuencial.....	123
CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	125
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	128
APÉNDINCE A.....	136
APÉNDINCE B.....	164

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación de la zona de estudio dentro del Estado Monagas con sus coordenadas UTM.....	3
Figura 1.2 Ubicación de los pozos seleccionados para el estudio indicando la información sedimentológica y bioestratigráfica disponible.....	7
Figura 1.3 Registro tipo utilizado correspondiente a la Formación Naricual.....	8
Figura 1.4 Sección sísmica con orientación SO-NE mostrando el intervalo de estudio.....	11
Figura 1.5 Sección estratigráfica horizontalizada.....	13
Figura 2.1 Ubicación geográfica de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	18
Figura 2.2 Columna estratigráfica regional.....	21
Figura 2.3 Ubicación de la subcuenca de Maturín y de la Subcuenca de Guárico.....	22
Figura 2.4 Corte geológico conceptual noreste-sureste desde la plataforma Margarita-Los Testigos hasta el río Orinoco.....	24
Figura 2.5 Sección estructural del flanco norte de la subcuenca de Maturín.....	25
Figura 2.6 Migración del eje de deposición principal de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	27
Figura 2.7 Sistema petrolero Guayuta-Carapita para la Subcuenca de Maturín....	29
Figura 2.8 Cocina de hidrocarburos para la Subcuenca de Maturín.....	30
Figura 2.9 Modelo geológico del Campo Orocuál.....	39
Figura 2.10. Interpretación geológica de la estructura de colapso de Orocuál.....	40
Figura 2.11 Evolución estructural del “Hoyo de Orocuál”.....	41
Figura 2.12 Columna estratigráfica del área de estudio.....	43
Figura 2.13 Área de extensión de la Formación San Antonio.....	46
Figura 2.14 Área de extensión de la Formación San Juan.....	46
Figura 2.15 Área de extensión de la Formación Vidoño.....	53
Figura 2.16 Área de extensión de la Formación Caratas.....	53
Figura 2.17 Área de extensión de la Formación Los Jabillos.....	58

Figura 2.18 Área de extensión de la Formación Areo.....	58
Figura 3.1 Mapa estructural en profundidad tope Cretácico de la Formación San Juan.....	62
Figura 3.2 Sección sísmica interpretada del intervalo de estudio con rumbo SO-NE.....	64
Figura 3.3 Sección sísmica interpretada del intervalo de estudio con rumbo NO-SE.....	65
Figura 3.4 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad I.....	71
Figura 3.5 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad I.....	72
Figura 3.6 Sección estratigráfica con rumbo NO-SE de la Unidad I.....	73
Figura 3.7 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 1).....	76
Figura 3.8 Interpretación paleogeográfica del área de estudio para el periodo Cretácico.....	78
Figura 3.9 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 1).....	80
Figura 3.10 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad II.....	82
Figura 3.11 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad II.....	83
Figura 3.12 Sección estratigráfica con rumbo NO-SE de la Unidad II.....	84
Figura 3.13 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 2).....	87
Figura 3.14 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 2).....	89
Figura 3.15 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad III.....	91
Figura 3.16 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad III.....	92
Figura 3.17 Sección estratigráfica con rumbo NO-SE de la Unidad III.....	93
Figura 3.18 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 3).....	95
Figura 3.19 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 3).....	97
Figura 3.20 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad IV.....	99
Figura 3.21 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad IV.....	100
Figura 3.22 Sección estratigráfica con rumbo NO-SE de la Unidad IV.....	101
Figura 3.23 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 4).....	103
Figura 3.24 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 4).....	106
Figura 3.25 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad V.....	109
Figura 3.26 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad V.....	110

Figura 3.27 Sección estratigráfica con rumbo NO-SE de la Unidad V.....	111
Figura 3.28 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 5).....	112
Figura 3.29 Interpretación paleogeográfica del área de estudio para el Oligoceno.....	114
Figura 3.30 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 5).....	116
Figura 3.31 Modelo depositacional esquemático del área de estudio con rumbo SO-NE.....	122

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Parámetros utilizados en la elaboración de mapas isópacos de las unidades estratigráfico-secuenciales definidas.....	14
Tabla 3.1 Superficies estratigráficas identificadas en el análisis secuencial.....	69
Tabla 3.2 Edades propuestas para las superficies claves identificadas en el análisis secuencial.....	120

LISTA DE APÉNDICES

A.1 Variables que controlan el relleno de las cuencas sedimentarias.....	138
A.1.1 Subsistencia Tectónica.....	138
A.1.2 Variaciones del Nivel del Mar.....	138
A.1.3 Aporte de Sedimentos.....	142
A.1.4 Clima.....	142
A.2 Estratigrafía Secuencial.....	142
A.2.1 Jerarquía de las Unidades Estratigráficas..	143
A.2.1.1 Lámina.	143
A.2.1.2 Grupo de Láminas..	143
A.2.1.3 Capa..	144
A.2.1.4 Grupo de Capas.	144
A.2.1.5 Parasecuencia..	146
A.2.1.6 Juego de Parasecuencias..	146
A.2.1.7 Secuencia Estratigráfica....	147
A.2.3 Superficies Estratigráficas..	149
A.2.3.1 Conformidad (Conformity)...	149
A.2.3.2 Discordancia (Unconformity).	149
A.2.3.3 Límites de Secuencia (Sequence Boundary).....	149
A.2.3.4 Superficies de Inundación y de Máxima Inundación (Flooding Surfaces, Maximum Flooding Surfaces)...	150
A.2.3.5 Superficie de Enravamiento (Ravinement Surface).....	152
A.2.3.6 Superficie de Máxima Programación (Maximum Progradation Surface)...	153
A.2.3.7 Superficie de Solapamiento Basal (Downlap Surface).....	153
A.2.4 Sistemas Depositacionales y Sistemas Encadenados.....	153
A.2.4.1 Sistemas Depositacionales..	153
A.2.4.2 Sistemas Encadenados...	154
A.2.4.2.1 Tipos de Secuencias y sus Respectiveos Sistemas Encadenados....	157

A.2.4.2.1.1 Sistema Encadenado de Bajo Nivel (Lowstand System Tract).....	157
A.2.4.2.1.2 Sistema Encadenado de Margen de Plataforma (Shelf Margin System Tract).....	159
A.2.4.2.1.3 Sistema Encadenado Transgresivo (Transgressive System Tract).....	161
A.2.4.2.1.4 Sistema Encadenado de Alto Nivel (Highstand System Tract).....	161

Figura A.1 Principales controles que afectan la estratigrafía y la distribución de litofacies.....	139
Figura A.2 Nivel eustático y nivel relativo del mar.....	140
Figura A.3 Características de las unidades estratigráfico-secuenciales.....	145
Figura A.4 Parasecuencias y juegos de parasecuencias. Las parasecuencias representan las unidades individuales que de acuerdo al apilamiento, definen los distintos juegos o grupos de parasecuencias..	148
Figura A.5 Secuencia depositacional y los sistemas encadenados que la comprenden.....	151
Figura A.6 Los ocho sistemas depositacionales distinguidos por Galloway y Hobday..	156
Figura A.7 Sistema Encadenado de Bajo Nivel.....	160
Figura A.8 Sistema Encadenado Transgresivo y de Alto Nivel.....	163
Figura B.1 Relación entre el análisis secuencial y el sistema petrolero.....	166

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

En la búsqueda de hidrocarburos, es necesario reconstruir la evolución geológica de las áreas prospectivas. La aplicación de conceptos de estratigrafía secuencial conjuntamente con datos bioestratigráficos, sedimentológicos y petrofísicos, se ha convertido en una técnica exitosa en la interpretación de sistemas depositacionales con la finalidad de generar modelos geológicos que sirvan como base para proponer nuevas áreas de exploración, evaluar las zonas prospectivas y diseñar modelos de explotación más eficientes.

El presente estudio forma parte de la evaluación integral que se desarrolla en los campos Orocuál y Chaguaramal ubicados en el área noreste del estado Monagas, el cual está siendo realizado por la Gerencia de Exploración de P.D.V.S.A., División Oriente, a cargo del proyecto NEM (Noreste de Monagas).

Utilizando conceptos de estratigrafía secuencial conjuntamente con datos bioestratigráficos, sedimentológicos, sísmicos y petrofísicos, se propone construir un modelo estratigráfico secuencial que permita establecer una relación entre los tipos de depósitos y el sistema petrolero, determinando sus propiedades como roca reservorio, roca madre, etc.

1.1 Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo general realizar un análisis estratigráfico secuencial detallado de la sección geológica comprendida en el intervalo Cretácico Superior (Maastrichtiense) y Oligoceno en el área noreste del estado Monagas (Cuenca Oriental de Venezuela).

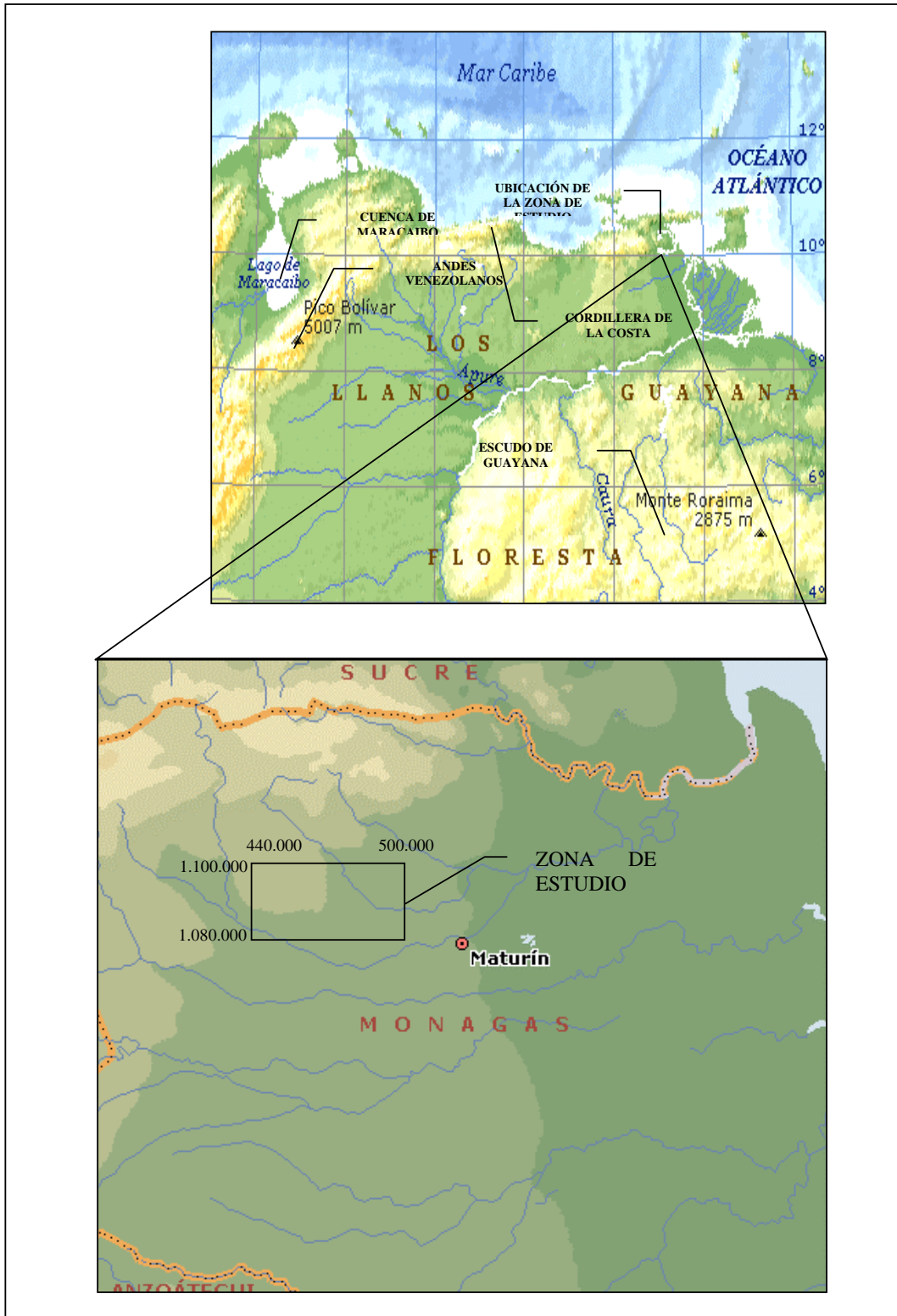
Los objetivos específicos del trabajo son los siguientes:

1. Reconocimiento de unidades depositacionales para el intervalo objeto de este estudio.
2. Elaboración de secciones estratigráficas y mapas isópacos para cada una de las unidades depositacionales propuestas.
3. Establecer la relación que existe entre las secuencias depositacionales definidas en el análisis secuencial con el sistema petrolero.

Por último, se realizó este trabajo para cumplir con el requisito final contemplado en el pensum de estudio de la carrera de Ingeniería Geológica dictada en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela para optar el título de Ingeniero Geólogo.

1.2 Ubicación del área de estudio

Los campos Orocuai y Chaguaramal están localizados a 20 Km al noreste de la ciudad de Maturín, específicamente en la Cuenca Oriental de Venezuela, estado Monagas (Figura 1.1); los campos limitan al norte con la Serranía del Interior, al sur con el campo Furrial, al este con Caripito y al oeste con el campo Jusepín. Su rango de coordenadas UTM comprende UTM EO 446.000-482.000 y UTM NS 1.070.500-1.102.000. Su extensión es de 1134 km². La Figura 1.1 muestra el área de estudio y su ubicación en el estado Monagas.



La Figura 1.1 Ubicación de la zona de estudio dentro del estado Monagas con sus coordinas UTM

1.3 Metodología

Para poder cumplir con los objetivos propuestos de manera más eficiente, se siguieron las siguientes etapas:

- Recopilación de estudios relacionados;
- Aprendizaje y manejo del *software*;
- Adquisición de datos y selección de información;
- Interpretación preliminar;
- Definición del marco estructural local;
- Interpretación de secuencias depositacionales y sistemas encadenados;
- Elaboración de secciones estratigráficas, secciones estructurales y mapas isópacos;
- Comparación de las interpretaciones realizadas con el sistema productor del área.

1.3.1 Recopilación de estudios relacionados

En la etapa inicial se buscaron estudios relacionados que proporcionaran el marco teórico necesario.

La búsqueda de trabajos previos del área y de los trabajos relacionados con el estudio, así como toda la información teórica, se realizó en la biblioteca (C.D.G.) del edificio sede de P.D.V.S.A. Oriente en la ciudad de Puerto La Cruz, en la biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, y en centros de información virtual a través del Internet. En esta etapa se buscó información del área así como fundamentos teóricos que pudiesen usarse para la elaboración del presente estudio.

1.3.2 Aprendizaje y manejo del software utilizado

El procesamiento de la información se realizó en la plataforma *Landmark*. Las aplicaciones utilizadas fueron las siguientes:

- *Stratworks* 4.0: el cual permite el manejo de los datos de pozos y su ubicación espacial. Con esta aplicación se realizaron las secciones estratigráficas y las secciones estructurales;
- *Seisworks* 3.4.2: se utiliza para el manejo de los datos sísmicos en 2D y 3D. Su uso permitió la elaboración de las secciones sísmicas del marco estructural que domina en la zona;
- *Openworks* 4.1: esta aplicación se usa para manejar toda la información disponible en la base de datos cargada en las estaciones y la información disponible para cada uno de los pozos.

Para la elaboración de los mapas se utilizó el programa *Surfer* en su versión 8.0, el cual permite la elaboración y edición de mapas isópacos en plataforma Windows. Con esta aplicación se construyeron los mapas isópacos de espesores de todos los sistemas encadenados propuestos.

1.3.3 Adquisición de datos y selección de información

Se construyó una base de datos con todos los registros disponibles de los pozos del área (gamma ray, densidad, potencial espontáneo, neutrón, resistividad, sísmico), información bioestratigráfica, reportes de estudios de núcleos e información sísmica. Con base en la cantidad y calidad de la información, se realizó una selección de los pozos que se usarían en el estudio. Para tal fin se escogieron los pozos que tuviesen la mayor cantidad de curvas cargadas en el

intervalo de estudio, en total se utilizaron 29 pozos. La Figura 1.3 muestra los pozos del área de estudio con los datos utilizados.

Los registros de pozos utilizados en el trabajo son de diversos tipos, los cuales se describen de forma detallada a continuación. La Figura 1.4 muestra un registro tipo utilizado correspondiente a la Formación Naricual.

- Registros Eléctricos: las curvas correspondientes a los registros de fuentes eléctricas que se utilizaron fueron resistividad (ILD, ILM, HO30, HO60, HO90) y potencial espontáneo (SP). Estos registros se encontraron en su mayoría completos en el intervalo de estudio, aproximadamente en un 90%.
- Registros Radioactivos: los registros radioactivos usados corresponden a gamma ray (GR), gamma ray espectral (GRUR, GRTH, GRK, URAN, THOR, POTA), densidad (RHOB, DRHO) y neutrón (NPHI). Los pozos utilizados tienen casi en su totalidad las curvas completas para el área de estudio. El registro de gamma ray espectral se encontró solamente en tres pozos.
- Registros Sónicos: las curvas de registro sónicos que se usaron (DL) están completas para casi todos los pozos usados en el intervalo de estudio.

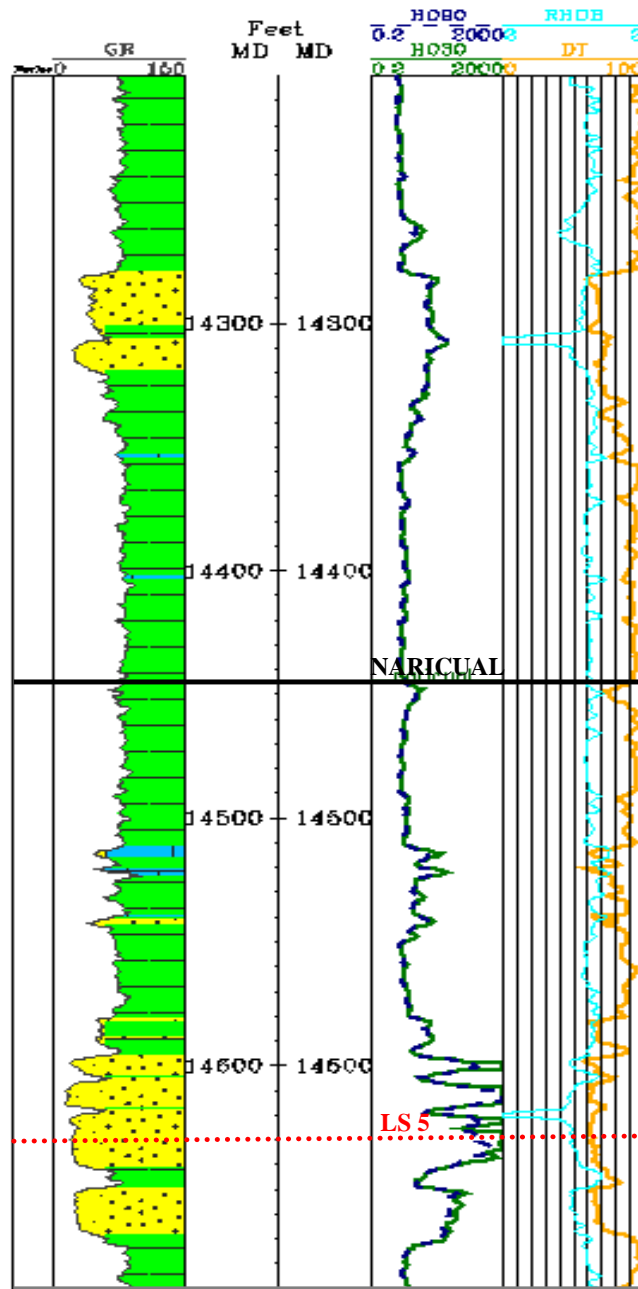
La información bioestratigráfica usada se encuentra conformada por dos cartas faunales, correspondientes a los pozos CHL-6X y TPM-1X y 14 reportes de integración de datos bioestratigráficos, que se realizaron empleando nannoplancton calcáreo y foraminíferos. Todos estos datos fueron obtenidos de informes internos de PDVSA.

El uso de esta información permitió el amarre de las superficies de máxima inundación, determinación de edades y de ambientes sedimentarios.



Figura 1.2 Ubicación de los pozos seleccionados para el estudio, indicando la información sedimentológica y bioestratigráfica disponible

CHL-6X



TIPO DE REGISTRO	
RADIOACTIVO (GR)	—
RESISTIVIDAD (HO80)	—
RESISTIVIDAD (HO60)	- - -
DENSIDAD (RHOB)	—
SÓNICO (DT)	—

Figura 1.3 Registro tipo utilizado correspondiente a la Formación Naricual. Obsérvese los diferentes tipos de curvas usadas y la interpretación litológica realizada dentro del registro

La información sedimentológica utilizada proviene de los estudios realizados a núcleos, ripios y muestras de canal. En total se recabó información de 10 pozos (ORS-54, ORS-57, ORS-58, ORS-59, ORS-66X, ORC-29, ORC-30, CHL-2X, CHL-3, TPM-1X), correspondientes a diferentes intervalos de las formaciones San Juan, Carapita y Naricual. Esta información fue obtenida de la base de datos de PDVSA y ayudó en la interpretación del comportamiento de las curvas de los registros de pozos.

Las secciones sísmicas realizadas en el área corresponden a levantamientos desarrollados en años anteriores que fueron integrados en el proyecto P.G.P. Cotoperí Norte en el año 2.000. Estas secciones se usaron solamente para visualizar el marco estructural regional debido a que este levantamiento se realizó con fines estructurales y no con fines estratigráficos, sin embargo permitieron mostrar la continuidad de algunos reflectores que corresponden a todo el intervalo de estudio.

1.3.4 Interpretación preliminar

Usando la información de los pozos seleccionados se realizó una primera interpretación generalizada de la sección de estudio, se identificaron los límites de interés, tales como superficies de máxima inundación y límites de secuencia. Con el uso de la sísmica tridimensional se localizaron los reflectores que pudieran corresponder a los límites interpretados previamente (solapamientos, truncaciones, etc). Este acercamiento preliminar permitió establecer un marco de referencia generalizado sobre el cual se trabajó en detalle.

1.3.5 Definición del marco estructural local

A partir de las secciones sísmicas disponibles y mapas estructurales en profundidad del área, se interpretaron los rasgos estructurales mayores tales como corrimientos y fallas, con el fin de establecer un marco estructural de referencia, el cual permita comprender la configuración espacial actual de los cuerpos litológicos y más específicamente el intervalo de estudio. Para su conocimiento se realizó el siguiente procedimiento:

- Se interpretaron las secciones sísmicas con el fin de conocer como fue afectado todo el intervalo de estudio por los eventos estructurales. El enfoque primario con el cual se examinaron las líneas sísmicas fue determinar si la sección, debido a la gran deformación que sufrió el área, presentaba rasgos estructurales mayores, tales como fallas, corrimientos y otros, que dificultaran su interpretación. A pesar de que el enfoque primario era determinar la deformación de una sección pequeña del área, se hizo una interpretación a grandes rasgos de toda la zona para establecer un marco geológico estructural que sirviera como referencia para posteriores análisis. La Figura 1.5 muestra una sección sísmica interpretada del intervalo de estudio.
- La revisión de mapas estructurales en tiempo permitió determinar el marco estructural local, se observaron las interpretaciones realizadas en la zona, las cuales están reflejadas en los mapas estructurales en tiempo de diversas superficies. Esta información se utilizó en la determinación de la orientación de las secciones estratigráficas.

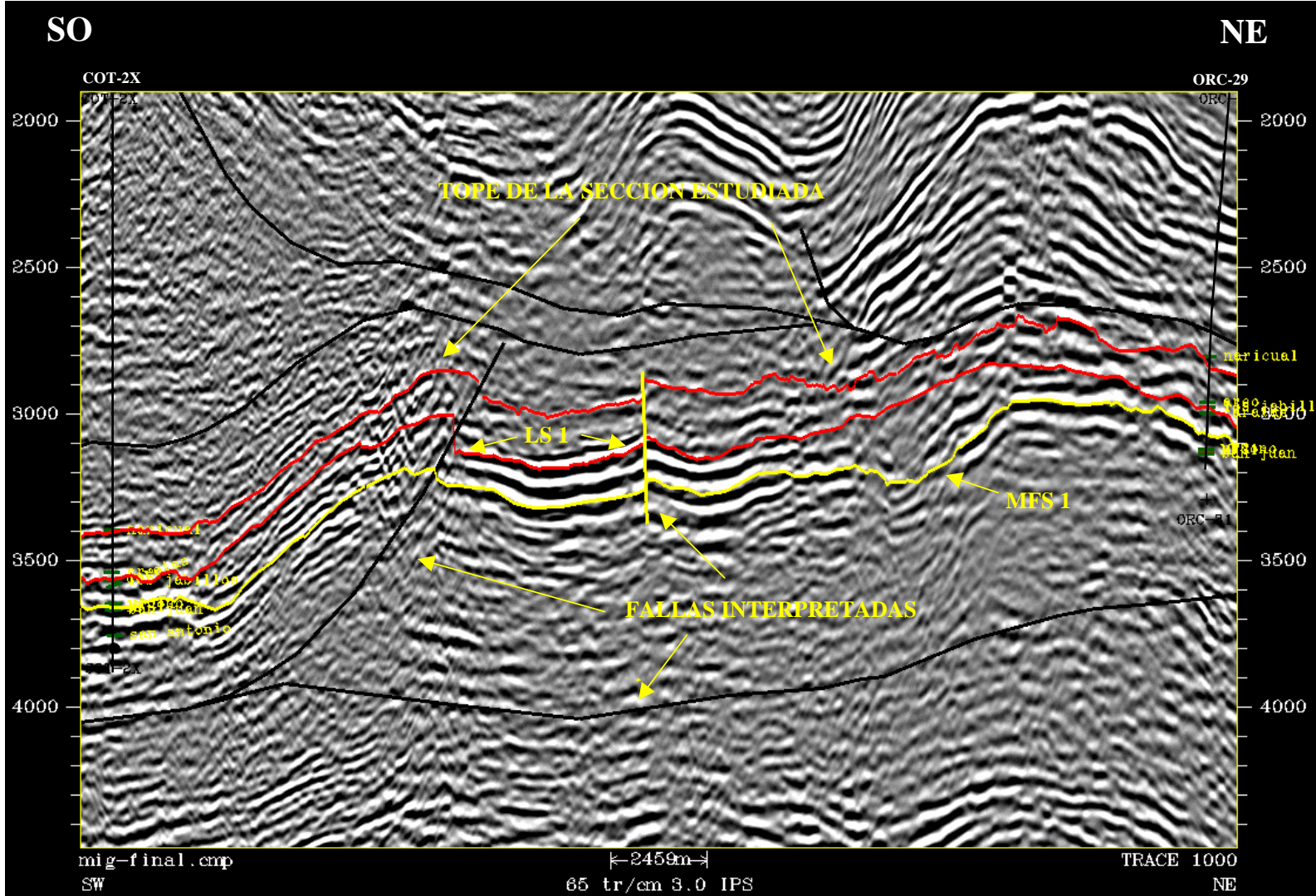


Figura 1.4 Sección sísmica interpretada con orientación SO-NE mostrando el intervalo de estudio. El datum estratigráfico seleccionado en este estudio es la superficie de máxima inundación MFS 1 representada por el color amarillo

1.3.6 Interpretación de secuencias y sistemas encadenados

En el análisis secuencial se utilizó toda la información disponible, como base se usó la interpretación estratigráfica preliminar, que fue detallada por la información obtenida de los registros de pozos y soportada por los análisis bioestratigráficos.

Para la interpretación de las secuencias y sistemas encadenados se siguieron los siguientes pasos:

- En primer lugar se seleccionó un datum estratigráfico, se buscó un límite que fuera fácilmente correlacionable en toda el área, que además correspondiera a una superficie de máxima inundación. En este estudio se usó la superficie lutítica más continua en toda el área, que además coincide con la superficie de máxima inundación MFS 1. La Figura 1.6 muestra una sección estratigráfica donde se observa el datum seleccionado.
- Se identificaron las superficies de inundación y los límites de secuencia, tomando como base el comportamiento de los registros de pozos, siendo el más importante y con mayor influencia el registro Gamma Ray o en caso de estar cargado el registro de Gamma Ray espectral, los cuales se usaron conjuntamente con los registros eléctricos y los registros sínicos. En la interpretación de las curvas de los registros de pozos se buscaron los puntos máximos y mínimos que corresponden con superficies de máxima inundación y límites de secuencia respectivamente.

SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA SO-NE

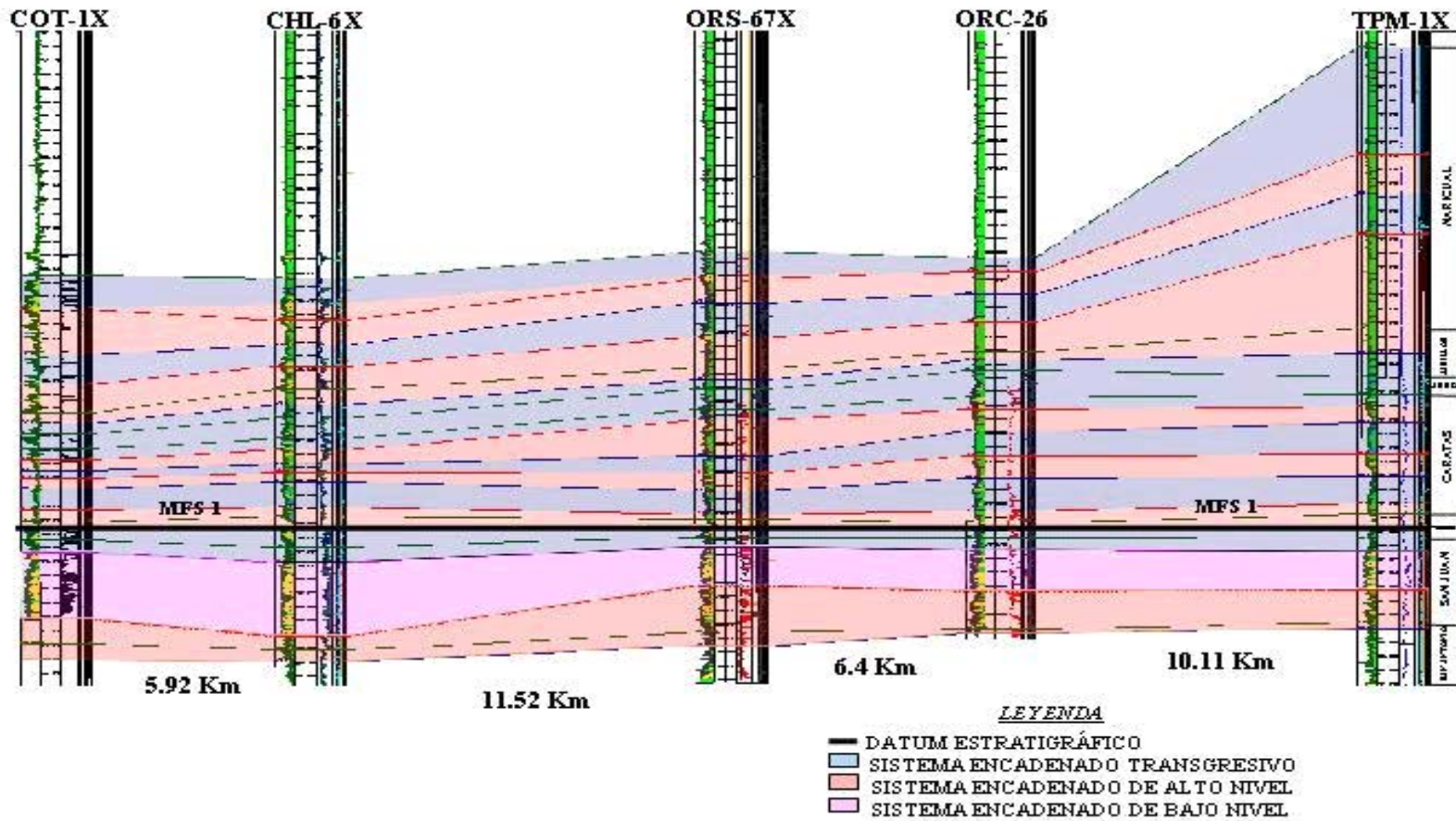


Figura 1.5 Sección estratigráfica horizontalizada del área de estudio donde se muestra el datum seleccionado constituido por la superficie de máxima inundación MFS 1

- Finalmente, mediante la integración de toda la información constituida por los patrones de apilamiento característicos observados en las curvas de los registros de pozos, los datos paleoambientales provenientes de los informes bioestratigráficos y sedimentológicos y las curvas paleobatimétricas se determinaron los sistemas encadenados que conforman cada una de las secuencias identificadas.

1.3.7 Elaboración de mapas isópacos de las unidades secuenciales identificadas

Se elaboraron mapas isópacos de los sistemas encadenados que conforman las secuencias depositacionales para tener una visión espacial de la distribución areal de las superficies. Los mapas se realizaron con el *software Surfer 8.0* usando diferentes tipos de algoritmos matemáticos. La selección del algoritmo utilizado se basó en un proceso de ensayo y error, buscando la relación matemática que proporcionara los valores que se ajustaran de la forma más coherente posible a la configuración observada de los cuerpos litológicos a partir de los mapas estructurales en tiempo y líneas sísmicas regionales. La Tabla 1.1 refleja los parámetros usados para la realización de los mapas isópacos.

ALGORITMO	KRINGING
X MINIMO, X MAXIMO	446.000-482.000
Y MINIMO, Y MAXIMO	1.076.500-1.102.000

Tabla 1.1. Parámetros utilizados en la elaboración de los mapas isópacos de las unidades estratigráfico-secuenciales definidas

1.3.8 Comparación de las secuencias interpretadas con el sistema petrolero productor desarrollado en el área

Tomando en cuenta las secuencias identificadas en el área y los sistemas encadenados respectivos que las conforman, se estableció la relación que existe entre los intervalos productores de los pozos en producción con las secuencias depositacionales definidas. Esta relación se hizo tomando en cuenta los valores de producción de los pozos y el tipo de secuencia definida para el intervalo productor correspondiente.

1.4 Antecedentes

En el área de trabajo existen registros de informes previos relacionados con el estudio secuencial. A pesar de que ninguno se realizó en todo el intervalo considerado para este estudio constituyeron, sin embargo una plataforma importante de apoyo para la interpretación.

En orden cronológico los trabajos previos son los siguientes:

Cabrera y Salazar (1987), estudia la Formación Vidoño, describe la litología que la constituye asociando su contenido con variaciones del nivel eustático para explicar el sistema depositacional de la formación. Realiza por primera vez la correlación del intervalo de depositación con la tabla *Cronoestratigráfica de ciclos eustáticos* de Haq *et al.*, (1988).

Sams (1995), realiza un estudio estratigráfico secuencial en el área noreste del estado Monagas, en los campos Furrial, Orocual y Boqueron, con el objetivo de intentar explicar las divergencias que existen en las relaciones bioestratigráficas presentes en los pozos. Sams, en su trabajo sólo considera las litologías de las formaciones Areo, Los Jabillos y Naricual ignorando las inferiores como San Juan, Vidoño y Caratas.

Giffuni y Castro (1995), hacen un estudio secuencial de la Formación Naricual basado en estudios de foraminíferos béticos, los cuales usan para determinar paleopropundidades. Proponen ciclos de depositación basados en los niveles de máximas y mínimas regresiones marinas determinados por análisis de fósiles.

Proyecto P.G.P. Cotoperí Norte (2000), en este estudio integrado realizado por el personal de PDVSA en varios campos de la zona noreste del estado Monagas, se propone un sistema depositacional para las formaciones que componen desde el Cretácico hasta el Oligoceno.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural ubicada en la zona centro-oriental del país; se extiende de oeste a este por los estados Anzoátegui, Delta Amacuro, Guárico, Monagas y parte del estado Sucre, prolongándose por la Plataforma Deltana hasta el sur de Trinidad (Figura 2.1).

Se encuentra limitada al sur por el río Orinoco siguiendo el borde del Cratón de Guayana; hacia el oeste por el levantamiento del Baúl; al norte por una línea que demarca el piedemonte meridional de las serranías del Interior Central y Oriental y hacia el este la cuenca continúa por debajo del golfo de Paria, incluyendo la parte situada al sur de la Cordillera Septentrional de la isla de Trinidad y se hunde en el Atlántico al este de la costa del Delta del Orinoco (González de Juana *et al.*, 1980).

Esta depresión ocupa un área de 165.000 Km², con una longitud de 800 km aproximadamente, en dirección este-oeste y 200 Km en dirección norte-sur (González de Juana *et al.*, 1980). Se caracteriza topográficamente por presentar extensas llanuras y estratigráficamente por llegar a contener hasta 20.000 pies de sedimentos con edades que van desde el Cretácico hasta el Reciente (González de Juana *et al.*, 1980).

La cuenca es estructuralmente asimétrica y presenta una inclinación general hacia el este. El flanco sur buza levemente hacia el norte y el flanco norte, que se encuentra más tectonizado y presenta mayores buzamientos, se encuentra conectado a la zona plegada y fallada de los flancos meridionales de las cordilleras que limitan la cuenca (González de Juana *et al.*, 1980).

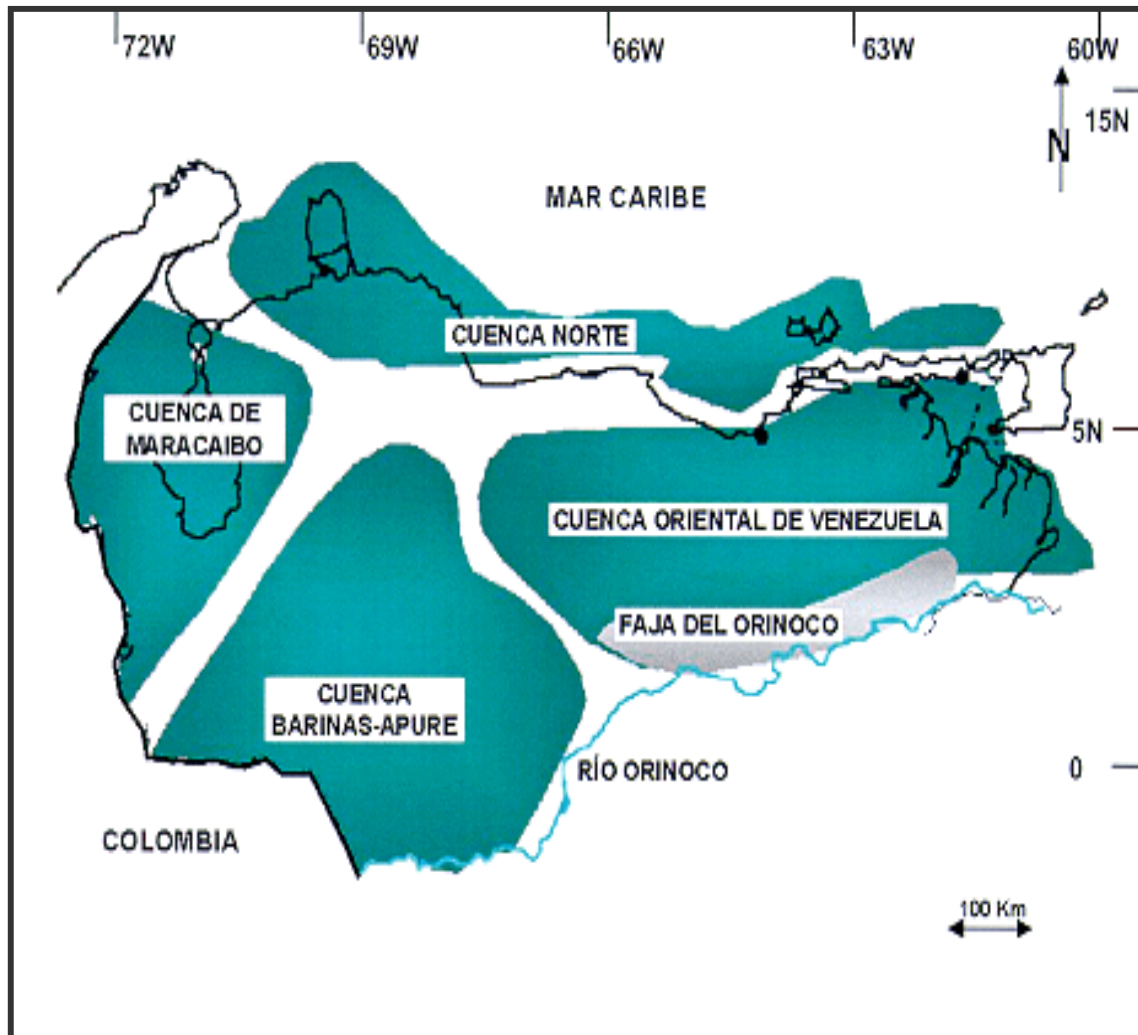


Figura 2.1 Ubicación geográfica de la Cuenca Oriental de Venezuela (Tomado de <http://www.intevep.pdv.com:80/ibc03/index.html>)

Desde el punto de vista geológico, a pesar que la cuenca abarca todos los estados orientales del país, las acumulaciones en explotación se encuentran principalmente en el subsuelo de los estados Anzoátegui y Monagas.

Los recipientes gasíferos y petrolíferos están constituidos en su totalidad por arenas cuyo origen son principalmente fluvio-deltáico y litoral (Campos *et al.*, 1998).

A partir del análisis de estudios geoquímicos realizados, se ha podido identificar que el intervalo con mayor potencial generador de los hidrocarburos de la cuenca es el Grupo Guayuta, que incluye las formaciones de edad Cretácico Tardío, Querecual y San Antonio (Campos *et al.*, 1998) (Figura 2.2).

Como consecuencia de los eventos tectónicos del Terciario, en el oriente de Venezuela se formaron provincias geológicas con una sedimentación principalmente arenosa, presentando grandes secuencias de areniscas separadas por intervalos regulares de lutitas. Al iniciarse el proceso de migración, los crudos generados se acumularon en las areniscas, las cuales mediante diversos mecanismos de entrapamiento actuaron como grandes recipientes receptores, creándose de esta forma importantes yacimientos económicamente explotables (Campos *et al.*, 1998).

Las acumulaciones más importantes que se encuentran bajo desarrollo en el Oriente de Venezuela pertenecen a las formaciones del Terciario. Las rocas correspondientes a dicho período afloran al norte de la cuenca, en el sistema montañoso de la Cordillera Oriental, en donde estas unidades presentan grandes espesores, mientras que hacia el sur tienden a adelgazarse. En el área de la Faja del Orinoco, se produce el truncamiento de toda la secuencia de edad Terciario contra las rocas de edad Precámbrico del Macizo Guayanés (Campos *et al.*, 1998).

En los llanos de Anzoátegui y Monagas, los intervalos productores están representados por cuerpos arenosos que pertenecen principalmente a la Formación Oficina (Mioceno Temprano-Medio), productora por excelencia de la Cuenca Oriental, y la Formación Merecure (Oligoceno-Mioceno Temprano). Son también unidades productoras La Pascua, Roblecito y Chaguaramas, en el área de Guárico; Naricual, en el norte de Monagas, que es un área actualmente en desarrollo; la Formación La Pica (Mioceno Tardío-Plioceno) y Las Piedras en el área de Jusepín-Santa Bárbara (Yoris y Ostos, 1997) (Figura 2.2).

El mayor volumen probado de petróleo *in-situ* se encuentra en las áreas mayores de Oficina y Anaco, que a su vez conforman la zona de mayor extensión sometida a desarrollo dentro de la Cuenca Oriental, por lo que a sus yacimientos se les consideran característicos (Yoris y Ostos, 1997).

La Cuenca Oriental de Venezuela por sus características tectónicas, estratigráficas y sedimentológicas ha sido dividida operacionalmente en dos subcuencas: la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín separadas por el corrimiento de Anaco y su proyección suroccidental el alto paralelo de Altamira (González De Juana *et al.*, 1980) (Figura 2.3).

Debido a que la ubicación del área de estudio se limita a dos campos petrolíferos pertenecientes a la subcuenca de Maturín nos concentraremos únicamente en esta última.

2.2 Subcuenca De Maturín

Constituye la parte este de la Cuenca Oriental de Venezuela. Es una cuenca alargada, asimétrica de dirección N50°E paralela a la Serranía del Interior. Presenta un flanco sur pasivo, apoyado en el basamento ígneo metamórfico del Escudo de Guayana,

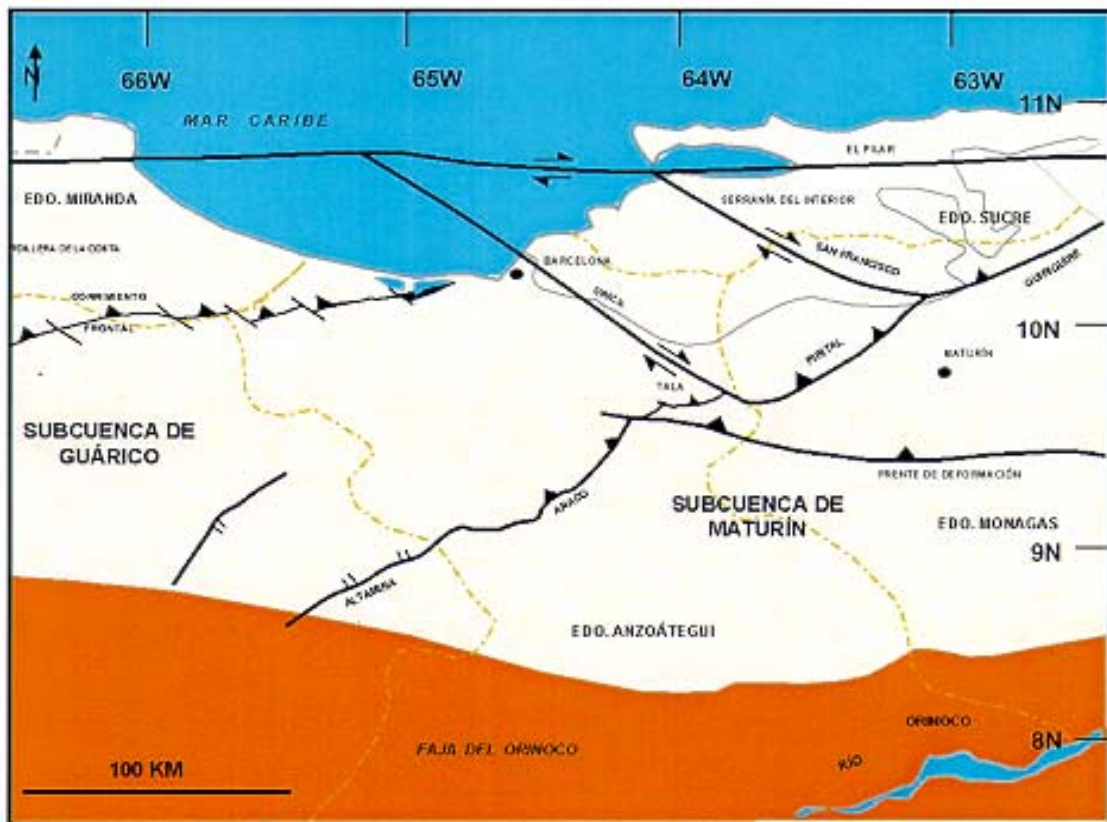


Figura 2.3 Ubicación de la subcuenca de Maturín y de la subcuenca de Guárico.
(Tomado de la base de datos del PGP Cotoperí Norte 2000)

caracterizado por un régimen extensivo y un flanco norte activo que presenta estructuras compresivas asociadas a la colisión entre las placas del Caribe y la Suramericana, lo que propicia la definición de dos dominios operacionales, uno al norte y otro al sur del Corrimiento de Pirital (Yoris y Ostos, 1997) (figuras 2.4 y 2.5). Estudios recientes sugieren que el flanco sur presenta cierta actividad debido a la reactivación de algunas fallas, además se infiere que sobre el basamento pueden existir rocas de edades Jurásico y Paleozoico (Hung, 1996).

La subcuenca de Maturín ha recibido sedimentos de forma casi ininterrumpida desde el Cretácico Temprano hasta el Reciente. Presenta un espesor variable en la zona próxima al frente de montaña y encontramos la parte más profunda de la subcuenca donde sobrepasa los 10 Km de sedimentos depositados sobre el basamento, mientras que hacia el sur su espesor tiende a disminuir (Campos *et al.*, 1998).

En el aporte del relleno sedimentario de la cuenca intervienen dos direcciones: axial al suroeste y transversal tanto del norte como del sur. El eje de máxima depositación de la misma sufrió una traslación paralela hacia el sur entre el Eoceno y el Pleistoceno (Campos *et al.*, 1998) (Figura 2.6).

Los esfuerzos tectónicos han deformado el relleno de la cuenca formando principalmente cabalgamientos, pliegues, fallas rumbo-deslizantes, fallas normales y diapiros. La configuración final de la subcuenca de Maturín se alcanzó al final del Plioceno Tardío, con la ocurrencia de un episodio de suaves levantamientos e inclinación regional (Campos *et al.*, 1998), aunque actualmente se desarrollan esfuerzos compresivos.

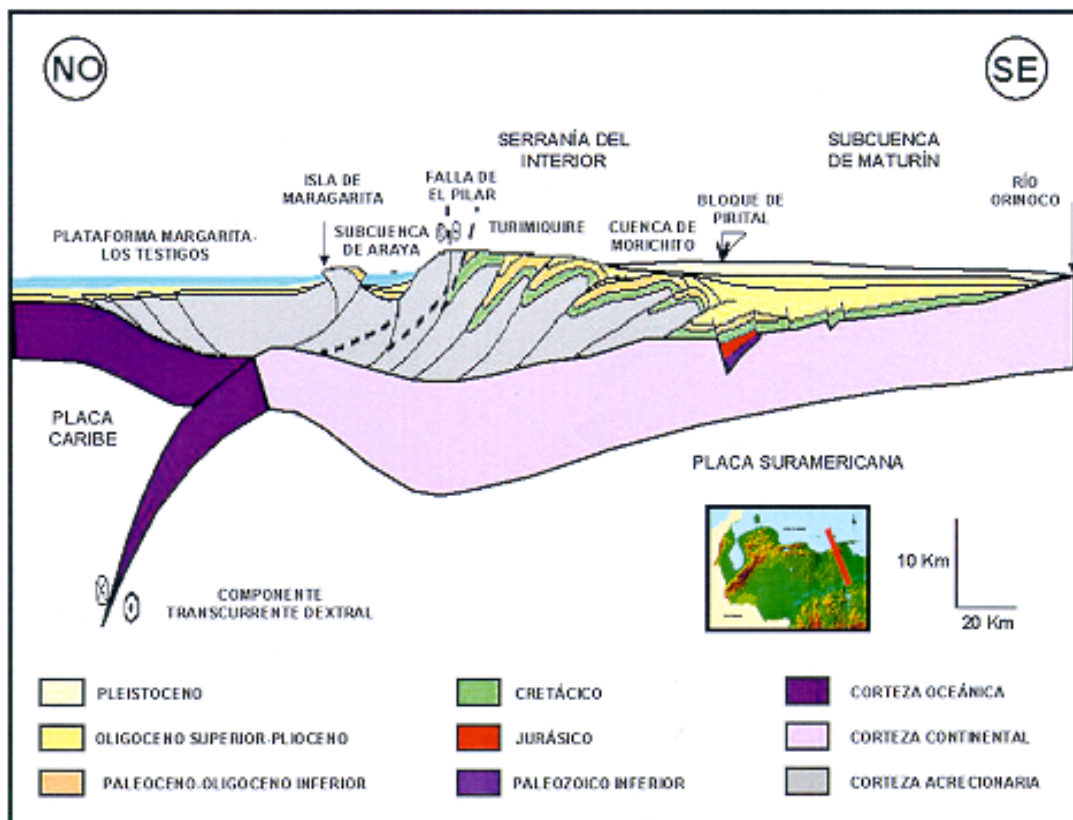


Figura 2.4 Corte geológico conceptual noreste-sureste desde la plataforma Margarita-Los Testigos hasta el río Orinoco. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

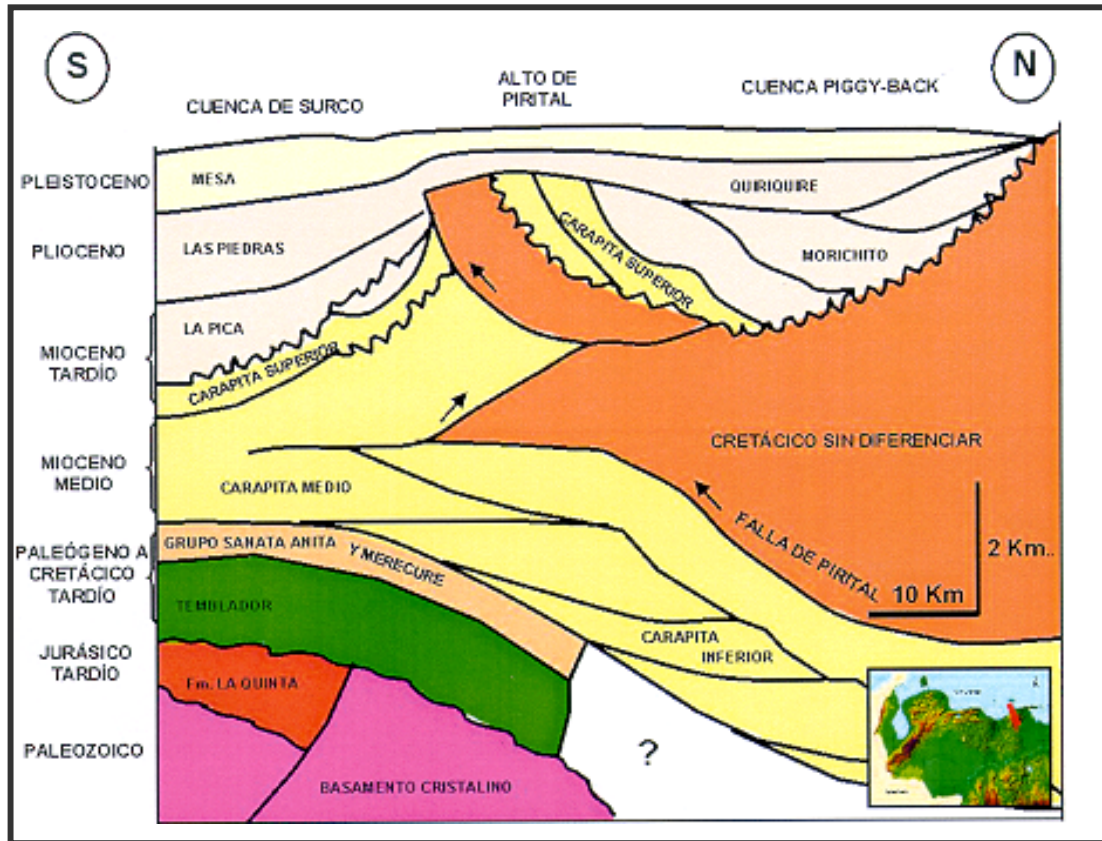


Figura 2.5 Sección estructural del flanco norte de la subcuenca de Maturín.
(Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

En cuanto a la estratigrafía de la cuenca, la sedimentación del flanco norte comprende una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Temprano hasta el Pleistoceno; por el contrario, el flanco sur presenta una estratigrafía más simple, semejante a la subcuenca de Guárico en el subsuelo, con el Grupo Temblador en su parte inferior, como representante del Cretácico, y un Terciario suprayacente de edad fundamentalmente Oligoceno-Pleistoceno, en el que alternan ambientes fluvio-deltáicos y marinos someros, hasta su relleno final de ambientes continentales (Yoris y Ostos, 1997) (Figura 2.2).

En el área mayor de Oficina y sus equivalentes orientales en Monagas (campos Quiamare, Jusepín, El Furrial, Orocual, Boquerón, Quiriquire, Pedernales, entre otros), las formaciones Merecure y Oficina representan yacimientos importantes, con sellos de lutitas extensas dentro de las mismas unidades y suprayacentes a ellas, como lo es la Formación Freites (Yoris y Ostos, 1997).

La gravedad de los crudos es bastantes diversa y los más pesados se encuentran hacia los márgenes de la cuenca y hacia los yacimientos más someros (Campos *et al.*, 1998).

En cuanto a los sistemas petroleros de la subcuenca de Maturín los principales son Guayuta-Oficina y Guayuta-Carapita, relacionados al flanco norte y sur respectivamente (Yoris y Ostos, 1997).

El primero incluye las formaciones Querecual y San Antonio (Grupo Guayuta) del Cretácico Tardío como rocas madres principales. Estas son cargadas litostáticamente hasta el presente. Las unidades Merecure, Oficina y Freites representan el sello con la formación de la trampa durante la deformación del Oligoceno Tardío hasta el presente. La generación, migración y entrapamiento alcanzan su momento crítico en nuestros días, iniciándose



Figura 2.6 Migración del eje de deposición principal de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de la base de datos del PGP Cotoperí Norte 2000)

la generación a partir del Paleoceno Tardío durante los inicios de los emplazamientos de las napas del Caribe contra la placa Suramericana, mucho más al oeste y noroeste con respecto a su posición actual (Yoris y Ostos, 1997).

El segundo sistema Guayuta-Carapita involucra una mayor heterogeneidad de yacimientos y sellos, con una generación más joven que la del sistema anterior. Tanto la generación y migración como la formación de la trampa son de edad Oligoceno Tardío-Reciente, con un momento crítico actual. Los yacimientos se encuentran en las formaciones San Juan, Caratas, Los Jabillos, Merecure (Naricual del subsuelo), Carapita, La Pica, Las Piedras y Quiriquire. En cuanto a los sellos, las formaciones Vidoño, Areo y Carapita figuran como los más importantes (Yoris y Ostos, 1997).

La cocina actual de la roca madre para la subcuenca de Maturín se encuentra en ventana de gas bajo el frente de deformación y su zona de madurez (ventana de petróleo) se encuentra alimentando el flanco sur de la subcuenca (Yoris y Ostos, 1997) (Figura 2.7 y Figura 2.8).

2.3 Evolución Tectonoestratigráfica

Desde el Paleozoico la Cuenca Oriental de Venezuela se ha encontrado apoyada sobre el estable Cratón de Guayana, suaves movimientos de levantamiento y hundimiento de éste ocasionaron transgresiones y regresiones determinantes en el desarrollo de la cuenca (Campos *et al.*, 1998).

Las provincias tectónicas de la serranía del Interior y la subcuenca de Maturín, que ocupa el borde noreste del continente suramericano, han sido formadas como resultado de una colisión oblicua entre las placas del Caribe y Suramericana (González de Juana *et al.*, 1980). Se reconocen cinco etapas principales en la evolución tectono-estratigráfica de estas provincias:

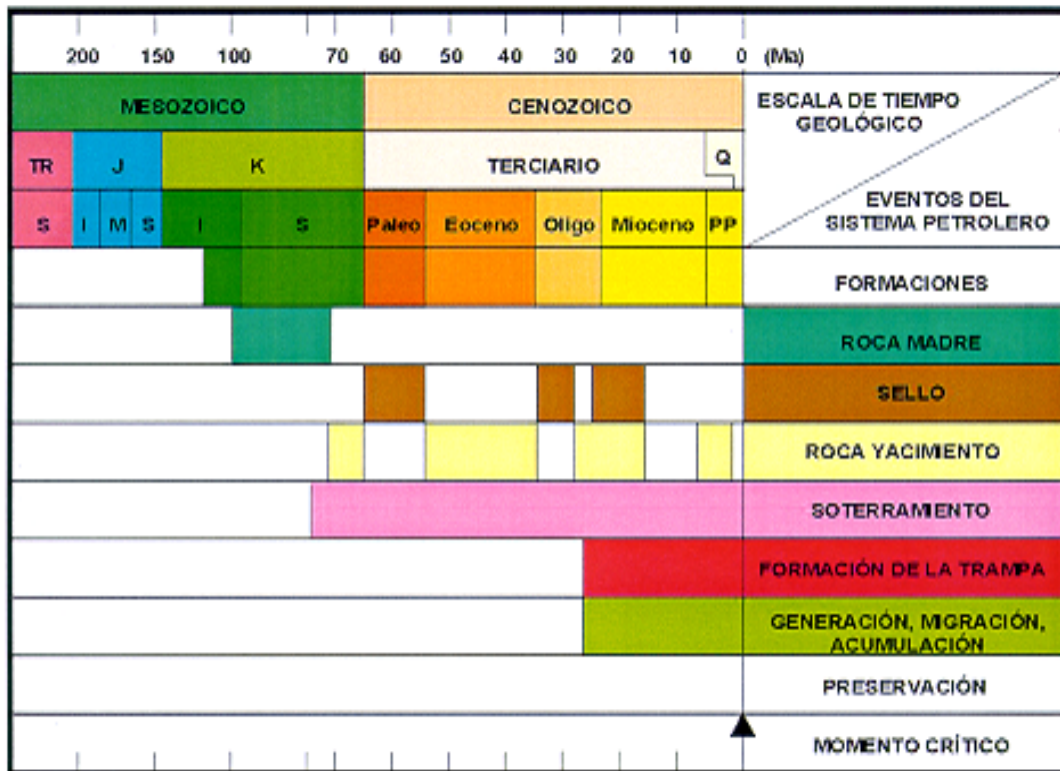


Figura 2.7 Sistema petrolero Guayuta-Carapita para la subcuenca de Maturín (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

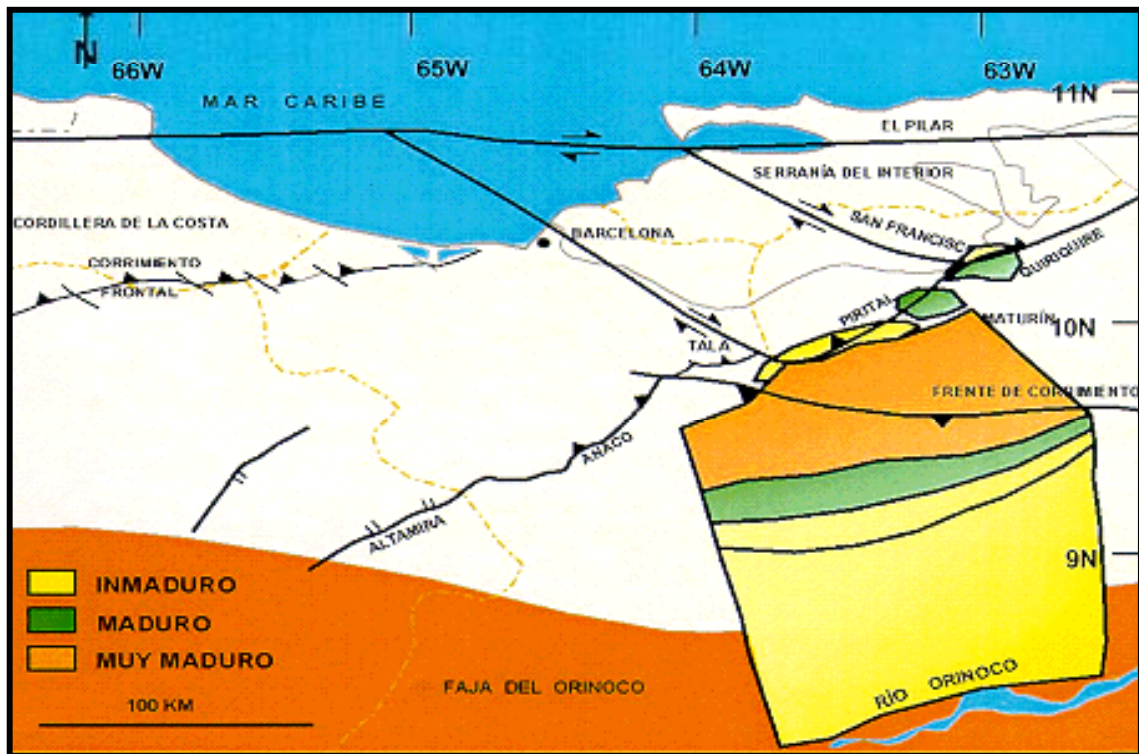


Figura 2.8 Cocina de hidrocarburos para la subcuenca de Maturín (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

2.3.1 Paleozoico

Se desarrolla la secuencia “*pre-rift*” que esta asociada con las formaciones Hato Viejo y Carrizal, son depositadas en ambientes costeros y neríticos (Parnaud *et al.*, 1995).

2.3.2 Mesozoico Temprano

- a. Jurásico: se caracteriza por una fase de “*rifting*” ó periodo de tectónica extensional con estructuras tipo “*horst*” y “*grabens*” (González de Juana *et al.*, 1980), se forma una secuencia descrita como Formación Ipire, depositada en ambientes continentales compuesta en su mayoría por lutitas rojas (Parnaud *et al.*, 1995). Posteriormente se produce el levantamiento del Cratón de Guayana y erosión de gran parte de lo sedimentos de edad Triásico-Jurásico (Erlich y Barnett., 1994).

- b. Cretácico Temprano: sobre la placa continental, adelgazada y rebajada por erosión, un sistema de margen pasivo se hace dominante. La sedimentación caracterizada por depósitos de plataforma con clásticos basales (Formación Barranquin) es recubierta hacia el norte por carbonatos de plataforma (formaciones Garcia, El Cantil y Chimana), poniendo en evidencia una transgresión hacia el sur sobre el Escudo de Guayana (González de Juana *et al.*, 1980).

2.3.3 Cretácico Tardío-Eoceno Medio

Este período representa un episodio pasivo durante el cual el borde de Suramérica se conforma por una plataforma relativamente estable donde hubo una sedimentación ininterrumpida (González de Juana *et al.*, 1980). Está caracterizada por dos

transgresiones mayores que se desarrollan de norte a sur durante el Turoniense, Paleoceno-Eoceno Temprano (Parnaud *et al.*, 1995).

- a. Cenomaniense-Santoniense: la fase transgresiva inicial comienza con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquin. El máximo avance marino es marcado por la depositación de carbonatos de plataforma (Parnaud *et al.*, 1995). En la zona del Pilar se depositan sedimentos basales Formación Querecual, que pasa lateralmente en la parte sur a la Formación Tigre conformado por sedimentos de plataforma marina marginal a continental. En este periodo se produce la fragmentación de la plataforma externa y la subsidencia marca la mayor transgresión del Turoniense (González de Juana *et al.*, 1980).

- b. Campaniense-Maastrichtiense se inicia un aumento progresivo de capas de areniscas hacia el norte (Formación San Antonio) y un evento regresivo representado por la depositación de la Formación San Juan, caracterizado por facies de abanicos submarinos (Di Croce, 1989). Posteriormente ocurre la sedimentación de lutitas (Formación Vidoño). Al sur de la cuenca la secuencia se encuentra truncada (González de Juana *et al.*, 1980)

- c. Paleoceno-Eoceno Medio: continúa la sedimentación en ambientes basales, se forman depósitos de talud de plataforma (Formación Caratas) y se depositan calizas de plataforma exterior (Miembro Tinajitas), indicando un levantamiento y el inicio de una nueva etapa de sedimentación en el flanco norte (González de Juana *et al.*, 1980).

2.3.4 Eoceno Tardío-Mioceno Temprano

El ambiente tectónico pasivo del Terciario temprano es interrumpido por la aproximación entre las placas Caribe y Suramericana, produciendo un levantamiento inicial en la región de la Serranía del Interior y una depresión al sur que marca el principio de la formación de la subcuenca de Maturín. Además ocurren los primeros aportes provenientes del norte, que evidencian el proceso erosivo de la Serranía del Interior (González de Juana *et al.*, 1980).

- a. Eoceno Tardío: ocurre la deposición de arenas de plataforma (Formación Los Jabillos) provenientes de la Serranía del Interior al norte y las del Grupo Merecure en el sur (González de Juana *et al.*, 1980).
- b. Oligoceno: este periodo está caracterizado por el hundimiento pronunciado de la subcuenca de Maturín. Se producen cambios de facies producto de la flexión elástica del basamento hacia el norte y del efecto compresivo de la Placa del Caribe. Se produce un avance de facies marinas, generando la depositación de la Formación Naricual suprayacente a la Formación Los Jabillos. Se deposita la Formación Merecure en ambientes continentales en la parte sur de la cuenca y en ambientes de plataforma interna hacia el norte (Parnaud *et al.*, 1995). La Formación Merecure pasa a conformar las lutitas batiales de la Formación Areo hacia el centro de la cuenca. En el flanco sur continúa la disposición de las arenas marginales del Grupo Merecure sobre la plataforma estable (González de Juana *et al.*, 1980).
- c. Mioceno Temprano: comienza la colisión oblicua entre las placas Caribe y Sudamericana que divide la sedimentación de las lutitas batiales de la Formación Carapita en su parte inferior, las cuales pasan al oeste a una

facie más somera (Formación Capaya) en el norte y hacia el sur a una facies de clásticos de plataforma marina interna (Formación Oficina).

2.3.5 Mioceno Medio-Tardío

- a. Mioceno Medio: la estructuración de la Serranía del Interior viene acompañada por el desplazamiento progresivo del frente de deformación hacia el sur y el desplazamiento del eje de la cuenca en la misma dirección. Desde el punto de vista estratigráfico en el norte de la cuenca se depositan lutitas batiales con areniscas turbidíticas de la Formación Carapita superior mientras que en el sur continúa la sedimentación de plataforma (formaciones Oficina y Freites) (González de Juana *et al.*, 1980). Desde el punto de vista tectónico, el levantamiento gradual y la erosión subsecuente se relacionan a discordancias intraformacionales y cabalgamientos imbricados que cortan los sedimentos hasta la superficie existente y producen un acortamiento de unos 59 Km hacia el suroeste. Se forman pliegues asimétricos contemporáneos a los cabalgamientos y ocurre la formación diapírica. Este tipo de deformación se origina durante la colisión de placas por la acumulación de fluidos en el frente de deformación, que provienen de los minerales hidratados asociados a sedimentos porosos (Campos *et al.*, 1998).

- b. Mioceno Tardío: después de la sedimentación de la Formación Carapita superior se produce el levantamiento del Alto de Pirital. Este evento está evidenciado por el fanglomerado de Morichito con sedimentos provenientes de la Serranía del Interior, los cuales nunca pasaron al sur del alto, y por el cambio brusco de facies existentes entre las formaciones Carapita y La Pica. Por otra parte, los movimientos contemporáneos a la sedimentación se traducen en un cambio en el estilo y dirección de los

aportes. El levantamiento de la cuenca y la erosión produce la truncación de parte de la sección de Carapita y pre-Carapita. Durante este periodo, el sistema de drenaje del Paleo-Orinoco cambia su actual dirección suroeste-noroeste (González de Juana *et al.*, 1980). Ocurre la reactivación del bloque de Pirital y la deformación reciente hacia el sur.

2.3.6 Plioceno-Pleistoceno

El levantamiento de la cadena se intensifica, finalmente el mar se retira de la cuenca. el crecimiento del régimen fluvial Proto-Orinoco contribuye en una gran parte al relleno de la cuenca y da como resultado la formación de ambientes progresivamente más continentales (formaciones Las Piedras y Mesa). Tectónicamente, el frente de deformación activo se desplaza, formando los últimos cabalgamientos que cortan las series sin llegar hasta la superficie. Es en este periodo que los diapiros de barro encuentran movilidad y producen con su empuje un abombamiento de estas series continentales. El régimen de colisión parece haberse desplazado al este, hacia Trinidad y las islas de las Antillas Menores (González de Juana *et al.*, 1980).

El modelo tectónico actual muestra dos provincias principales: la primera compresiva al norte representada por la Serranía del Interior, el bloque de Pirital y el bloque autóctono deformado (zona representada por un conjunto de escamas o imbricaciones frontales y corrimientos que se horizontalizan en profundidad) y la segunda provincia, extensiva al sur relacionada con la plataforma estable de la cuenca (Yoris y Ostos, 1997).

2.4 Marco Estructural Regional

Dos provincias tectónicas diferentes pueden ser reconocidas. La provincia autóctona se extiende desde el eje de la cuenca hasta el río Orinoco, es extensional y se caracteriza por la presencia de fallas normales con dirección N60°-70°E y fallas transcurrentes que son mas jóvenes en el sur que el norte (Parnaud *et al.*, 1995). Fallas inversas con dirección N70°O se observan en la zona norte de la provincia, afectando depósitos cretácicos y paleógenos. Hacia el norte fallas normales formadas por colapso gravitacional afectan las rocas sedimentarias del Mioceno y Pleistoceno (Parnaud *et al.*, 1995)

La provincia alóctona se extiende desde la falla del Pilar hasta el eje de la cuenca correspondiente con un sistema que verge al sur (Parnaud *et al.*, 1995). Se caracteriza por encontrarse cerca del frente de deformación producto de la colisión oblicua de las placas de caribe y suramericana, el frente de deformación corresponde con una zona triangular, con el acuñaamiento progresivo de la formación Carapita por las secuencias mesozoicas y paleógenas en la rampa del anticlinal en el área de El Furrial. Pliegues cilíndricos kilométricos se observan en la región, con dirección N60°-70°E (Parnaud *et al.*, 1995), que están asociados a fallas que buzcan en su mayoría al norte con la misma dirección y sirven como rampa para el desplazamiento de los cuerpos rocosos.

La provincia alóctona se encuentra separada por fallas transcurrentes dextrales con dirección N50°-60°O (fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos) dividiendo la Serranía del Interior en áreas con evoluciones estructurales diacrónicas.

2.5 Marco Estructural Local

La zona de estudio se ubica en el flanco norte de la subcuenca de Maturín y presenta una estructura tipo anticlinal con rumbo noreste-suroeste y buzamiento noroeste, asimétrico. Está definida en el bloque superior del Corrimiento de Orocuál, o bloque inferior del Corrimiento de Pirital (autóctono deformado) (Flinch, 1997).

Los dos corrimientos mencionados presentan una dirección de transporte hacia el suroeste y se horizontalizan en profundidad, los cuales surgen como consecuencia de los esfuerzos compresivos generados durante el Mioceno Medio por la colisión de las placas del Caribe y Suramericana (Flinch, 1997).

Existen teorías contradictorias acerca de la edad de los corrimientos. Una establece que estos están en secuencia y que Pirital fue reactivado (Hung, 1996), la otra sugiere que los corrimientos se encuentran fuera de secuencia.

El anticlinal comprende una imbricación de vergencia sur y presenta varias fallas antitéticas o de reajuste que lo segmentan y desplazan su tope hacia el noroeste (Flinch, 1997).

El modelo implica la duplicación de la sección, de manera que existe un “play” adicional en el bloque inferior similar al del bloque superior en el Corrimiento de Orocuál. Aunque localmente el cabalgamiento que limita el bloque superior corta parte de la sección del bloque inferior. De esta manera en el bloque inferior puede haber desaparecido parte de la sección basal de Formación Carapita (Flinch, 1997) (Figura 2.9).

Otro rasgo o característica estructural resaltante presente en el área, es una estructura de colapso denominado “Hoyo de Orocuál”. Esta presenta una forma elipsoidal y se

encuentra suprayacente a la Formación Carapita, de edad Mioceno Medio, además se observa un diapiro de barro asociado al hoyo. El origen de esta estructura todavía no ha sido esclarecido del todo por lo que existen varias teorías. A pesar que representa una zona productora al nivel de la Formación Las Piedras, no constituye un objetivo de gran interés como lo son las formaciones de edad Oligoceno y Cretácico, además que la producción obtenida en el hoyo consiste de un hidrocarburo tipo pesado.

Entre las teorías más conocidas y aceptadas se encuentran las siguientes:

Masroua (1970): sugiere que la estructura tiene un origen diapírico, asociada a emanaciones de gas y lodo. Para el período Oligoceno la estructura correspondía a un domo, posteriormente, por escape de gas se crea internamente una zona de baja presión capaz de soportar el peso de los sedimentos suprayacentes permitiéndose la generación de fallas, lo que ocasiona que la parte central del domo se empiece a hundir por gravedad, produciéndose el hoyo topográfico a finales de dicho período (Figura 2.10).

De Sisto y Stredel (1975): proponen que los eventos que originaron la estructura se dividen en cuatro etapas: la primera corresponde a un período de sedimentación normal en el que se depositaron las arenas de la Formación Las Piedras, en la segunda etapa ocurre el levantamiento de la estructura debido a que las lutitas de Carapita, que

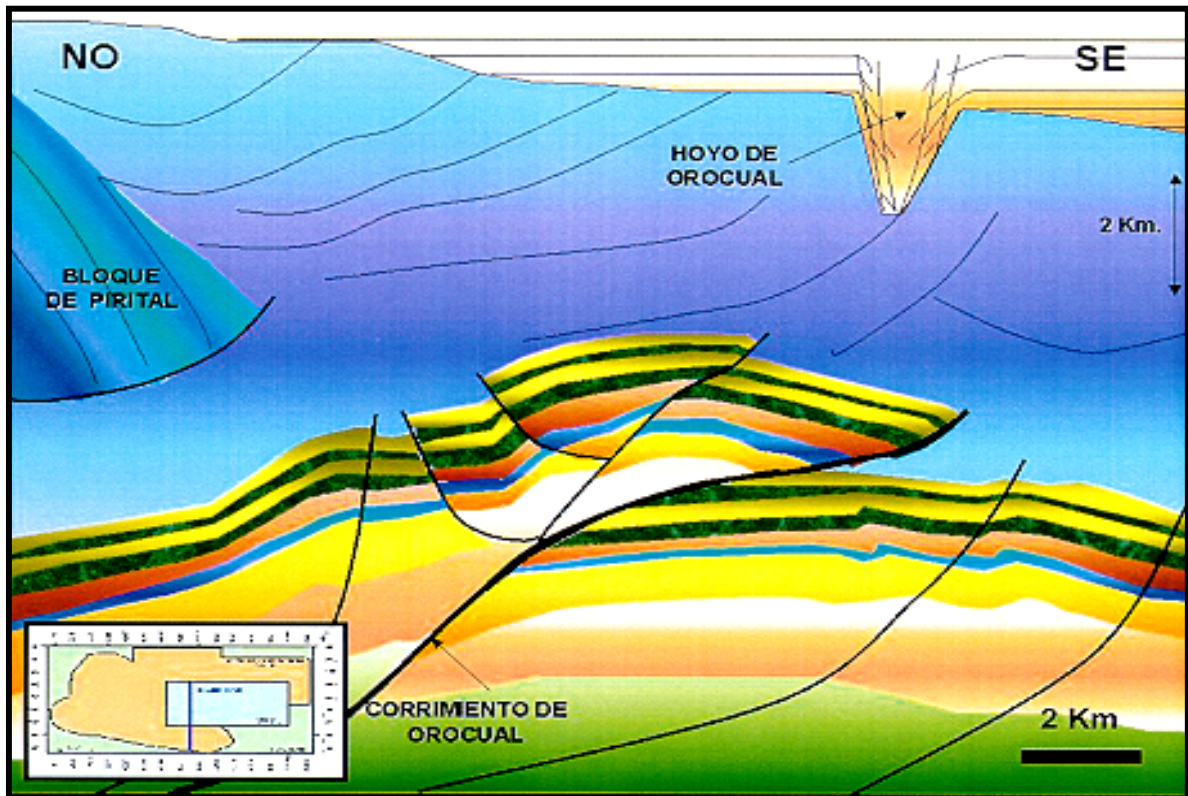


Figura 2.9 Modelo geológico del Campo Orocual (Modificado de Flinch, 1997)

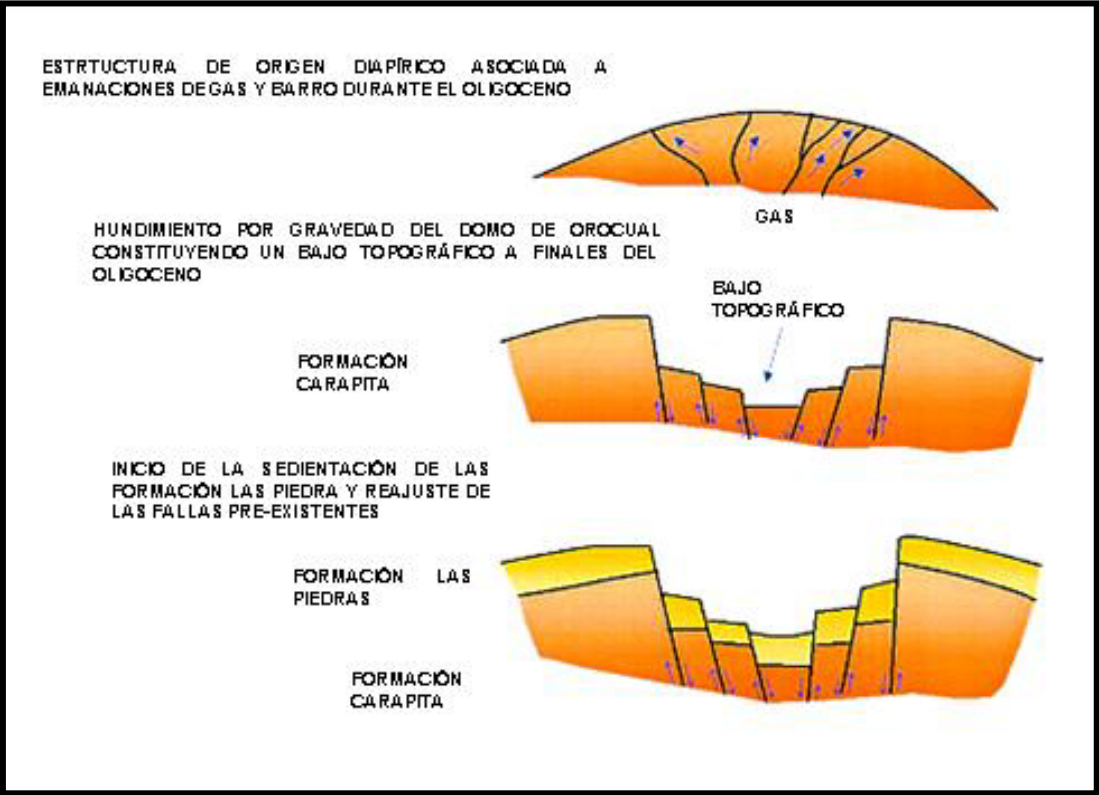


Figura 2.10. Interpretación geológica de la estructura de colapso de Orocuál. (Tomado de Masroua, 1970)

se encontraban saturadas de agua, por compactación diferencial forman una masa de lodo que se desliza hacia zonas de presión superficial menor o con debilidad estructural, provocando el empuje ascendente sobre las capas de la Formación Las Piedras y la formación de un anticlinal con una forma casi circular. Durante la tercera etapa se erosionan parte de las arenas de la Formación Las Piedras y en la última y cuarta etapa ocurren una serie de fenómenos tectónicos que originan nuevas zonas de debilidad estructural y de baja presión. Al desaparecer la causa de empuje que provocó el levantamiento y al encontrarse las zonas adyacentes estables, se produjo el colapso y fallamiento de la estructura, generándose el “Hoyo de Orocuál” (Figura 2.11).

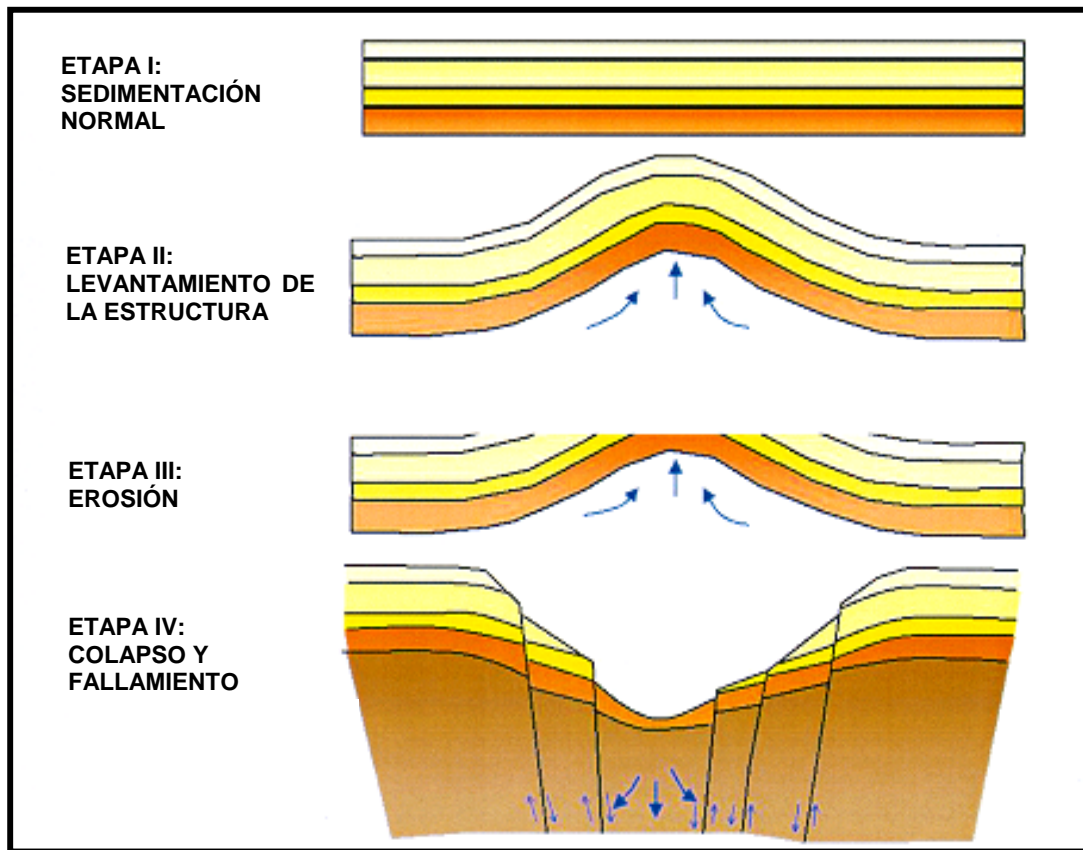


Figura 2.11 Evolución estructural del “Hoyo de Orocuál”(Tomado de Sisto y Stredel, 1975)

2.6 Estratigrafía Regional

La sección estratigráfica en la zona está representada por las formaciones San Antonio, San Juan, Vidoño, Caratas, Los Jabillos, Areo, las cuales son descritas a continuación. La Figura 2.12 muestra la columna litológica del área de estudio. La información que se presenta a continuación y la referencias citadas fueron de CIEN, 2003.

2.6.1 Formación San Antonio

- **Autor**

H. D. Hedberg, 1937.

- **Edad**

Cretácico; post-Turoniense (Furrer y Castro, 1997).

- **Localidad Tipo**

La localidad tipo de esta formación se encuentra ubicada en el 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. El nombre se deriva del cerro San Antonio al norte del cercano pueblo de Bergantín. La Figura 2.13 muestra la extensión geográfica de esta formación.

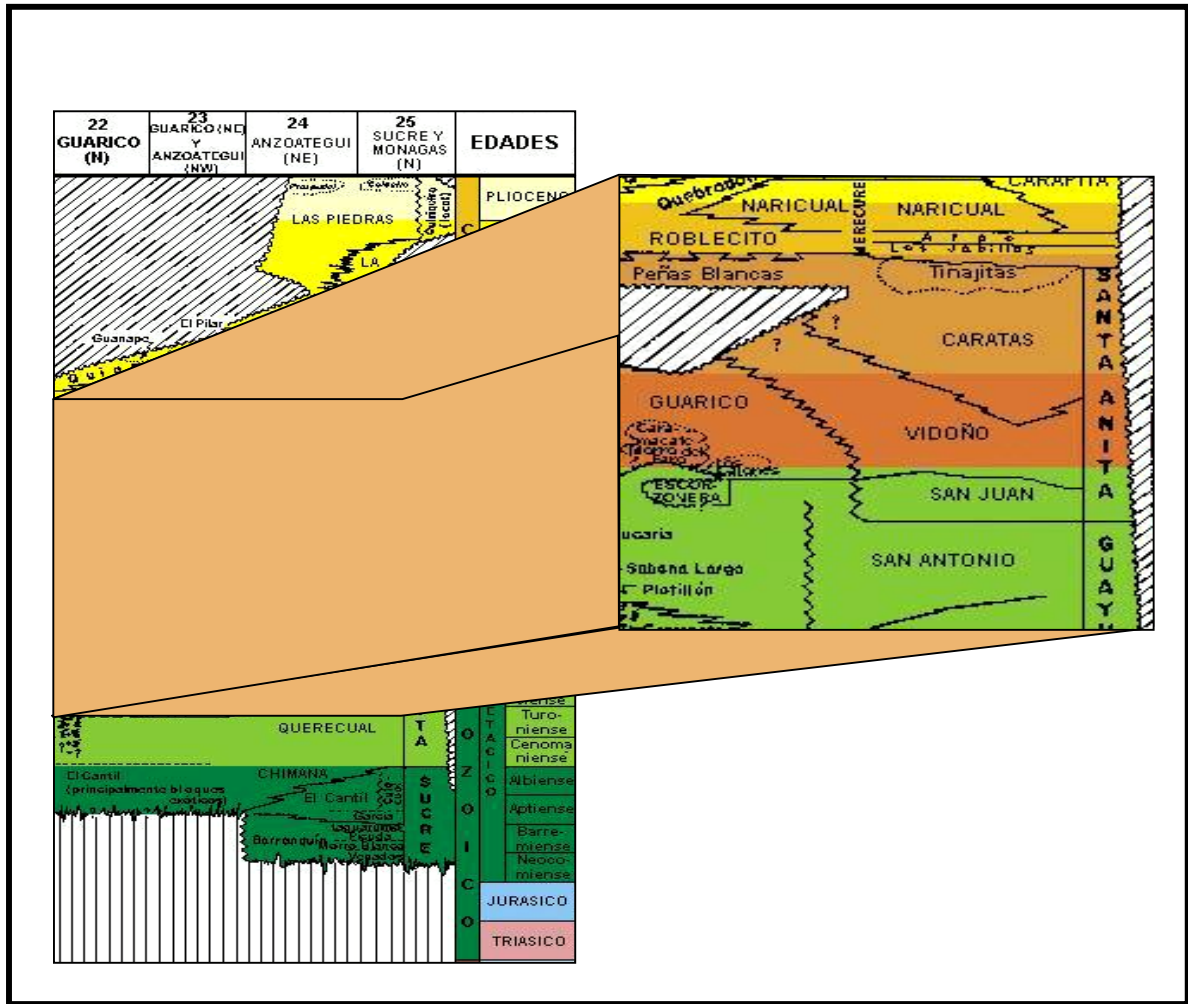


Figura 2.12 Columna estratigráfica del área de estudio (Tomado y modificado de CIEN 2003)

- **Litología**

La unidad consiste esencialmente de calizas y lutitas negras, como la Formación Querecual infrayacente, pero además contiene numerosas capas de areniscas duras de color gris claro y chert. Las cantidades y proporciones de areniscas y chert son muy variables, lo que dificulta su diferenciación de la Formación Querecual en algunos casos. En otros lugares, el gran desarrollo de areniscas hace que la Formación San Antonio se confunda con la Formación San Juan suprayacente (Rosales, 1960).

- **Paleoambiente**

Según Marcucci (1976), el ambiente de la Formación San Antonio fue transicional, presumiendo la presencia de "corrientes periódicas, capaces de transportar clásticos y oxígeno a las aguas estancadas del fondo" y una sedimentación lenta. Añadió que la relación K_2O/Na_2O indica aguas profundas.

El paleoambiente de la Formación San Antonio se considera como transicional, de talud medio a inferior (Kiser, 1997).

Furrer y Castro (1997) asignan a la formación un ambiente marino profundo.

2.6.2 Formación San Juan

- **Autor**

H. D. Hedberg, 1937.

- **Edad**

Cretácico (Maastrichtiense).

- **Localidad Tipo**

La localidad tipo de esta formación está ubicada en la quebrada San Juan, afluente de la margen derecha del río Querecual, entre un punto situado a 150 metros aguas arriba del paso Santa Anita y la boca de la quebrada San Juan, ubicada a 53 m aguas arriba del mismo paso y al suroeste de la población de Bergantín, estado Anzoátegui (Hedberg, 1937). Como hipoestratotipos se han descrito las secciones del río Orégano y quebrada La Pegua, del estado Anzoátegui.

- **Litología**

Alternancia monótona de capas de areniscas de 0,3 a 1 m de espesor, muy duras, gris a gris claro de grano fino, bien escogidas, escasamente glauconíticas y localmente calcáreas. Estas capas de areniscas se intercalan con capas centimétricas de lutitas negras, arenáceas, localmente calcáreas y limolitas negras. En los ríos Aragua, Orégano y en la quebrada La Pegua, las areniscas del tope se tornan muy glauconíticas. Las capas de arenisca son tabulares y su color de meteorización es crema y rojizo (Rosales, 1960).

Las estructuras sedimentarias más comunes son: estructuras de carga, estructuras de almohadilla y bola (en las areniscas), diques y sills clásticos, capas estiradas y estructuras de desplomes arenosos (Vivas, en prensa). El área geográfica que abarca esta formación está reflejada en la Figura 2.14.

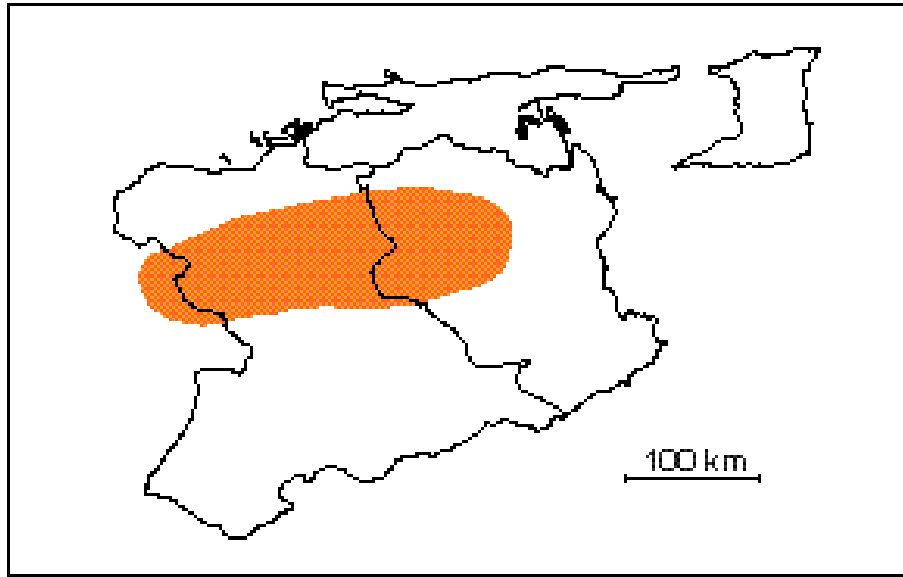


Figura 2.13 Área de extensión de la Formación San Antonio, (Tomado de CECPV, 1988).

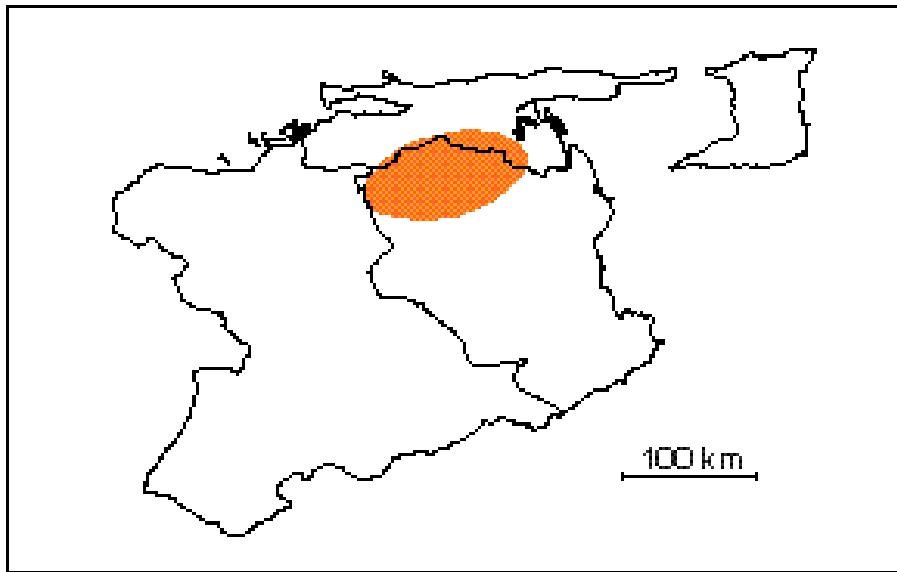


Figura 2.14 Área de extensión de la Formación San Juan, (Tomado de CECPV, 1988).

- **Paleoambiente**

Para Rosales (1960), Renz (1962) y González de Juana *et al.*, (1980), el ambiente de sedimentación de la Formación San Juan es de origen fluvial a marino somero, regresivo con ambientes litorales-costeros. Según Vivas (1986), las formaciones San Antonio y Vidoño fueron depositadas en un ambiente batial, a una paleopropundidad de 2.500 ± 200 m, basado en icnofauna y foraminíferos bentónicos; y la Formación San Juan, constituye solamente un cuerpo arenoso emplazado en la misma profundidad por procesos no turbidíticos, al pie del talud epicontinental contemporáneo.

En el cerro El Viento, sinclinal del río Guayuto, estado Monagas, Furrer y Castro (1997) determinaron un ambiente de aguas profundas, talud medio a inferior, posiblemente en la parte mas turbidítica.

Importancia económica: esta unidad ha sido perforada en numerosos campos petroleros de la cuenca de Maturín y ha mostrado contenido de petróleo en la estructura de Orocuál (estado Monagas) y en el campo La Ceiba, estado Anzoátegui (González de Juana *et al.*, 1980).

2.6.3 Formación Vidoño

- **Autores**

H. D. Hedberg y A. Pyre, 1944.

- **Edad**

Cretácico (Maastrichtiense) a Paleoceno.

- **Localidad Tipo**

Según Hedberg y Pyre (1944), se encuentra en el río Querecual, desde el paso Santa Anita hasta unos 300 metros aguas abajo del mismo río, aproximadamente a 40 km al este-sureste de Barcelona. El nombre proviene del caserío de Vidoño, 6 km al este de Barcelona.

- **Litología**

La litología descrita para esta formación según Hedberg y Pyre (1944), está constituida por lutitas oscuras, ricas en foraminíferos, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas duras, con glauconita. En la sección tipo, la Formación Vidoño consiste de una secuencia de lutitas negras, silíceas, y calcáreo-arenáceas, frecuentemente glauconíticas y piritosas, con fractura en astilla o punta de lápiz y con intercalaciones menores de limolitas calcáreas, gris verdoso y areniscas de grano fino, gris oscuro, de espesores centimétricos (Macsoy *et al.*, 1986). En la sección del Sinclinal de Tinajitas, Lourier *et al.*, (1986) describen esta formación como lutitas limosas, duras, gris verdoso oscuro a marrón, con desarrollo de fisuras rellenas con yeso, dispuestas en patrón geométrico, a partir de los 105 m se desarrollan capas de limolitas y areniscas finas glauconíticas, las cuales se hacen menos frecuentes hacia el tope de la sección; se presentan manchas de oxidación, costras de óxido de hierro y manganeso (Lourier *et al.*, 1986).

En el subsuelo, en ripios de varios pozos situados en la zona de estudio, Cabrera (comunicación personal), observa un microconglomerado glauconítico con cemento carbonático, seguido por carbonatos, con un horizonte glauconítico, el cual constituye un nivel condensado fácilmente correlacionable en el área por medio de registros eléctricos y radioactivos de pozos. La Figura 2.15 muestra la extensión geográfica que abarca la Formación Vidoño.

- **Paleoambiente**

Según Salazar y Cabrera (1987) y Cabrera (comunicación personal), la sedimentación parece haber ocurrido en el talud (superior a inferior) con paleopropundidades probables entre 200 y 2000 m, predominando una baja tasa de sedimentación evidenciado, no sólo por la glauconita neogenética presente en toda la formación (Laurier *et al.*, 1986), sino también por el nivel condensado de glauconita existente en los campos Santa Rosa y La Ceiba, lo que generalmente representa un hiato sedimentario.

La sedimentación se produjo durante una transgresión con baja oxigenación, debido a la estratificación de las aguas y/o alta productividad en la columna de aguas superficiales, dando origen a gran acumulación de materia orgánica en las lutitas. La fauna arenácea característica de esta formación, mas que batimetría, refleja condiciones físico-químicas existentes en el fondo marino (Kaminsky *et al.*, 1986). La sedimentación pelágica fue interrumpida por aportes detríticos de areniscas y limolitas las cuales fueron interpretadas por Galea (1985) como influjos turbidíticos.

2.6.4 Formación Caratas

- **Autores**

H. D. Hedberg, 1937.

- **Edad**

Eoceno Temprano a Tardío.

- **Localidad Tipo**

Afloramientos en el lecho del río Querecual, Anzoátegui nororiental. El nombre proviene de un pequeño tributario, la quebrada Las Caratas.

- **Litología**

Consiste en una secuencia compleja de limolitas pluridecamétricas y areniscas plurimétricas, que pueden ser marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas (Hedberg y Pyre, 1944). En el río Querecual, es de carácter pelítico-arenoso (Renz, 1962), y va pasando gradualmente a secuencias más arenosas hacia el sureste (Rosales, 1960) y más pelíticas hacia el noroeste (Macsoy *et al.*, 1986), pero en todas las áreas presenta una anomalía carbonática plurimétrica en su tope, que constituye el Miembro Tinajitas.

La Formación Caratas *sensu stricto*, en la región-tipo, consiste en la alternancia de los litosomas ya citados. Las areniscas son de grano fino a medio, gris verdosas, que meteorizan a pardo oscuro y pardo rojizo, de espesores centimétricos a métricos, pero que llegan a formar paquetes pluridecamétricos. Las limolitas y lutitas son de color

gris oscuro, en las que se intercalan ocasionalmente calcarenitas o marlitas. Campos *et al.* (1985) describieron a la formación en el subsuelo del noreste del estado Anzoátegui (Pozo La Vieja-1) compuesta predominantemente de calizas grises a gris verdoso, masivas, recristalizadas y glauconíticas, con ocasionales intercalaciones de lutita y arcilita. Mencionaron que el contenido de arenisca aumenta hacia el sur hasta que, en el área de Santa Bárbara, la sección se compone de areniscas masivas con características eléctricas y sísmicas similares a las de la suprayacente Formación Los Jabillos. Se vuelve más lutítica hacia el noroeste (Macsoy *et al.*, 1986).

Inyectitas clásticas de espesores centimétricos han sido observados por Rosales (1967), Rossi *et al.*, (1987) y Vivas *et al.*, (1989). Del área de Barcelona, Galea (1985) describió areniscas gradadas alternando con limolitas calcáreas y glauconíticas en capas decimétricas, seguidas de areniscas arcillosas y calcáreas, terminando la secuencia con lutitas limo-arenosas, donde las areniscas presentan secuencias turbidíticas incompletas. Revisión de estos mismos afloramientos sugiere una sedimentación de tipo hemipelágico y no turbidítico, con total ausencia de capas gradadas (Macsoy *et al.*, 1986). Al tope de esta secuencia esencialmente terrígena, se observa el desarrollo de calizas de algas y orbitoideos, que pueden estar diluidos ocultos con material terrígeno hacia el sur (río Querecual), o localmente erosionados (Macsoy *et al.*, 1986). El área geográfica que abarca esta formación se reseña en la Figura 2.16.

- **Paleoambiente**

La Formación Caratas representa una regresión con respecto a la Formación Vidoño, infrayacente (Rosales, 1960). Esta unidad fue depositada en un ambiente marino de aguas someras (Renz, 1962), aumentando la profundidad hacia el este (Lamb, 1964). Macsoy *et al.*, (1986) interpretan el ambiente de depositación como un medio

marino hemipelágico, en la parte media y superior del talud epicontinental pero no turbidítico, como sugirió Galea (1985) para el extremo occidental de la serranía. Para el extremo oriental de la misma, se ha sugerido un ambiente batial para la Formación Caratas (Lamb 1964; Rossi *et al.*, 1987).

En el río Capiricual y río Guarapiche, en base al contenido microfaunal y las características macro-sedimentológicas, se propone un paleoambiente de plataforma media a externa, sometida a corrientes de velocidad variable (Furrer y Castro, 1997).

Furrer y Castro (1997) reconocen cambios verticales en el ambiente de sedimentación de base a tope, en el Eoceno Temprano zona P7-P8 de Blow (1969) se observa una limolita gris, con ambiente de plataforma externa a talud. El Eoceno Temprano es de plataforma externa a talud. El Eoceno Tardío, zonas P15-P16 de Blow (*op cit*) es de ambiente de talud con glauconita; foraminíferos plácticos con fuerte disolución. El Eoceno Tardío, zonas P15-P17 de Blow (*op cit*), es de ambiente batial, no se observa tanta disolución.

- **Miembro Tinajitas**

Fue definido por Hedberg y Pyre (1944) como perteneciente a la Formación Merecure, posteriormente Hedberg (1950) elevó su rango al de formación en la parte inferior del Grupo Merecure. La unidad consistía, en orden ascendente, de calizas y capas calcáreas, areniscas macizas y lutitas. En vista que los últimos dos elementos eran iguales a los de las formaciones Los Jabillos y Areo, respectivamente, Salvador (1964) propuso la restricción del nombre Tinajitas para designar únicamente a las calizas basales, que lógicamente se consideran como miembro de la Formación Caratas. El rango de edad que abarca el período de depositación corresponde al Eoceno Tardío-Oligoceno.

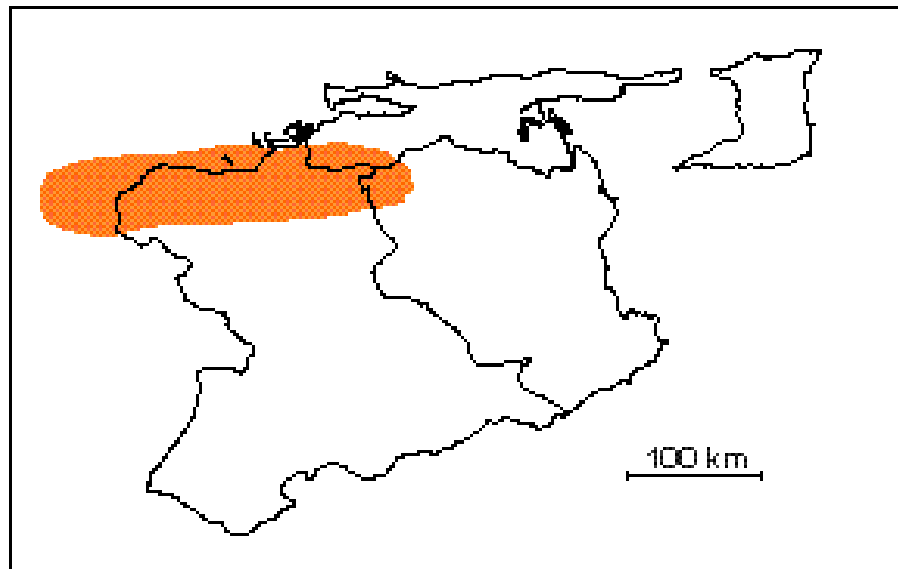


Figura 2.15 Área de extensión de la Formación Vidoño, (Tomado de CECPV, 1988)

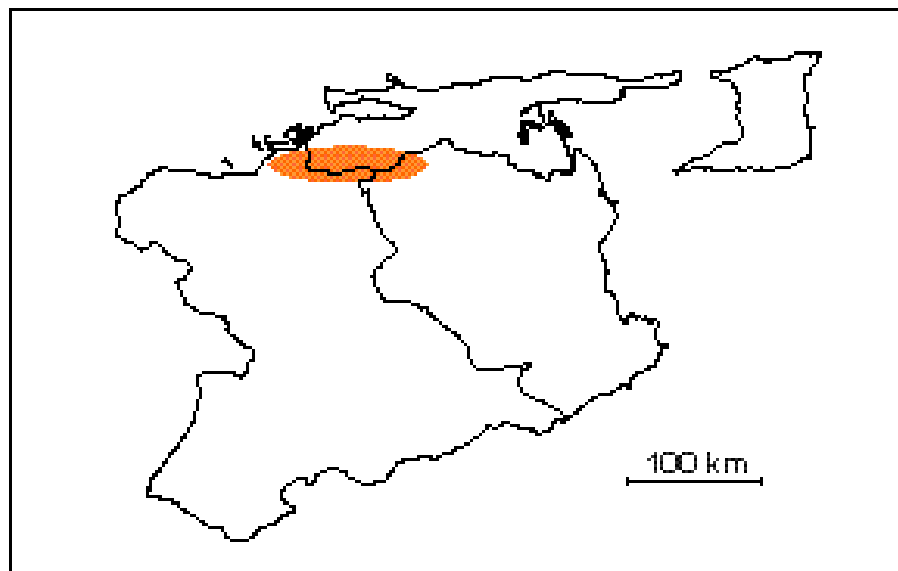


Figura 2.16 Área de extensión de la Formación Caratas, (Tomado de CECPV, 1988)

El Miembro Tinajitas, desde su definición original, fue considerado un depósito arrecifal, de aguas someras, por considerar a las algas y a los foraminíferos orbitoidales como típicos de dicho ambiente (Hedberg y Pyre, 1944). Galea (1985) identifica las algas como melobesiales y define las calizas como biostromales, depositadas sobre el margen de la plataforma; se insiste en las condiciones de alta energía que sugieren una circulación de mar abierto (Capet, 1990).

2.6.5 Formación Los Jabillos

- **Autor**

H. D. Hedberg, 1937.

- **Edad**

Oligoceno.

- **Localidad Tipo**

Hedberg (1937) la ubica a 600 m aguas abajo del paso Santa Anita hasta un punto 400 m aguas abajo de la boca de la quebrada La Haciendita. La formación toma su nombre del cerro Los Jabillos, al este de la sección tipo.

- **Litología**

De Sisto (1972) describió a Los Jabillos en el campo La Vieja como "areniscas gruesas y macizas, comúnmente claras a gris rosado, de grano medio a grueso, muy duras y cuarcíticas, intercaladas con capas delgadas de lutitas y algunas capas de

carbón". Macsotay *et al.* (1986) describieron la formación como principalmente de areniscas cuarcíferas, de grano medio a grueso, en capas de gran espesor, con intercalaciones de lutitas limosa y comúnmente rítmicas. La Figura 2.17 muestra la distribución geográfica de la Formación Los Jabillos.

- **Paleoambiente**

Rosales (1967 en CIEN, 2003) describe un ambiente marino litoral con influencia fluvial. En base a la fauna, Furrer y Castro (1997) la ubican en un ambiente de plataforma externa o talud superior. Yoris (1989) califica a Los Jabillos como "facies arenosas" compuestas de abanicos internos conglomeráticos y "facies lutitas-arenosas" de abanico medio e externo, incluso con "fanglomerados" depositados en el talud. Macsotay *et al.*, (1986) consideran un ambiente de barras submarinas en una plataforma interna basados en los icnofósiles.

En los ríos Capiricual y Guarapiche, desde el punto de vista paleoambiental, la presencia de microfauna planctónica y nannoplancton calcáreo en varios intervalos pelíticos, sugieren una paleoprofundidad de plataforma externa o talud superior.

2.6.6 Formación Areo

- **Autor**

H. D. Hedberg, 1950.

- **Edad**

Oligoceno.

- **Localidad Tipo**

Hedberg (1950) propuso como sección tipo la que aflora en el río Arco al este de San Juan, entre la desembocadura de la quebrada Rosario hasta el eje del sinclinal por debajo de El Salto. La localidad está en el distrito Cedeño, estado Monagas.

- **Litología**

Hedberg (1950) menciona que la litología predominante son lutitas grises con capas delgadas de concreciones, glauconíticas de ferrolita amarillenta a rojiza, asociadas con moluscos. Asociado a las lutitas se observan también capas ocasionales de areniscas cuarcíticas duras, gris claro a blanco, de 1 a 10 m de espesor, con fracturas perpendiculares a la estratificación y algunas calizas duras y delgadas. Salvador (1964) describe en el área de Tinajitas, un grupo de lutitas calcáreas gris-verdoso, limolitas verdosas y glauconíticas con foraminíferos y areniscas de grano fino, duras, gris y arcillosas. Lamb (1964) menciona la presencia de limolitas gris muy fosilíferas y lutitas gris oscuro, en la sección del río Aragua. Socas *et al.*, (1991), describieron a un Areo atípico en el área de Naricual, formada por lutitas gris oscuras con diques de arenisca e intercalaciones de limolitas y areniscas delgadas con cemento calcáreo y concreciones ferruginosas alrededor de fósiles bivalvos. La distribución geográfica de la Formación Areo se reseña en la Figura 2.18.

- **Paleoambiente**

Socas *et al.*, (1991) interpretan un ambiente de plataforma media. Vivas y Macsotay (1995) la ubican en un ambiente sedimentario de plataforma

2.6.7 Formación Naricual

- **Autor**

A. H. Garner, 1926.

- **Edad**

Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

- **Localidad Tipo**

La localidad tipo está 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 (Hedberg y Pyre, 1994)

- **Litología**

La formación se compone de un tramo inferior de 488 m de lutitas carbonosas, lutitas arenosas y areniscas, un tramo medio de 914-1.067 m que contiene los "paquetes" carboníferos de Santa María, Mallorquín y Araguüita, y un intervalo superior de 457 m de areniscas gruesas intercaladas con lutitas grises no-fosilíferas y algunos carbones.

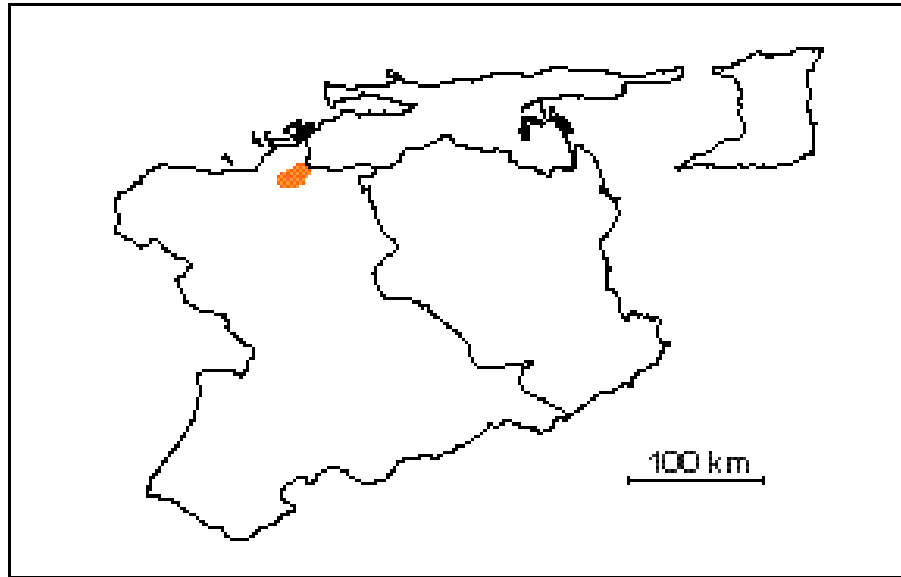


Figura 2.17 Área de extensión de la Formación Los Jabillos, (Tomado de CECPV, 1988)

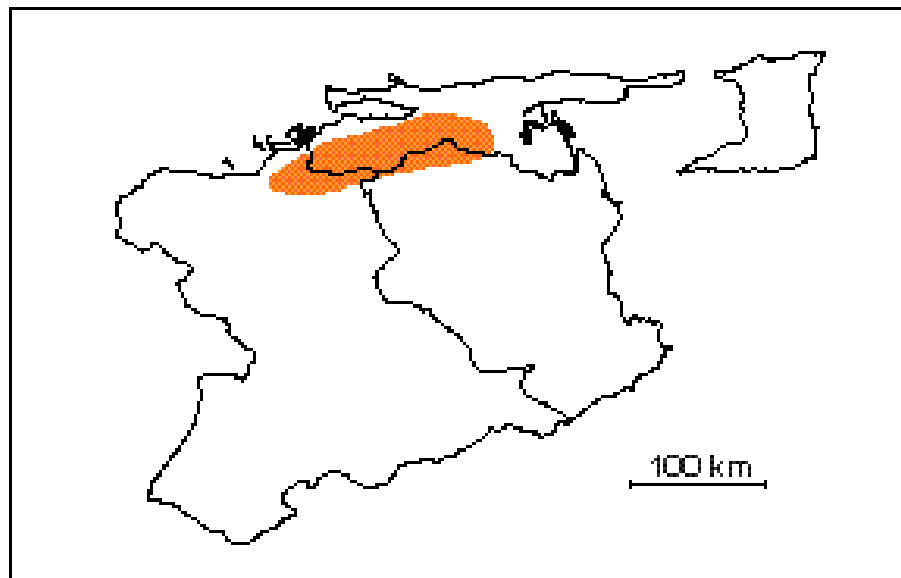


Figura 2.18 Área de extensión de la Formación Areo, (Tomado de CECPV, 1988)

Las areniscas son típicamente masivas, de color claro, cuarzosas, friables a cuarcíticas y de grano medio a grueso (Hedberg y Pyre, 1950). Hacia el este, Peirson (1965) describió 15% a 25% de areniscas blancas y cuarzosas, hasta 1% de carbón y 75%-85% de lutitas ligníticas, lutitas arenosas y limolitas, todo finamente laminado. La distribución geográfica de la formación se muestra en la Figura 2.18.

Las areniscas meteorizan a amarillo, marrón ferruginoso y, localmente, a rojizo o rosado. Son compactas, bien estratificadas, duras a muy duras, cuarcíticas, de grano fino a grueso con ocasionales guijarros redondeados, con engrosamiento de granos hacia arriba, de buen escogimiento, raramente calcáreas, con cemento de sílice o material arcilloso. Las rizaduras y la estratificación cruzada son comunes.

Las lutitas y limolitas son de color gris a negro o achocolatadas, blandas, físisles o pizarrosas, arenáceas, micáceas, carbonáceas, jarosíticas, meteorizan a amarillo, rojo, o marrón; son prácticamente estériles de microfósiles.

- **Paleoambiente**

El ambiente sedimentario indicado por Peirson (1965) es de una fase regresiva en aguas dulces a muy salobres, relacionado a un sistema deltaico grande o una región amplia de tierras bajas pantanosas; este autor enfatizó el significado de la brusca apariencia de fanita detrítal al terminar la sedimentación de Naricual y sugirió una fuente de sedimentos en el Escudo de Guayana para Naricual y una fuente hacia el norte de terrenos en levantamiento para las unidades faníticas sobreyacentes.

Socas *et al.*, (1991) en el estudio que realizaron sobre la localidad tipo de la Formación Naricual determinaron, con base en estructuras de corriente, megarizaduras, estratificación cruzada y festoneada, marcas de arrastre y turboglifos,

que las paleocorrientes se orientaban hacia el S40°E, con la proveniencia de los sedimentos desde el noroeste. Además, encontraron del 1% a 26% de fragmentos de origen metamórfico, sedimentario e ígneo volcánico, correspondientes al bloque continental (Escudo de Guayana) y a un orógeno reciclado (Serranía del Interior en levantamiento); una menor cantidad pertenece al arco magmático.

Socas *et al.*, (1991) indicaron que los sedimentos de la localidad tipo fueron depositados en el flanco norte de la cuenca antepaís en ascenso producto del levantamiento de la Serranía del Interior, en un ambiente regresivo de talud a plataforma externa en la base, que varía hacia el tope a marino abierto marino restringido, lo cual lo diferencia de Naricual de los campos El Carito, Furrial, Orocuá, Chaguaramal y otros, depositado en el flanco sur de la cuenca, concluyendo que los dos Naricual corresponden a unidades distintas.

CAPÍTULO III

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

El presente capítulo resume los resultados obtenidos a partir del análisis secuencial estratigráfico realizado en el área de estudio, zona noreste del estado Monagas, específicamente en los campos Orocuál y Chaguaramal. Se describirán los resultados obtenidos tomando en cuenta cada uno de los parámetros determinados para su análisis, que comprenden la evaluación estructural del área y el análisis secuencial con todos los elementos que lo constituyen. El estudio se realizó en el intervalo constituido por las formaciones San Juan, Vidoño, Caratas, Los Jabillos, Areo y Naricual.

3. 1 Geología estructural local

Dentro de los objetivos del trabajo no está contemplado un estudio profundo de los principales elementos estructurales del área, sin embargo mediante el análisis de la sísmica se realizó una interpretación que permite entender como se encuentran afectadas las unidades analizadas por los eventos estructurales regionales.

Como se reseñó en el capítulo anterior, la zona presenta una estructura tipo anticlinal con rumbo noreste-suroeste y buzamiento noroeste, asimétrico. Está definida en el bloque superior del Corrimiento de Orocuál, o bloque inferior del Corrimiento de Pirital. Esta estructura se conforma producto de los efectos generados por un margen compresivo en el norte de la cuenca producto del choque entre las placas Suramericana y del Caribe, durante el Mioceno Medio (Flinch, 1997). Este evento genera a su vez varias estructuras de reajuste, como lo son los dos corrimientos mencionados que presentan una dirección de transporte hacia el suroeste y se horizontalizan en profundidad. Estos elementos producen una gran deformación en la zona que afecta el conjunto sedimentario. La Figura 3.1 muestra un mapa estructural

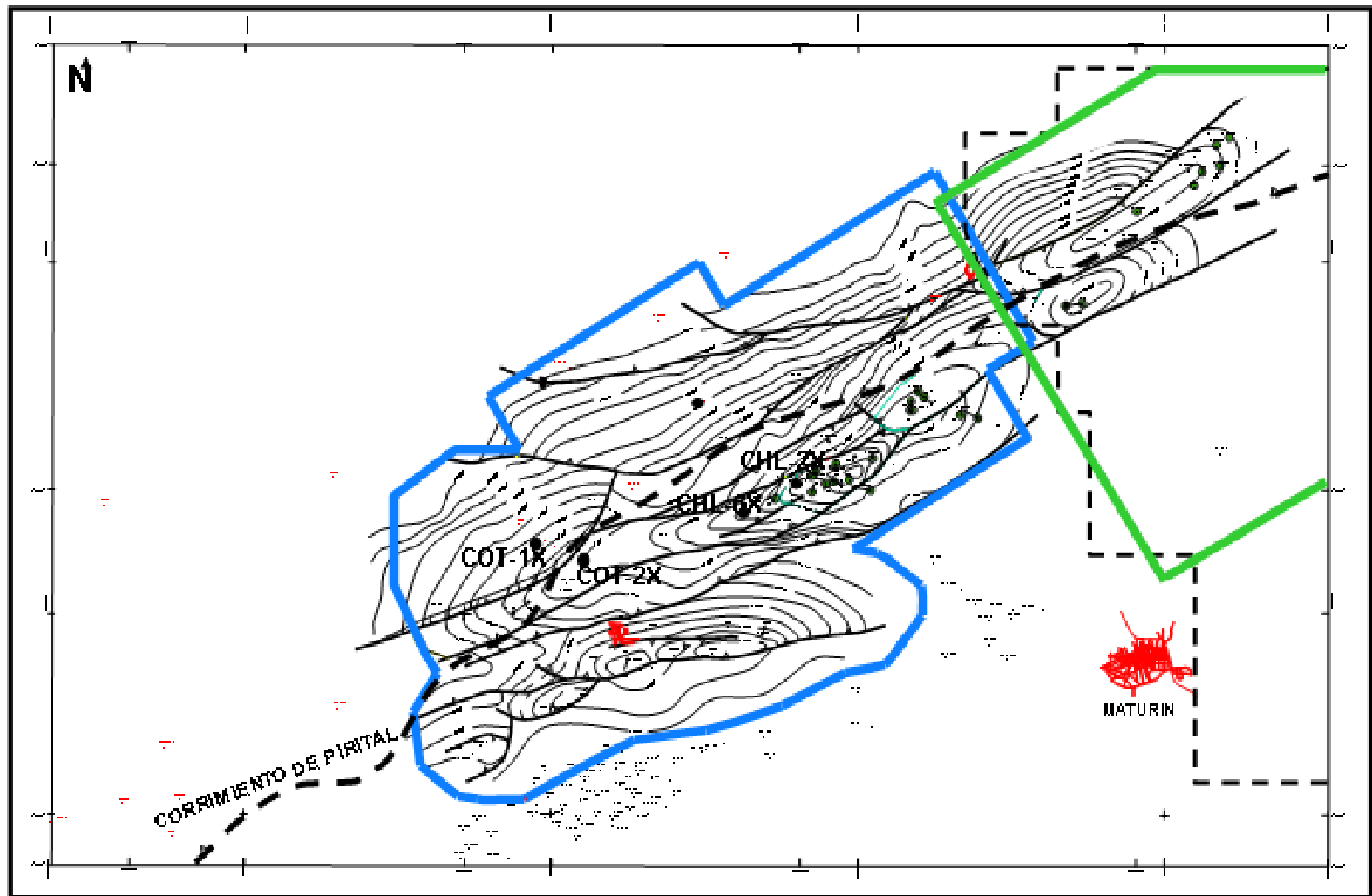


Figura 3.1 Mapa estructural en profundidad tope Cretácico de la Formación San Juan. Las líneas verde y azul dividen zonas de producción de hidrocarburo. Tomado del P.G.P. Cotoperí Norte (2001)

en profundidad del tope de la Formación San Juan donde se aprecia el corrimiento principal de Pirital, con sus corrimientos asociados.

El análisis estratigráfico secuencial, como el que se presenta en este trabajo, se realiza en márgenes tectónicos pasivos, donde la deformación estructural no influye en la depositación normal de sedimentos, permitiendo la formación de los diversos sistemas encadenados que constituyen los diferentes tipos de secuencias. La zona de estudio se encuentra actualmente deformada por los eventos descritos en el párrafo anterior, sin embargo estos eventos fueron posteriores a la sedimentación, por lo que el análisis secuencial se realizó partiendo de la idea que la sedimentación de las formaciones objetivo de este estudio ocurrió en un margen tectónico pasivo.

En las figuras 3.2 y 3.3 se muestran secciones sísmicas interpretadas del área de estudio donde se aprecia el sistema de deformación que afecta las formaciones objetivo. Se observa un conjunto de bloques constituidos por los cuerpos litológicos de las formaciones analizadas, divididos por fallas de reajuste, normales e inversas, que se encuentran asociadas a los corrimientos principales: Corrimiento de Orocuál y Corrimiento de Pirital. Las formaciones se encuentran fracturadas en bloques donde las fallas que se aprecian son interformacionales y no intraformacionales, es decir cortan todos los cuerpos litológicos en conjunto y no de forma individual, por lo que se propone que ocurrieron en un período posterior a la depositación en la cual ya se encontraban todos conformados.

Es importante destacar que a pesar de lo expuesto anteriormente, se observó en algunas líneas sísmicas lo que puede ser una falla sintectónica, elemento que sugiere inestabilidad para el período de depositación, pero por ser un elemento aislado se asume como un evento local que no permite el descarte de la hipótesis que sugiere un régimen tectónico pasivo desde el Cretácico Tardío (Maastrichtense) hasta principios del Oligoceno.

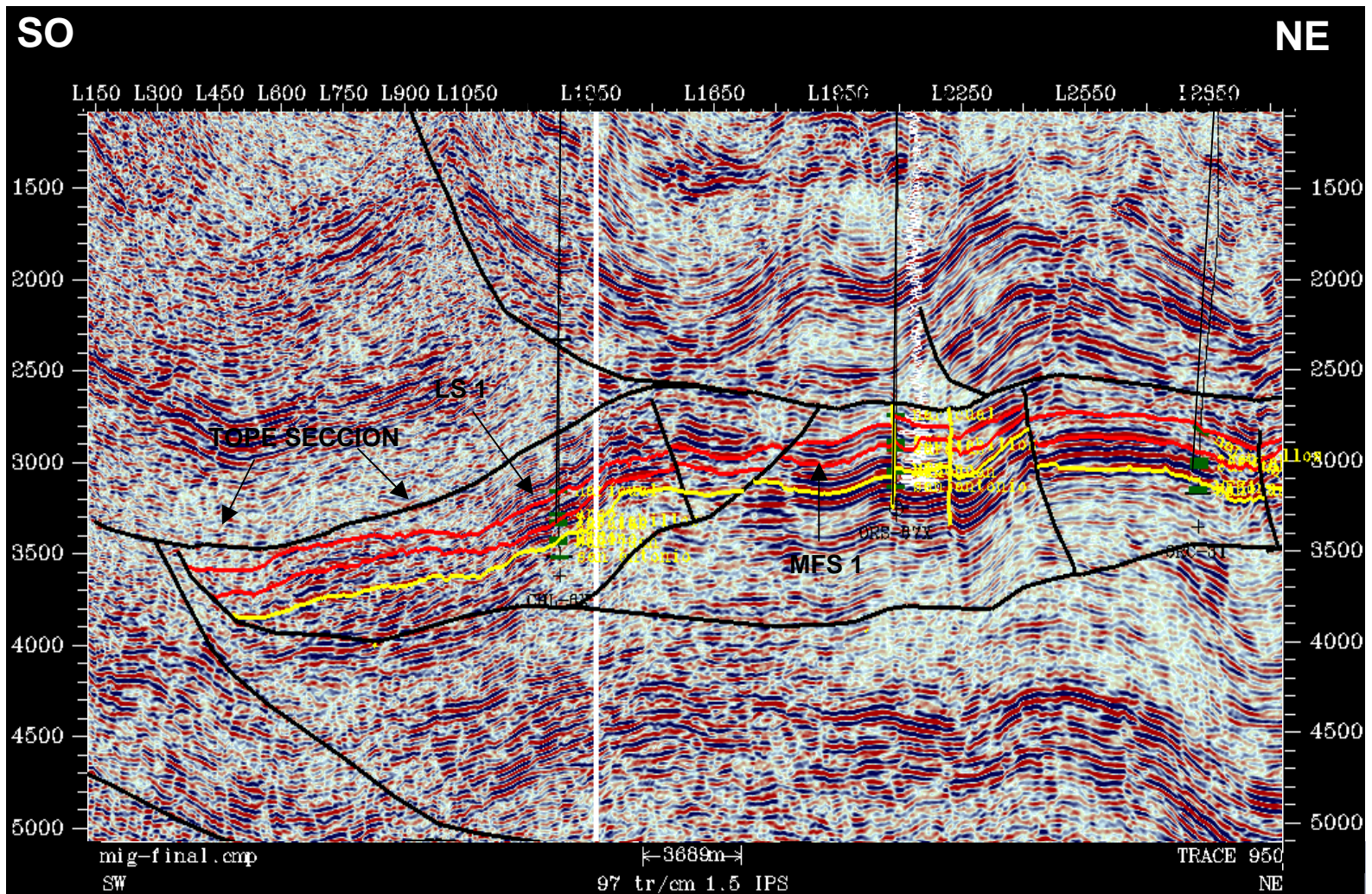


Figura 3.2 Sección sísmica interpretada del intervalo de estudio con rumbo SO-NE. Se observa la deformación que afecta el intervalo de estudio, constituido por fallas de reajuste, normales e inversas que cortan todas las formaciones en conjunto. Los reflectores marcados son las superficies con mayor continuidad e imperancia acústica

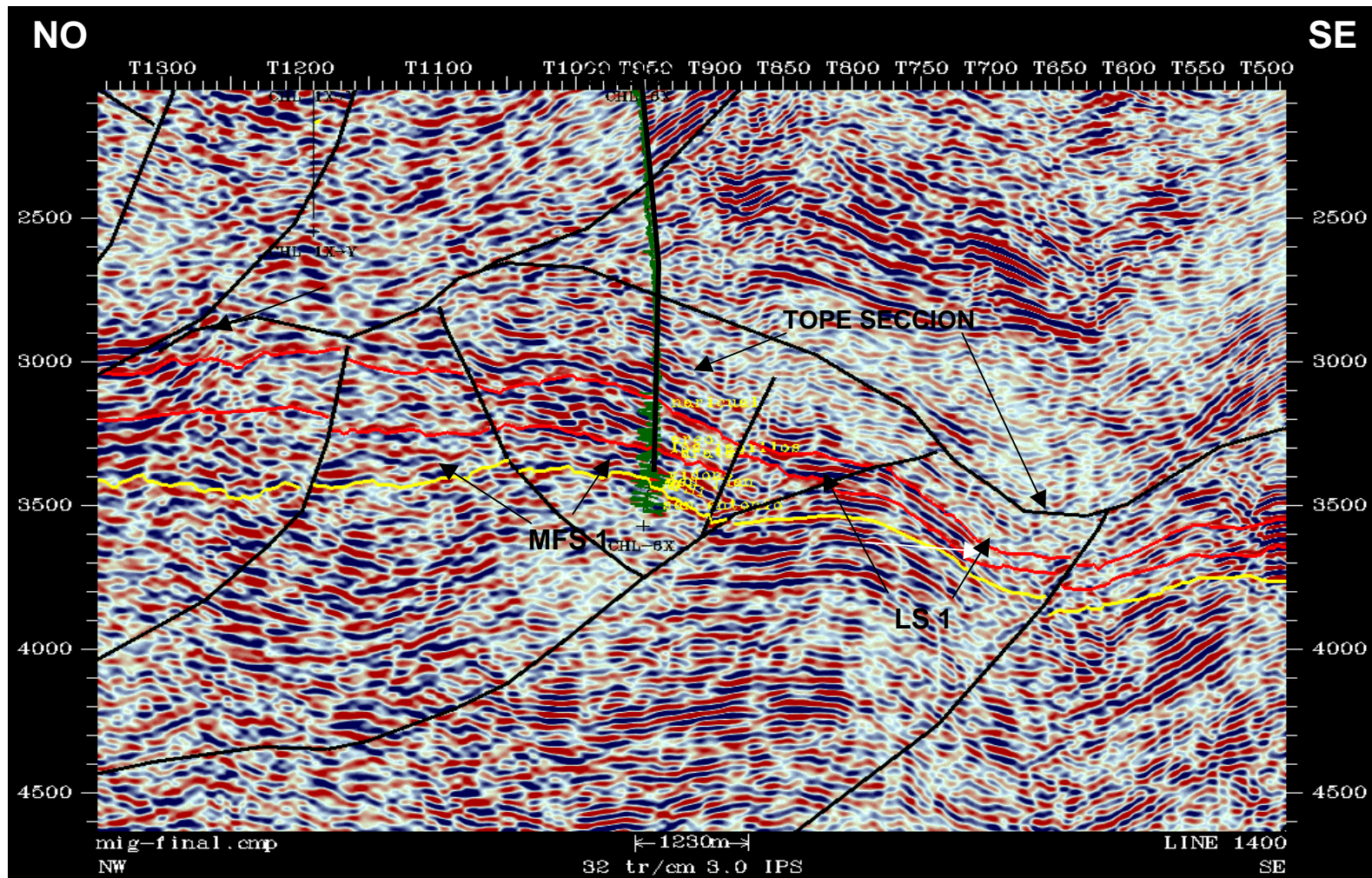


Figura 3.3 Sección sísmica interpretada del intervalo de estudio con rumbo NO-SE. En la misma se muestra el sistema de fallas inversas y normales que afectan las formaciones objetivo. De igual forma que en la Figura 3.2 se observa que las fallas son intraformacionales y no interformacionales afectando los cuerpos litológicos en conjunto y no de forma

3.2 Análisis secuencial del área

El análisis secuencial realizado en el área se efectuó siguiendo una metodología específica, la cual se encuentra reseñada en el primer capítulo. En la etapa inicial del estudio se observaron en los registros de pozos disponibles, radiactivos, eléctricos y sísmicos, los patrones de apilamiento distintivos, así como también las relaciones existentes entre las litologías que las conforman. Tomando en cuenta las variaciones laterales y verticales de dichas litologías se realizó una interpretación preliminar de las formaciones objetivo. Seguidamente con el uso de los datos proveniente de los estudios sedimentológicos y bioestratigráficos se soportó dicha interpretación y se procedió a determinar las posibles superficies de máxima inundación y límites de secuencia. Después de determinar las superficies límites, se interpretaron las unidades depositacionales para obtener, como producto final del estudio, las secciones estratigráficas y mapas isópacos que muestran la distribución vertical y horizontal de las unidades definidas. En la última fase del análisis se dataron las superficies de máxima inundación y los límites de secuencias buscando su equivalente con los referidos en la tabla de ciclos eustáticos correspondientes al Mesozoico y Cenozoico de Haq *et al.*, (1988) y se propuso un modelo secuencial para la zona.

A continuación se describen, las unidades depositacionales en forma detallada, analizando los parámetros característicos que permitieron la diferenciación de los “sistemas encadenados”.

La unidad básica en los estudios de estratigrafía secuencial es la “secuencia depositacional” (Vail *et al.*, 1977), definida como una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados que se encuentran limitados por discordancias o sus concordancias correlativas. Las secuencias depositacionales se generan durante un ciclo simple de cambio relativo del nivel del mar (ciclos de 3^{er} orden) y puede subdividirse en sistemas encadenados (Apéndice A).

Dos o más secuencias depositacionales se combinan en el tiempo para formar, en una escala mayor, paquetes genéticos limitados por discordancias, son conocidas como súpersecuencias (ciclos de 2^{do} orden). Una súpersecuencia está conformada a su vez por una fase regresiva y por una fase transgresiva.

En este estudio se definieron de base a tope un total de cinco unidades depositacionales denominadas Unidad I, II, III, IV y V respectivamente, las cuales se encuentran restringidas por límites de secuencia (Tabla 3.1). de acuerdo con la tabla de Haq *et al.*, (1988). Algunas de las unidades propuestas corresponden con ciclos de 3^{er} orden mientras que otras agrupan a más de un ciclo de 3^{er} orden. Aunque la terminología de sistemas encadenados se aplica a ciclos de 3^{er} orden, los patrones de apilamiento de las unidades definidas muestran tendencias transgresivas y regresivas por lo que en este trabajo se aplican los términos de sistemas encadenados de bajo nivel, de margen de plataforma, transgresivo y de alto nivel de manera general sin importar la duración de las unidades depositacionales.

El pilar del análisis secuencial, fue el reconocimiento de las superficies estratigráficas tipo cada una por características distintivas, bien sea por datos bioestratigráficos, características litológicas, patrones de apilamiento, etc.; permitiendo identificar, límites de secuencia, superficies de máxima inundación y superficies transgresivas.

Los límites de secuencias identificados son las superficies que ayudaron a definir la base y tope de las unidades depositacionales. De igual manera las superficies transgresivas y de máxima inundación muestran los períodos de transgresiones marinas que permiten la diferenciación interna de los sistemas encadenados que conforman cada una de las unidades definidas. En la Tabla 3.1 se muestran todas las superficies estratigráficas identificadas en el análisis secuencial realizado.

El reconocimiento de las superficies de máxima inundación se basó principalmente en la integración de los datos observados en las respuestas electrográficas de las curvas de registros de pozos, en la descripción sedimentológica descrita en los estudios análisis de núcleos y muestras de canal y en el contenido faunal observado en los informes bioestratigráficos. En total se identificaron cinco superficies de máxima inundación.

Los límites de secuencia en la zona de estudio se encuentran al final de los sistemas encadenados de alto nivel y particularmente donde existen variaciones de los patrones progradantes de los sedimentos con respecto a los estratos suprayacentes. Dentro de la sección de rocas estudiadas se pudieron identificar seis límites de secuencia.

SUPERFICIE ESTRATIGRÁFICA	TIPO
LS 5	Límite de secuencia
MFS 5	Superficie de máxima inundación
ST 5	Superficie transgresiva
LS 4	Límite de secuencia
MFS 4	Superficie de máxima inundación
ST 4	Superficie transgresiva
LS 3	Límite de secuencia
MFS 3	Superficie de máxima inundación
LS 2	Límite de secuencia
MFS 2	Superficie de máxima inundación
ST 2	Superficie transgresiva
LS 1	Límite de secuencia
MFS 1	Superficie de máxima inundación
ST 1	Superficie transgresiva
LS 0	Límite de secuencia

Tabla 3.1 Superficies estratigráficas identificadas en el análisis secuencial

3.2.1 Unidad I (Cretácico Tardío – Paleoceno Tardío)

La Unidad I se conforma por los sistemas encadenados de bajo nivel (LST 1), transgresivo (TST 1) y de alto nivel (HST 1). Está limitada en la base por un límite de secuencia tipo I (LS 0) y en el tope por un límite de secuencia tipo II (LS 1). Las figuras 3.4, 3.5 y 3.6 muestran secciones estratigráficas donde se observa la distribución vertical y horizontal de la Unidad I y de los sistemas encadenados que la conforman.

El sistema encadenado de bajo nivel está ubicado en la base de la unidad, delimitado en su base por el límite de secuencia LS 0 y en el tope por la superficie transgresiva ST 1. El sistema se desarrolla durante el Cretácico Tardío (Maastrichtiense) dentro de lo que se conoce litoestratigráficamente como Formación San Juan.

El límite (LS 0) es ubicado en la parte basal de la Formación San Juan a 50' encima del contacto con la Formación San Antonio, es interpretado como la base de un sistema de canales o valles incisos generados por la exposición de la plataforma. Este límite se distingue fácilmente en toda el área en los registros de pozos, específicamente por el cambio que se observa en los registros radiactivos debido a la transición entre los sedimentos de la Formación San Antonio y la Formación San Juan. Este límite fue interpretado como un límite tipo I y está asociado a la migración de la línea de costa y la progradación de sur a norte de sedimentos de origen continental (ver Capítulo II)

Tomando en cuenta la tendencia general que despliegan los registros de pozos que atraviesan el sistema de bajo nivel se puede interpretar un grupo de valles incisos conformados por canales. Kendall (2003), se refiere a este comportamiento como característico de canales fluviales y se observa mayormente en los pozos ubicados hacia la zona suroeste del área de estudio (COT-2X, CHL-6X, ORS-58).

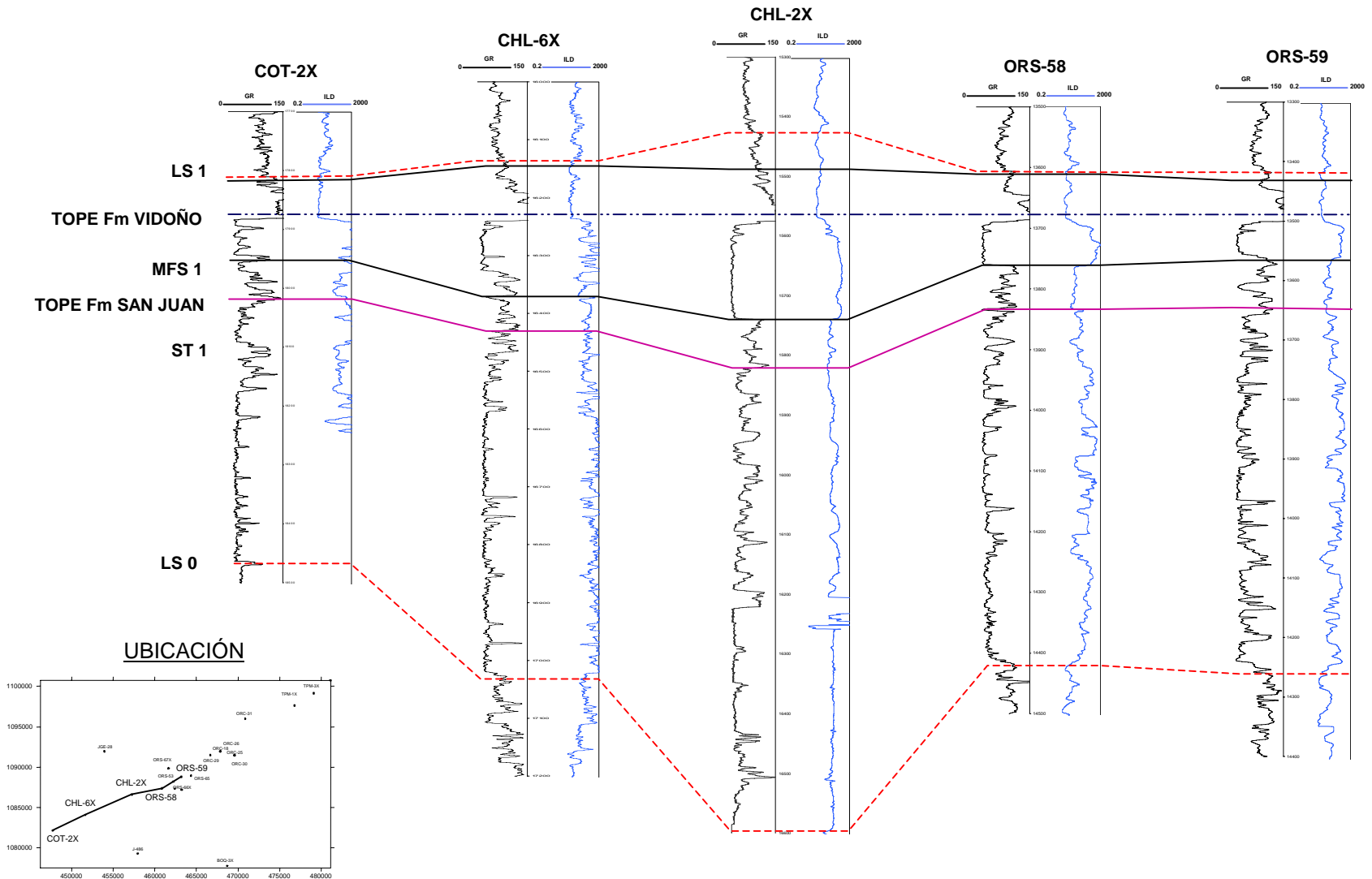
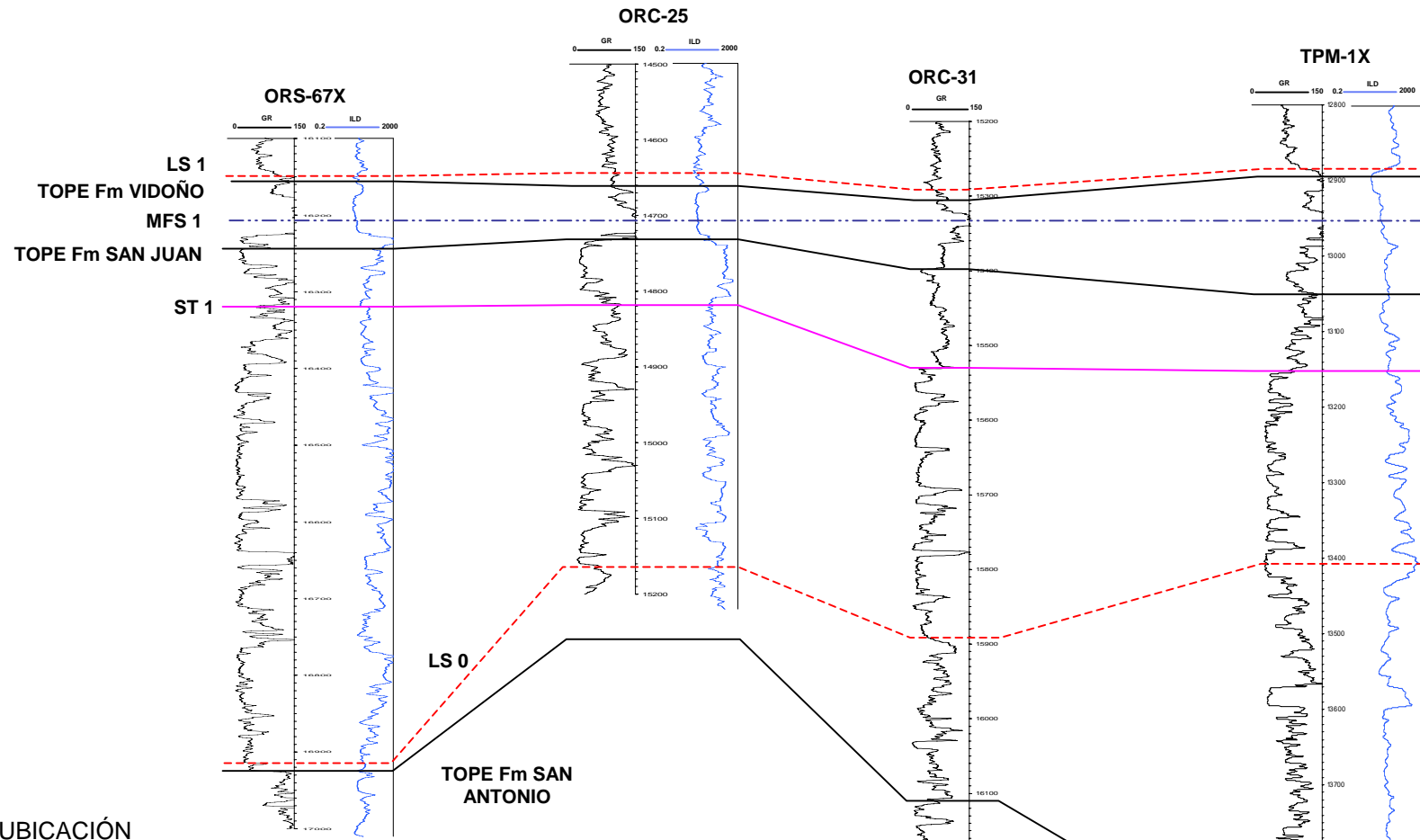


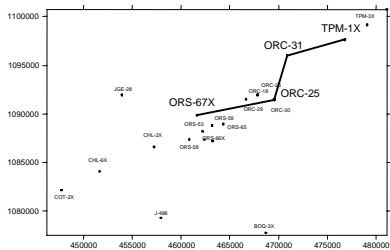
Figura 3.4 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE, horizontalizada en la superficie de máxima inundación MFS 1, donde se observa la distribución vertical y lateral de la Unidad I

LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA



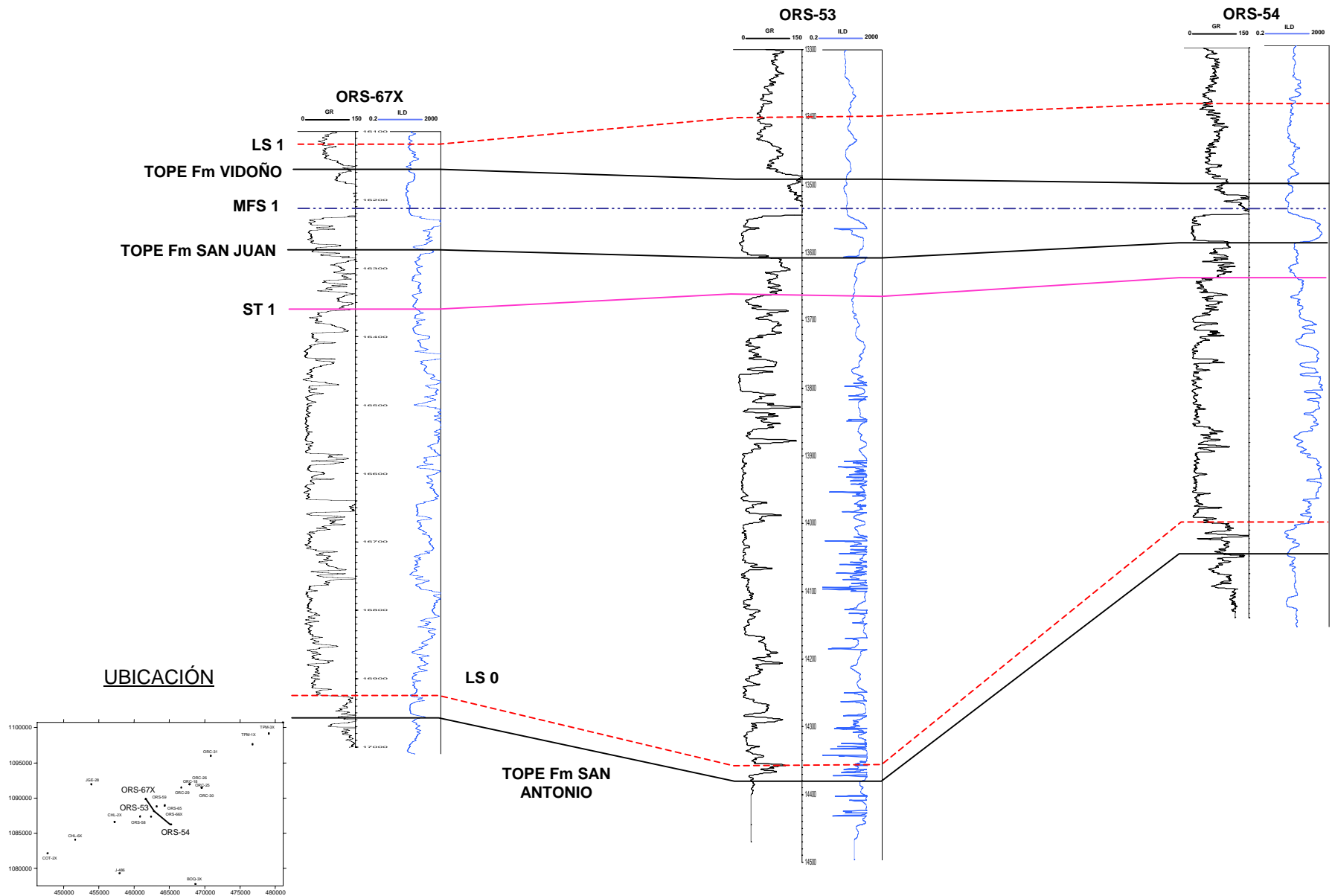
UBICACIÓN



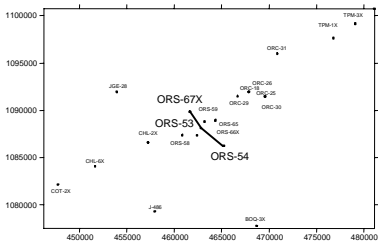
LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

Figura 3.5 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE colgada de la superficie de máxima inundación MFS 1, que muestra la variación vertical y lateral de los sistemas encadenados que conforman la Unidad I



UBICACIÓN



LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

Figura 3.6 Sección estratigráfica con dirección NO-SE de la Unidad I. La sección estratigráfica está colgada de la superficie de máxima inundación MFS 1 que facilita la visualización de los cambios laterales y verticales de los sistemas encadenados que la conforman

Los canales se solapan mutuamente, producto de un sistema de canales entrelazados, asociado a la progradación de sedimentos continentales hacia la plataforma. Los espesores de los cuerpos de arenas que conforman el sistema son erráticos, variando y perdiendo en algunos casos su continuidad lateral. De forma general se puede observar la disminución del espesor hacia el norte producto de la disminución de energía del mecanismo de aporte de los sedimentos, cuyo sentido es de suroeste a noreste.

En estudios realizados a varios núcleos se describen, en la parte inferior del sistema encadenado, una intercalación de paraconglomerados que representa un flujo masivo gravitacional de detritos. Hacia la zona media, en sentido vertical, se observan en núcleos del pozo ORS-59 una variedad de cuerpos arenosos, se aprecian secuencias de areniscas laminadas, con tendencia granodecreciente que poseen bandas microconglomeráticas en la base que varían a niveles más lutíticos hacia el tope, poseen laminaciones cruzadas tangenciales, flaser y lenticulares estos intervalos son interpretados como canales fluviales al sureste y canales de mareas al noreste; se observan en sentido ascendente cuerpos de arenas con predominio de grano fino a muy fino, de aspecto masivo con buen escogimiento y laminación cruzada en ángulos variables, con sectores que presentan un alto grado de bioturbación, estos cuerpos de arenas tienen una tendencia granocreciente, la cual se aprecia en los registros radioactivos de pozos. Son interpretados como, barras litorales y depósitos próximos costeros. En núcleos del pozo ORS-58 se observa una secuencia conformada por una interdigitación de lutitas y arenas, con un incremento de lutitas hacia el tope, con laminación cruzada en ángulos variables, tiene presencia de icnofósiles, como *Thalassinoides* y *Planolites* este depósito representa sedimentos de ambiente marino somero.

En los pozos ubicados hacia el margen septentrional (ORS-67X, ORS-31, TPM-1X) donde se profundiza la cuenca hay una variación lateral de ambientes, se aprecian otros tipos de canales que son interpretados como canales de talud y canales medios e internos pertenecientes a los abanicos submarinos. Se observa

este cambio en los registros donde el patrón que despliega la curva del registro GR se asemeja bastante al descrito por Kendall (2003) para este tipo de ambientes.

El sistema encadenado transgresivo yace directamente sobre el sistema encadenado de bajo nivel, se encuentra limitado en su base por la superficie transgresiva (ST 1) que es interpretada por el cambio en la respuesta de los registros, donde se observa la culminación de los cuerpos arenosos del sistema de bajo nivel. En su tope está delimitado por la superficie de máxima inundación (MFS 1). Se desarrolla dentro del Cretácico Tardío (Maastrichtiense) y el Paleoceno, abarcando la parte superior de la Formación San Juan y la Formación Vidoño.

La Figura 3.7 muestra el mapa isópaco donde se refleja la distribución de los espesores del sistema encadenado transgresivo (TST 1).

La superficie de máxima inundación (MFS 1) se encuentra en la Formación Vidoño, dentro de un intervalo que corresponde con un nivel condensado, el cual se encuentra asociado a tasas de sedimentación muy bajas. El nivel radioactivo de glauconita concentrada observado en los pozos corresponde a este tipo de sedimentación y marca el período de transgresión máxima durante el Paleoceno, divide los sedimentos del sistema transgresivo (TST 1) y los del sistema de alto nivel (HST 1). Litológicamente esta superficie se expresa como una lutita con alto contenido de glauconita, entre 85% y 90%, que representa un nivel condensado (Cabrera, comunicación personal). Esta superficie constituye un límite fácilmente correlacionable en toda el área, teniendo sus mayores espesores hacia el norte donde se profundiza la cuenca. Al sur, donde los sedimentos tienen mayor influencia continental, pierde expresión y su espesor disminuye sin perder su continuidad lateral. Fue usada como datum estratigráfico y en la interpretación de la configuración de la cuenca para el período en el que se depositan los sedimentos infrayacentes.

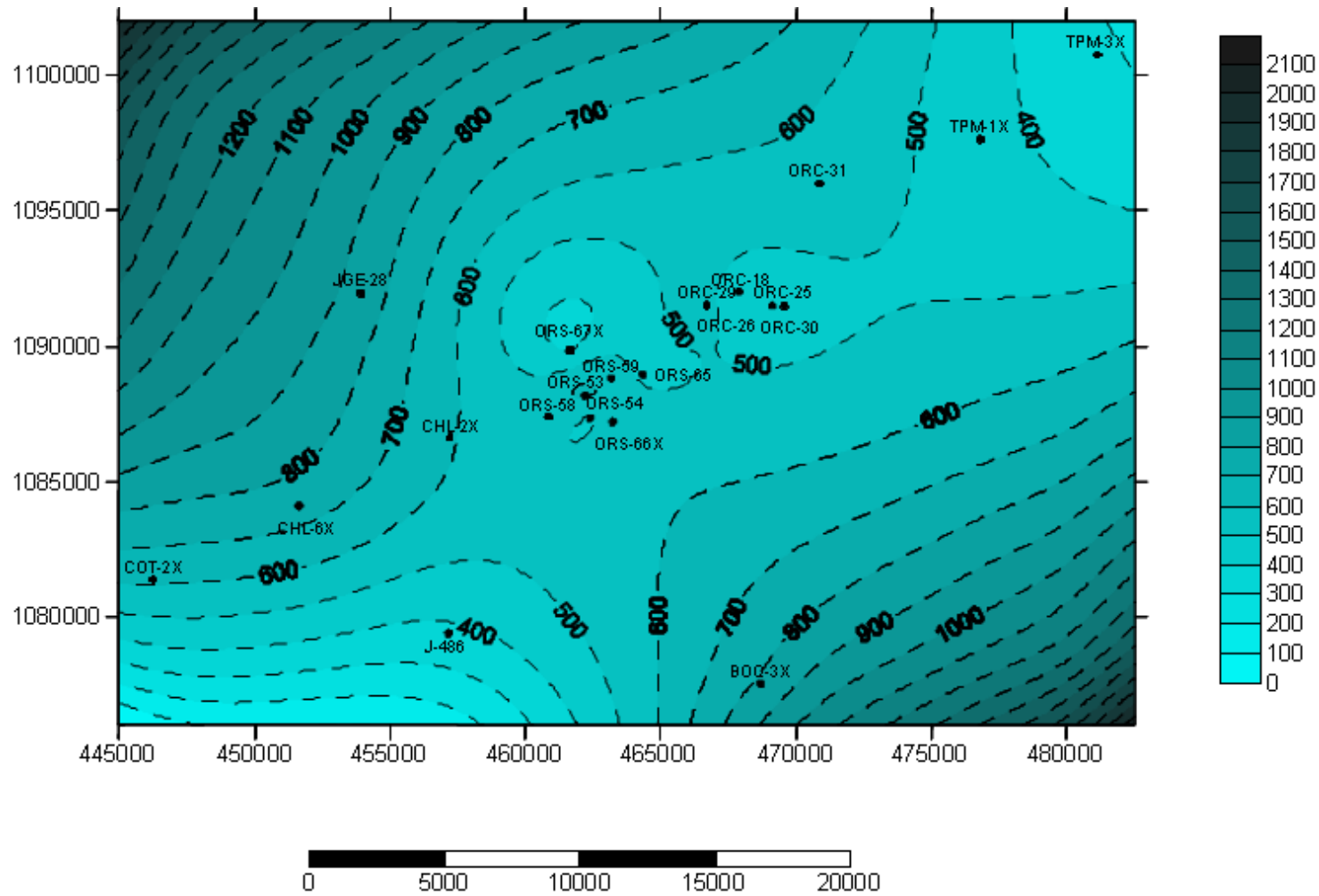


Figura 3.7 Mapa isópaco que refleja la distribución de los espesores del sistema encadenado transgresivo (TST 1)

El sistema se interpreta mediante el uso de registros eléctricos y radioactivos de pozos, donde se observa un patrón de apilamiento granodecreciente. Tomando en cuenta el comportamiento general de este sistema en el área se observa una variación de la distribución de las arenas, que disminuyen hacia el noreste, donde aumenta el contenido de sedimentos finos debido a la disminución de energía del medio de transporte y profundización de la cuenca.

La depositación de este sistema representa la máxima profundidad registrada de la secuencia, la cual es evidenciada por la superficie de máxima inundación MFS 1. En orden estratigráfico ascendente se observa una variación de ambientes. En la base Di Croce(1999) interpretó un ambiente que varía desde lagunal hasta marino somero, en los campos Cotoperí, Orocual y Chaguaramal. Hacia la zona noreste, donde se encuentra el campo Tropical, los ambientes son más marinos (P.G.P. Cotoperi Norte, 2001). Hacia el tope del sistema, los depósitos son más profundos, y podrían ser considerados como nerítico externo. Sin embargo, Cabrera (comunicación personal) mediante el uso de foraminíferos bénticos define la biofacies *Cyclammina / Reticulophragmiun* y asigna a este intervalo una variación paleobatimétrica que comprende desde nerítico medio hasta batial. La interpretación paleogeográfica del período Cretácico del área que se refleja en la Figura 3.8, es evidenciada por la disminución de espesor del microconglomerado glauconítico que se encuentra en la base de la Formación Vidoño.

El sistema encadenado de alto nivel (HST 1) limita con la parte superior del sistema encadenado transgresivo, y está restringido en su base por la superficie de máxima inundación MFS 1 y en su tope por el límite de secuencia tipo II, LS 1. El sistema se desarrolla durante el Paleoceno Tardío teniendo su sección inferior dentro de la Formación Vidoño y su borde superior en la Formación Caratas.

El límite superior (LS 1) marca el final de los sedimentos progradantes del sistema de alto nivel (HST 1) pertenecientes a la Unidad I. Se puede identificar fácilmente en los registros radioactivos, lo que permite su correlación en toda el

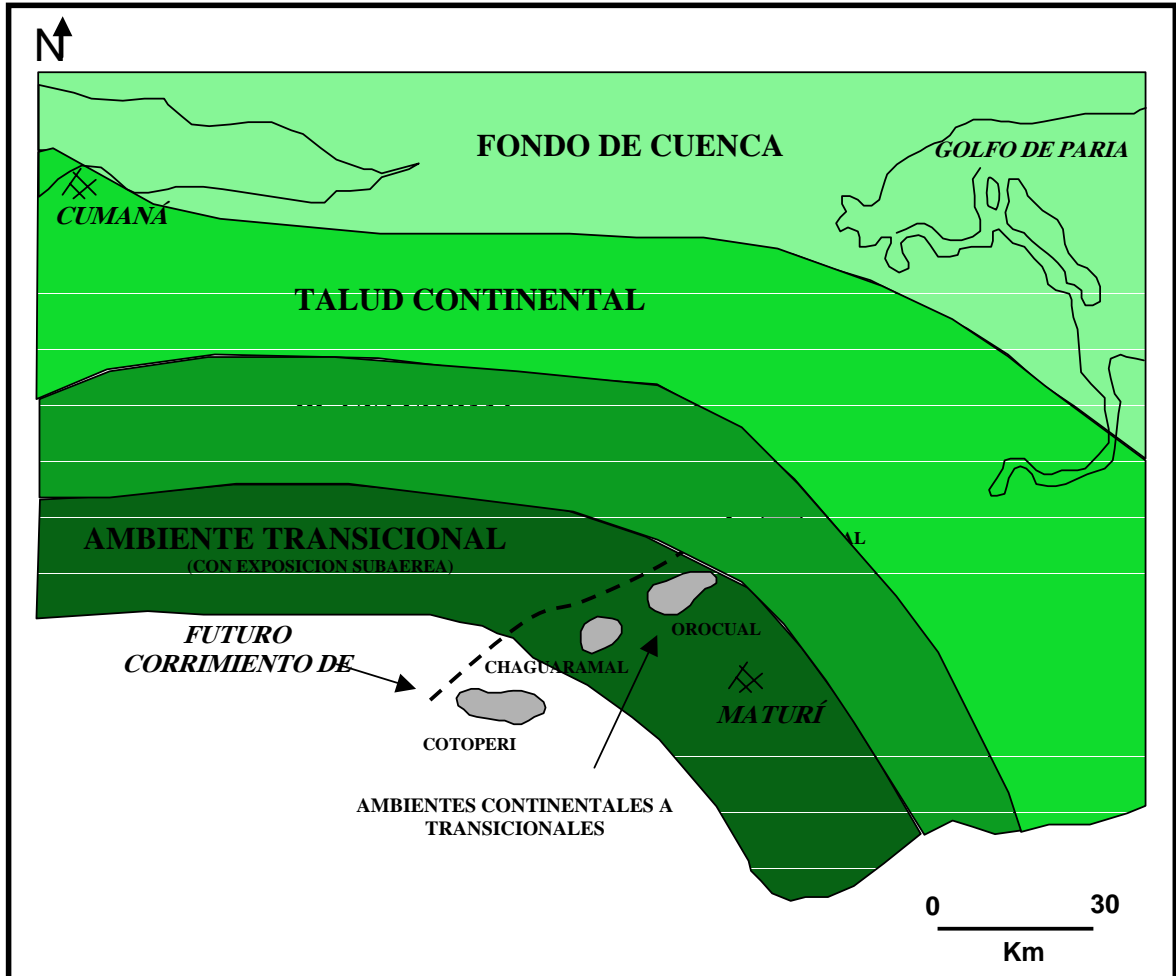


Figura 3.8 Interpretación paleogeográfica del área de estudio para el Cretácico Tardío, donde se muestra la variación espacial de los ambientes de depositación (modificado de Sams, 1995)

área. Se define como un límite de secuencia tipo II debido a que no se observa un cambio tan abrupto en las curvas que permita inferir una exposición total de la plataforma para su posterior erosión.

Este sistema presenta un patrón de apilamiento progradante, característico de este tipo de sistemas encadenados que permite su identificación, pudiéndose observar sedimentos de profundidades más someras hacia la zona suroeste donde la relación de sedimentos tiene un mayor contenido de arenas comparados con la zona noreste del área. Este cambio se observa en el comportamiento de los registros radioactivos y eléctricos de los pozos.

La depositación de este sistema se encuentra caracterizada por una variación paleobatimétrica significativa. Cabrera (comunicación personal), establece cambios de profundidad que van desde batial superior en su base donde se encuentra delimitado por el nivel condensado que marca la máxima transgresión en el Paleoceno Tardío hasta un ambiente transicional-nerítico interno, en el tope, donde culminan los sedimentos progradantes, en el cual reconoce algunos foraminíferos aglutinados (Lituolidae) y establece batimetrías no mayores de 10 metros.

La Figura 3.9 muestra el mapa isópaco donde se refleja la distribución de los espesores del sistema encadenado de alto nivel (HST 1).

La Unidad I presenta sus mayores espesores hacia el sureste alcanzando valores de 950 pies aproximadamente. Hacia la zona noroeste del área disminuye su espesor hasta los 700 pies.

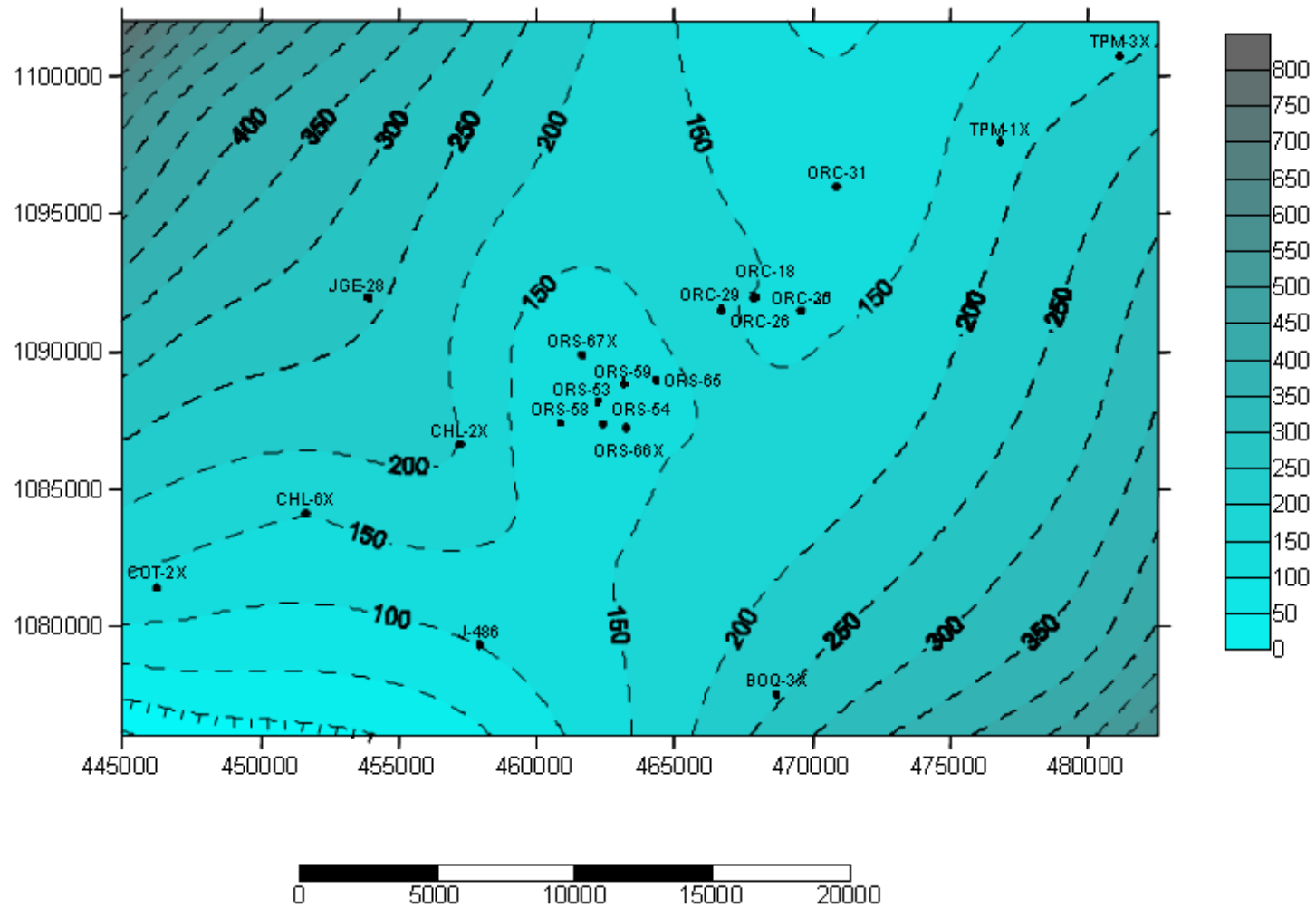


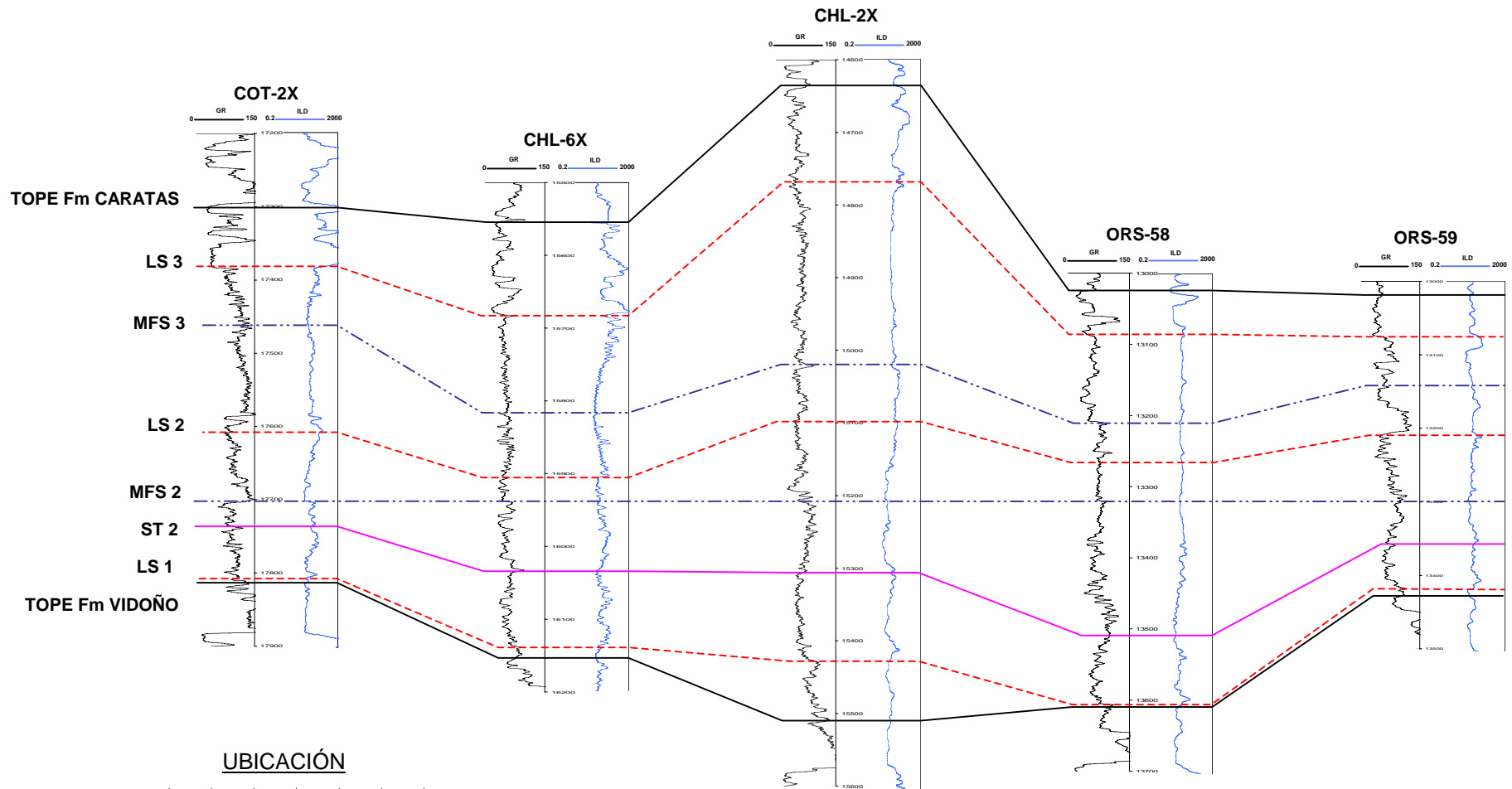
Figura 3.9 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST1). Obsérvese como el espesor disminuye hacia la zona suroeste

La edad de esta unidad está comprendida entre el Cretácico Tardío (Maastrichtiense) y Paleoceno Tardío. Los límites fueron identificados por análisis de nannoplancton calcáreo realizados en el pozo COT-2X, donde se identificó en la base de la unidad en un intervalo lutítico entre 18300' y 18420' a 30' por debajo del límite LS 0 la presencia de *Quadrum gartneri*, especie marcadora del Cretácico Tardío (Turoniense/Maastrichtiense) y de una asociación de fósiles en el tope de la unidad a 17850' de profundidad compuesta por *Fasciculithus tympaniformis* (Zonas NP6-NP9), *Sphenolithus anarrhopus* y *Toweius eminens* (Zonas NP7-NP10) que asignan a este límite como Paleoceno Tardío. Las formaciones que abarca esta secuencia son San Juan, Vidoño y Caratas en su parte inferior.

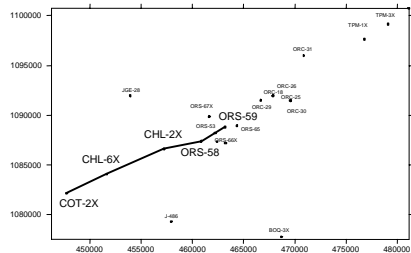
3.2.2 Unidad II (Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano)

La Unidad II se encuentra conformada por los sistemas encadenados de margen de plataforma (SMST 2), transgresivo (TST 2) y de alto nivel (HST 2).

Los límites de secuencia que marcan la base y tope de esta unidad son el límite LS 1 descrito en párrafos anteriores (ver Unidad I) y el límite de secuencia tipo II (LS 2), el cual fue interpretado como el límite de la progradación de los sedimentos que conforman el sistema encadenado de alto nivel (HST 2). La Unidad II abarca la sección inferior y media de la Formación Caratas. Las figuras 3.10, 3.11, 3.12 son secciones estratigráficas donde se observa la distribución espacial de la Unidad II .



UBICACIÓN



LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

Figura 3.10 Sección estratigráfica con dirección SO-NE horizontalizada en la superficie MFS 2 que muestra la distribución de los elementos que conforman la Unidad II

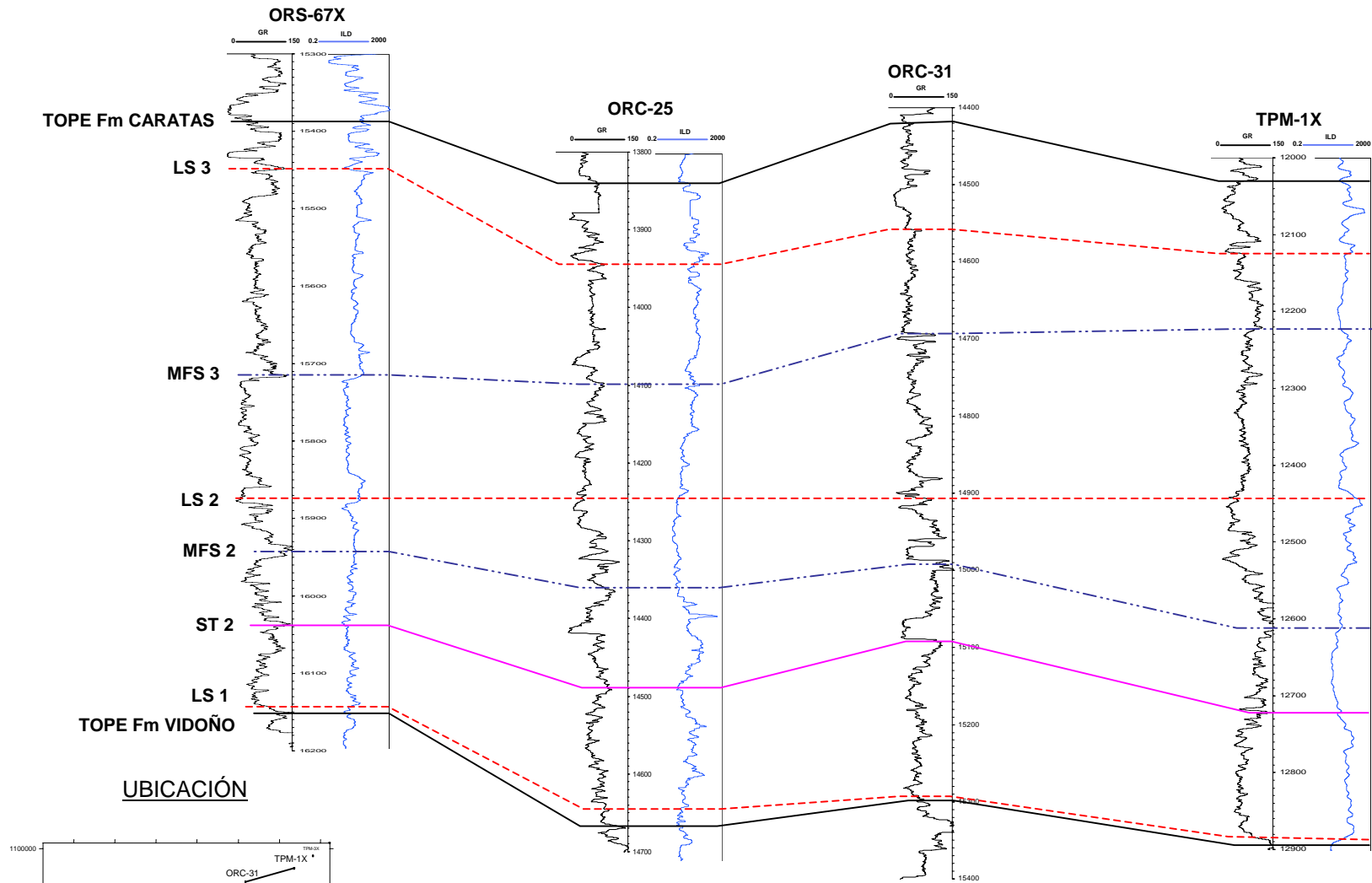


Figura 3.11 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad II, la cual se encuentra colgada en el límite de secuencia LS 2 Y permite apreciar la distribución de los sedimentos que la constituyen

LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

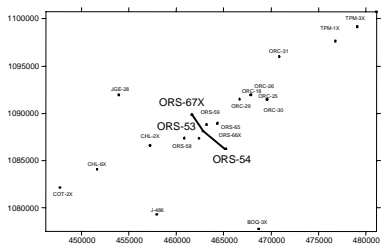
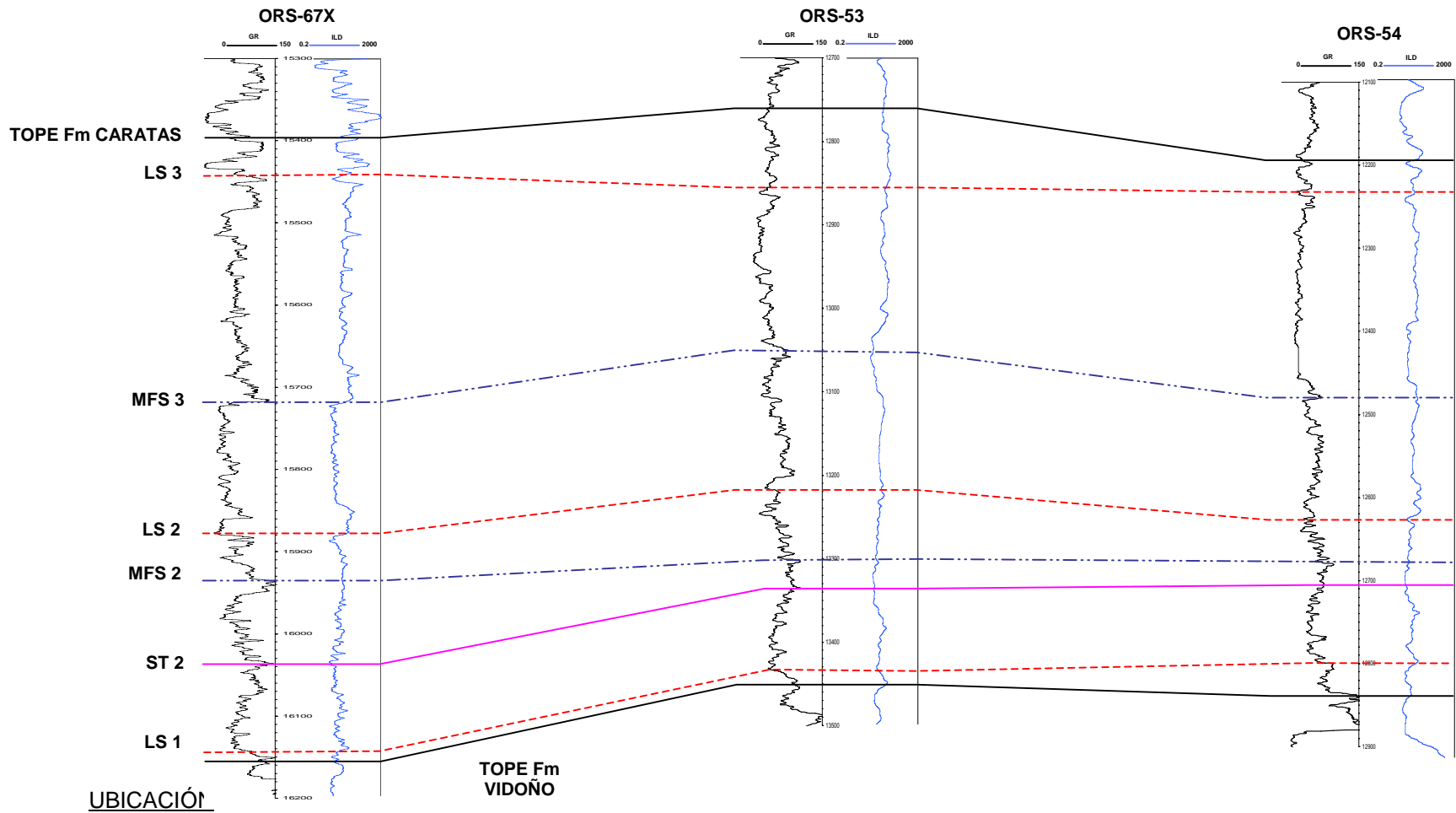


Figura 3.12 Sección estratigráfica con rumbo NO-SE que muestra la distribución vertical y horizontal de los sistemas encadenados que conforman la Unidad II

LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

En la base de esta unidad se interpreta un sistema encadenado de margen de plataforma (SMST 2), el cual se encuentra en la parte inferior de la Formación Caratas, tiene por frontera el límite de secuencia tipo II (LS 1) en su base y por la superficie transgresiva ST 2 en el tope.

El sistema se encuentra conformado por sedimentos de aguas someras que no superan los 10 metros de profundidad. Tomando en cuenta los modelos descritos por Kendall (2003), el patrón progradante de los sedimentos y la geometría que despliega el registro GR en este intervalo, que forman bases abruptas y geometrías de engrosamiento hacia el tope, el intervalo puede estar constituido por barras, sin embargo es necesario corroborar esta interpretación mediante análisis sedimentológicos de núcleos. Los sedimentos presentan una variación lateral en sentido noreste, hacia donde se profundizaba la cuenca, presentando un mayor contenido de material arcilloso.

En la zona media se encuentra el sistema encadenado transgresivo, el cual está delimitado en su base por la superficie transgresiva ST 2 y en el tope por la superficie de máxima inundación MFS 2. Se desarrolla en el Paleoceno Tardío, abarcando la parte inferior de la Formación Caratas. El ambiente en el cual se conforma este sistema nerítico interno el cual varía lateralmente a zonas más profundas hacia el noreste del área donde se identifica un ambiente nerítico medio a externo, esta interpretación se realiza mediante el análisis de foraminíferos béticos, donde se reconocen foraminíferos aglutinados (Lituolidae) (Cabrera *et al.*, 2004) litológicamente el intervalo está constituido por limolitas duras con areniscas calcáreas limosas de grano fino.

La máxima invasión marina reflejada en los sedimentos de la Unidad II se encuentra reflejada por la formación de la superficie MFS 2, litológicamente está conformada por un intervalo lutítico glauconítico (90-100% de glauconita), que constituye un

nivel condensado el cual representa condiciones más profundas y alejadas de la fuente de aporte clástico (Cabrera, comunicación personal). Divide los sedimentos del sistema encadenado transgresivo (TST 2) y del sistema encadenado de alto nivel (HST 2).

El patrón de apilamiento distintivo observable mediante registros de pozos, eléctricos y radioactivos, permiten la interpretación de este sistema encadenado, representado por parasecuencias retrogradantes. La Figura 3.13 muestra el mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 2) donde se puede apreciar la variación espacial de los espesores.

El sistema encadenado de alto nivel de la Unidad II, yace directamente por encima del sistema transgresivo, se encuentra limitado en su base por la superficie de máxima inundación MFS 2, y en el tope por el límite de secuencia tipo II, LS 2. El sistema se desarrolla durante el Paleoceno Tardío, en la parte inferior y media de la Formación Caratas.

El conjunto de sedimentos que la conforman presenta un patrón de apilamiento progradante pudiéndose observar ambientes más someros hacia la zona suroeste, presentando un mayor contenido de arenas comparados con la zona noreste del área. En el mapa isópaco, mostrado en la Figura 3.14, se aprecia el cambio de los espesores de este sistema encadenado.

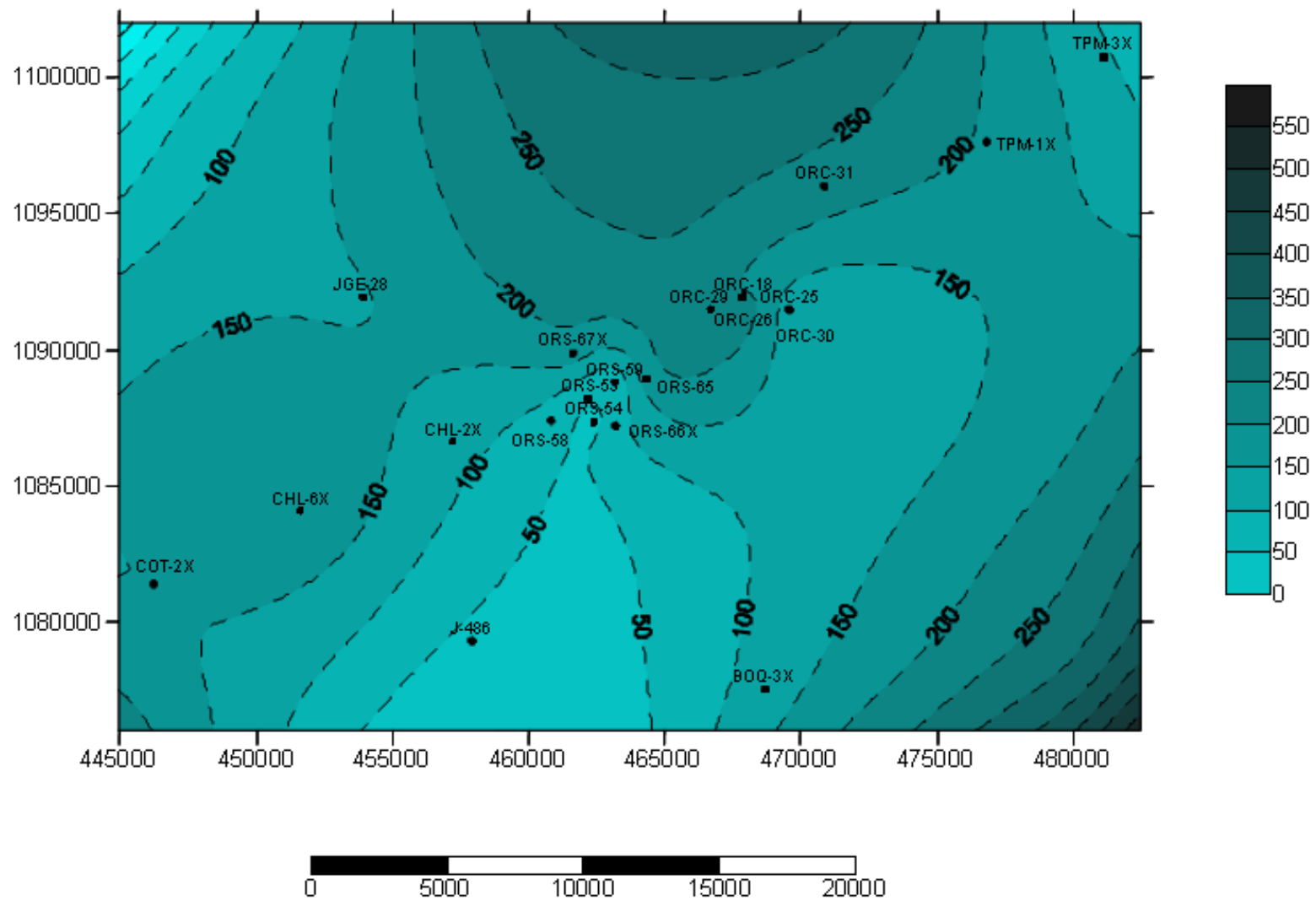


Figura 3.13 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 2) que muestra la variación de los espesores

En sentido vertical ascendente se observan variaciones en la paleobatimetría, que van desde un ambiente nerítico interno a nerítico medio en la base, hasta ambientes transicionales a nerítico interno en el tope del sistema, el cambio ambiental fue descrito por Cabrera (comunicación personal), sin embargo no muestra las asociaciones de foraminíferos bénticos para este intervalo en particular.

La edad de la Unidad II fue determinada por análisis de nannoplancton calcáreo realizados en el pozo COT-2X, donde se identificó hacia el tope a una profundidad de 17680' a 50' por encima del límite de secuencia LS 2 una asociación de fósiles compuesta por *Fasciculithus tympaniformis* (Zonas NP6-NP9), *Sphenolithus anarrhopus* y *Toweius eminens* (Zonas NP7-NP10) que asignan a este límite como Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano. En el pozo CHL-6X se observó otra asociación fósil a una profundidad entre 15.590' y 16.125' que respalda la datación descrita, en este pozo, en particular, se encontró la presencia de *Toweius eminens* (Zonas NP7-NP10) y *Sphenolithus cf. anarrhopus* (Zonas NP6-NP11) que permiten corroborar la edad Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano.

La unidad presenta sus mayores espesores hacia el noreste, alcanzando valores de 350 pies aproximadamente, hacia la zona sureste del área disminuye su espesor hasta los 220 pies. Los ambientes depositacionales varían desde nerítico medio en la base hasta marino costero a nerítico interno en el tope. Esta secuencia se encuentra dentro de la Formación Caratas en su parte inferior y media.

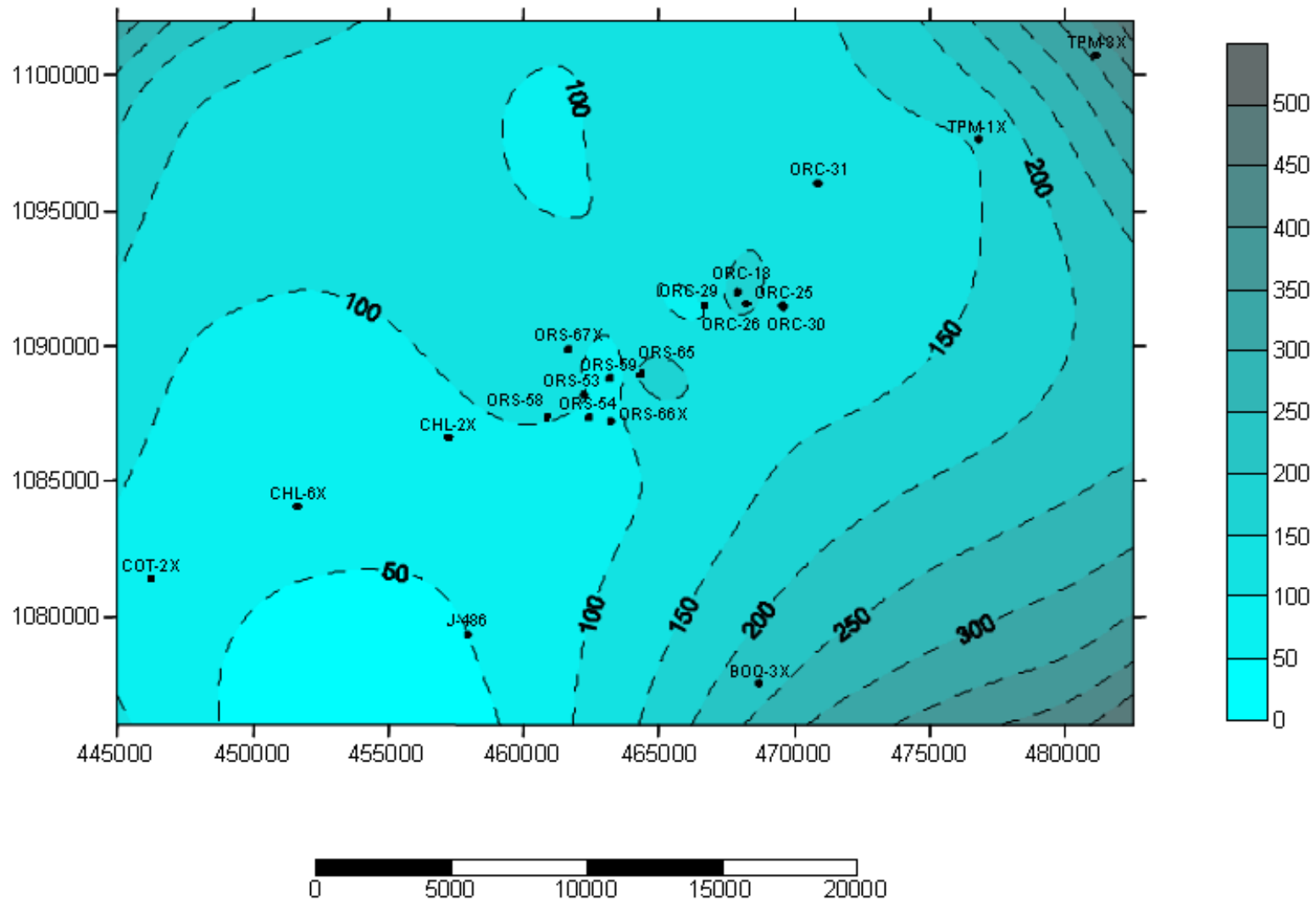


Figura 3.14 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST2) donde se muestra la variación de los espesores

3.2.3 Unidad III (Eoceno Temprano – Medio)

La Unidad III se encuentra conformada por los sistemas encadenados transgresivo (TST 3) y de alto nivel (HST 3). Está delimitada por límites de secuencia tipo II, en la base por el límite LS 2, y por el límite de secuencia LS 3, en el tope. Las figuras 3.15, 3.16, 3.17 son secciones estratigráficas donde se aprecia la variación vertical y lateral de la Unidad III.

En esta secuencia solamente se pueden identificar dos sistemas encadenados, el sistema transgresivo y el de alto nivel, debido a que no se observa un desarrollo de un sistema de bajo nivel o de margen de plataforma, esto se explica considerando una variación lenta del nivel eustático del mar (Mitchum *et al.*, 1993).

En la base de la unidad se encuentra el sistema encadenado transgresivo (TST 3), está limitado en su base por el límite de secuencia tipo II LS 2 y en su tope por la superficie de máxima inundación MFS 3. Se desarrolla dentro del Eoceno Temprano a Medio, abarcando la parte media de la Formación Caratas. La Figura 3.18 muestra la variación espacial de los sedimentos que conforman este sistema encadenado.

El sistema se interpreta mediante el uso de registros eléctricos y radioactivos de pozos, donde se observan parasecuencias granodecipientes. Tomando en cuenta el comportamiento general de este sistema en el área se observa la variación del contenido de las arenas, que disminuyen en contenido hacia el noreste. Cabrera *et al.*, (2004) asigna a este intervalo un ambiente nerítico interno. La asociación de foraminíferos béticos usada para esta interpretación del cambio ambiental en este intervalo no se encuentra descrita.

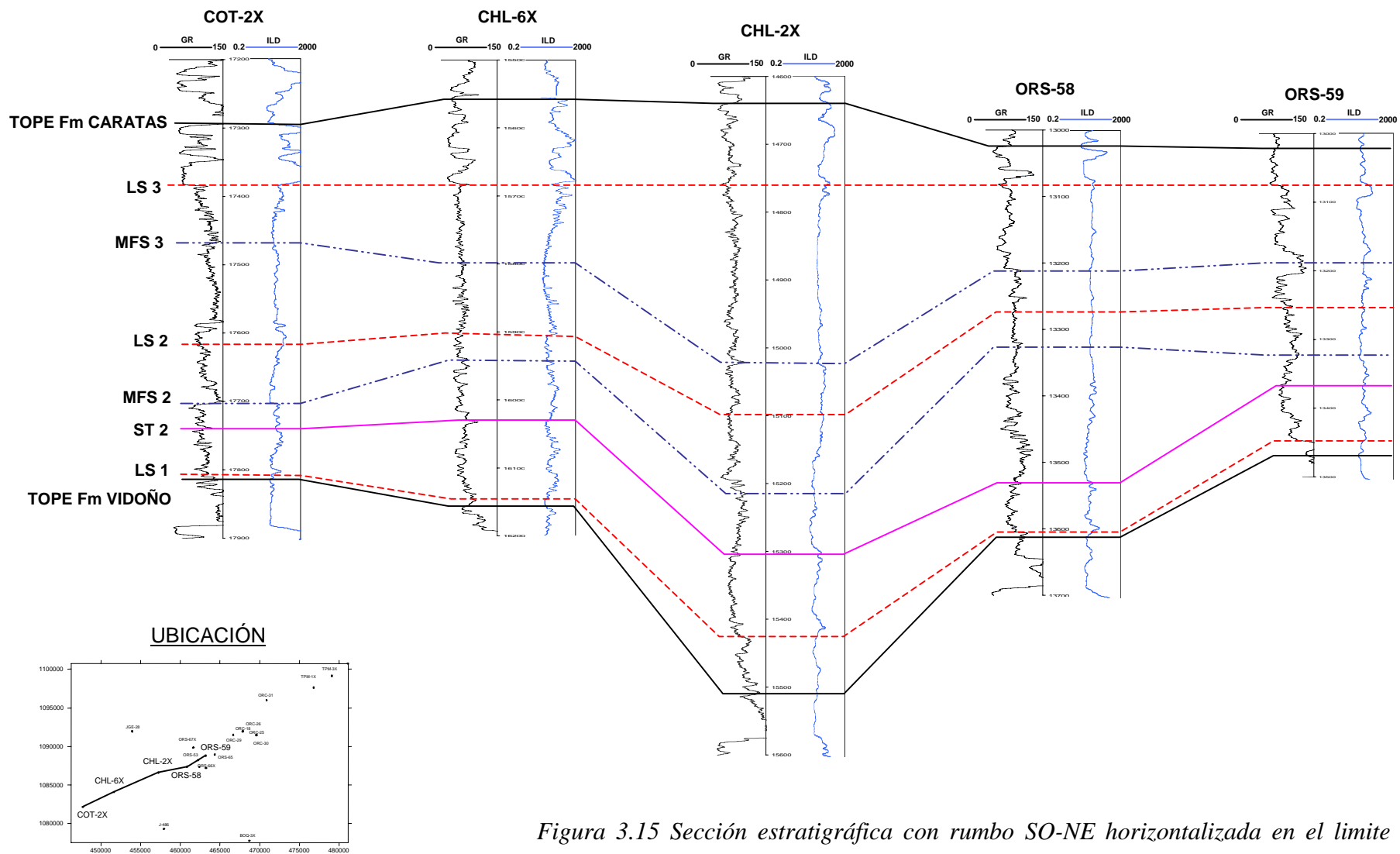
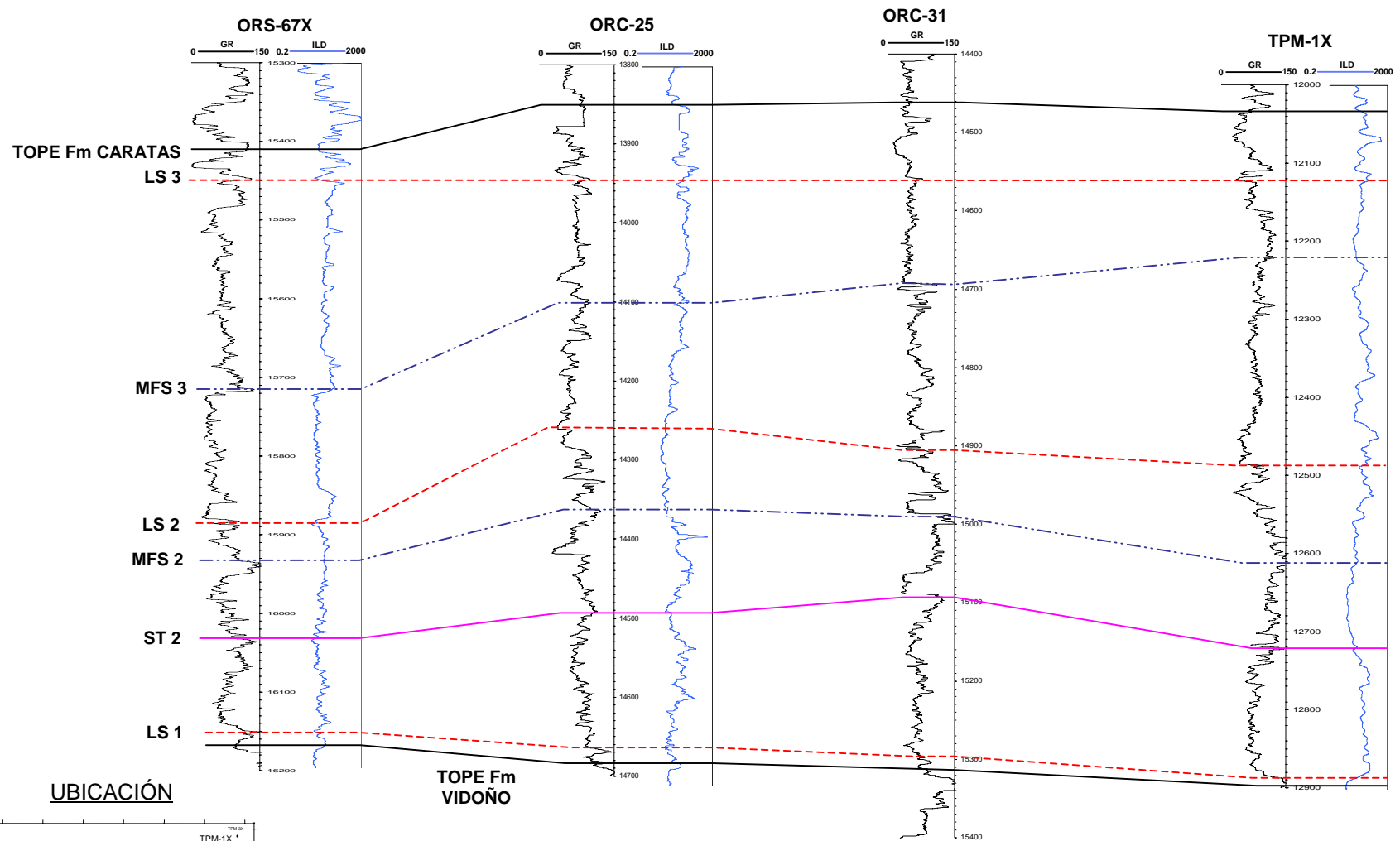
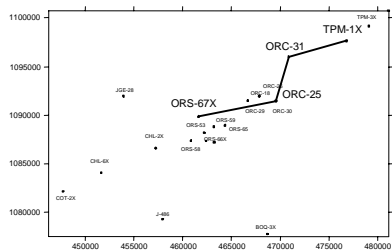


Figura 3.15 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE horizontalizada en el limite de secuencia LS 3 que permite observar la distribución vertical y lateral de la Unidad III

- LEYENDA**
- LÍMITE DE FORMACIÓN
 - - - LÍMITE DE SECUENCIA
 - · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
 - SUPERFICIE TRANSGRESIVA



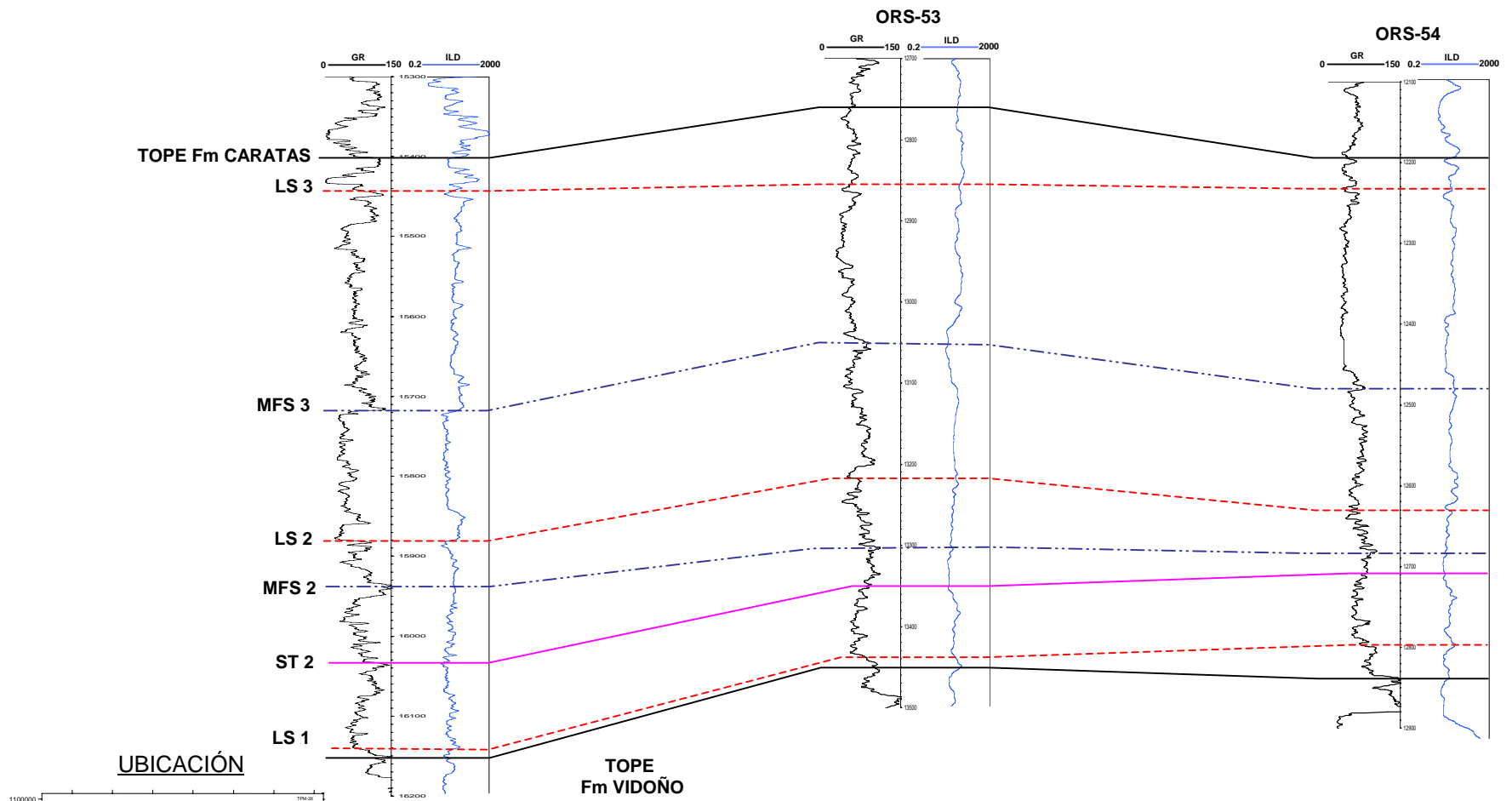
UBICACIÓN



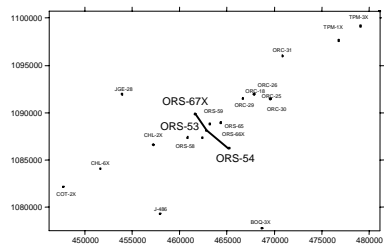
LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

Figura 3.16 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad III, la cual se encuentra colgada en el limite de secuencia LS 3 que permite apreciar la distribución de los sedimentos que la constituyen



UBICACIÓN



LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

Figura 3.17 Sección estratigráfica realizada con dirección NO-SE de la Unidad III. La sección esta colgada del límite de secuencia LS 3 que facilita la observación de los cambios laterales y verticales de sus elementos

El evento transgresivo de la Unidad III está reflejado en la superficie de máxima inundación MFS 3. En uno de los pozos pilotos, Cabrera (comunicación personal) reporta para el intervalo en el cual se observa esta superficie un nivel condensado con alto contenido de glauconita, el cual refleja la máxima trasgresión marina. Este nivel tiene una expresión menor que el observado en el sistema TST 1. Sin embargo, también se correlaciona en la mayoría de los registros con gran facilidad. Como sería de esperar debido a la configuración de la cuenca, esta superficie pierde expresión hacia el sur donde los sedimentos son más continentales. Dentro de esta formación se observaron dos intervalos con alto contenido de glauconita, el primero se identifica hacia la zona inferior y corresponde con la superficie MFS 2 el segundo se encuentra en la zona media de la formación donde se ubica la superficie MFS 3, son considerados como niveles condensados.

Este sistema encadenado se conforma gracias a una invasión marina producto de un ascenso lento de la columna de agua, que genera un patrón de apilamiento agradante debido al equilibrio entre el espacio disponible para la acomodación y la cantidad de aporte de los sedimentos, es decir los factores que controlan la sedimentación se encuentran en equilibrio y no predomina ninguno sobre el otro.

Hacia la parte superior del sistema transgresivo se encuentra el sistema encadenado de alto nivel HST 3, el cual está limitado por la superficie transgresiva MFS 3 en la base y por el límite de secuencia LS 3 (tipo 2) en el tope. El sistema se desarrolla durante el Eoceno Medio, comprende la parte superior de la Formación Caratas.

El límite de secuencia LS 3, marca el final de los sedimentos progradantes del sistema encadenado de alto nivel (HST 3), el cual corresponde a la transición entre los sedimentos de la Formación Caratas con la caliza del Miembro Tinajitas constituido por un complejo arrecifal. El sistema se conforma en un ambiente transicional a nerítico interno.

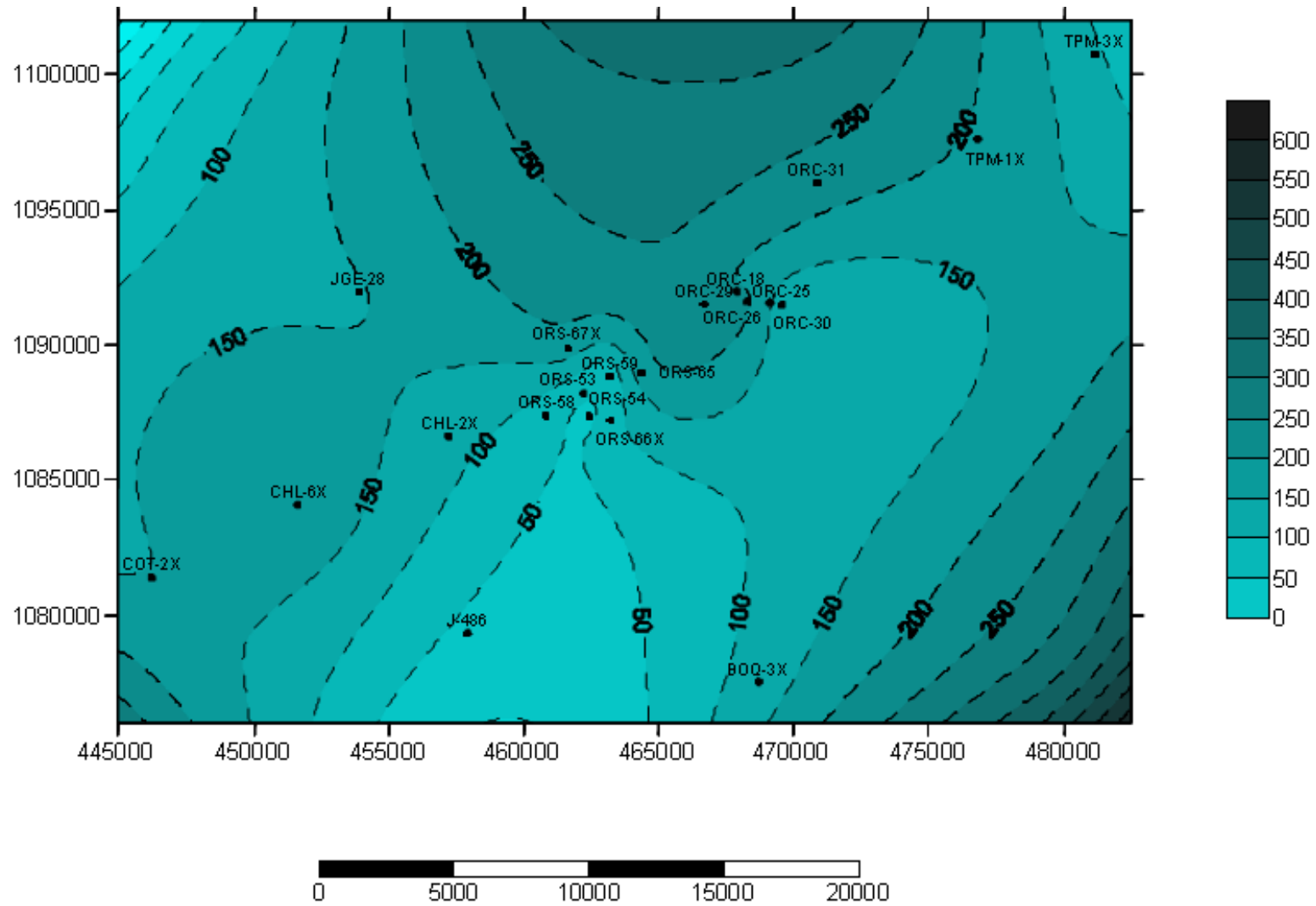


Figura 3.18 Muestra el mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 3)

Los sedimentos que conforman el sistema presentan un patrón de apilamiento granocreciente pudiéndose observar en las curvas de los registros una gradación hacia sedimentos más gruesos (arenas) de base a tope, y es evidenciado por el cambio de litología de limolitas arenosas a areniscas de grano fino (Cabrera *et al.*, 2004).

En la parte noreste de la zona, aumenta el contenido de sedimentos finos con respecto a la que se observa hacia la zona suroeste. La Figura 3.19 muestra el mapa isópaco.

La edad de la Unidad III fue determinada por análisis de nannoplancton calcáreo realizados en el pozo CHL-6X donde se identificó la presencia de *Reticulofenestra hillae* (Zonas NP17-NP22), en el pozo TPM-1X en el tope de la unidad en el intervalo correspondiente entre 12090' y 12100' se describe una asociación de fósiles compuesta por *Reticulofenestra reticulata* (Zonas NP16-NP19), *Reticulofenestra scissura* (Zonas NP16-NP25) y *Heliocosphaera simunulum* (Zonas NP12-NP16) que indica una edad Eoceno Temprano – Medio.

La Unidad III presenta espesores menores a los observados en las secuencias anteriores, alcanzando aproximadamente 100 pies al suroeste, y 320 hacia el noreste.

Esta unidad está ubicada dentro de la Formación Caratas, específicamente en su zona media y superior infrayacente al Miembro Tinajitas.

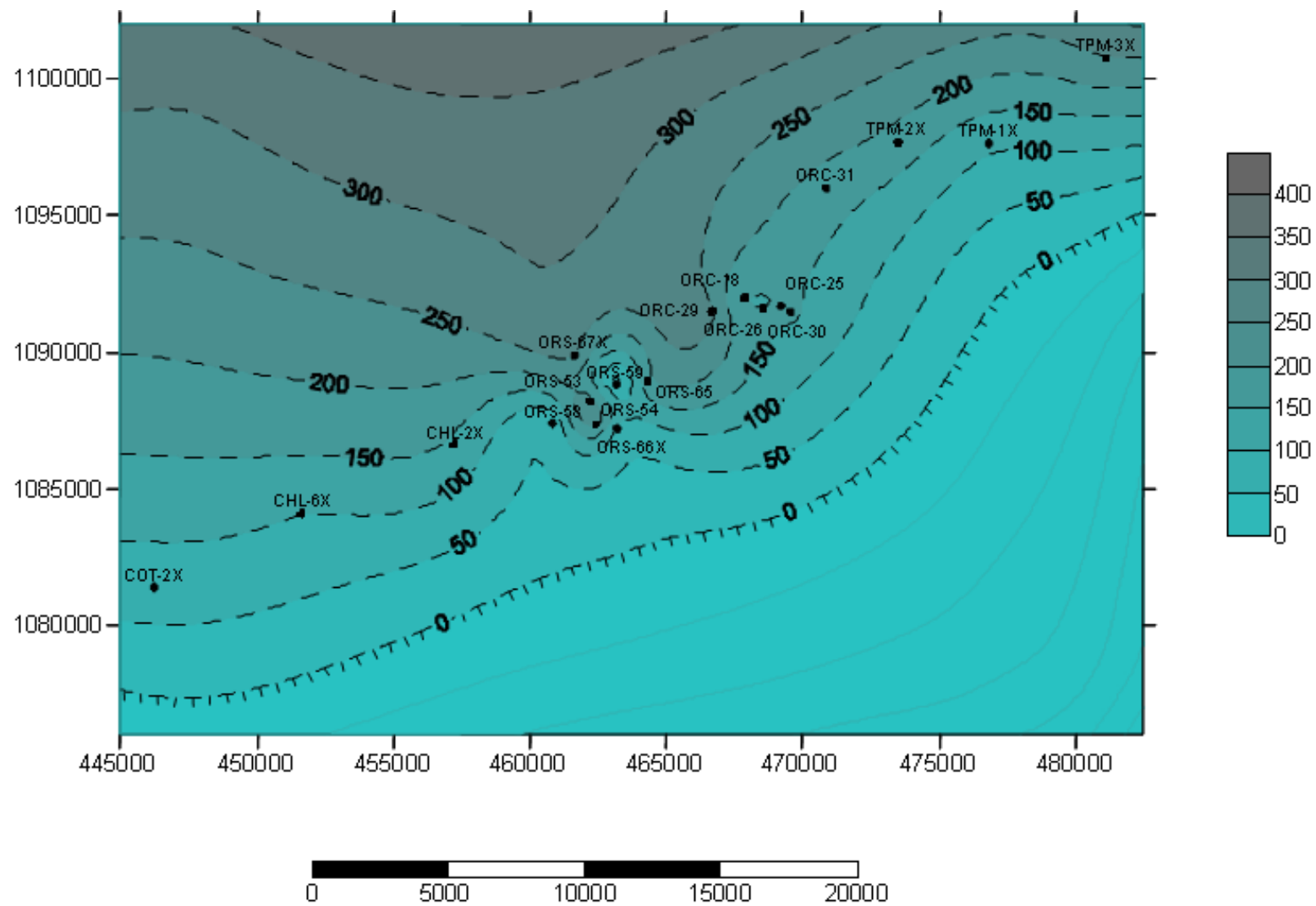


Figura 3.19 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 3). Los espesores disminuyen hacia el sur

3.2.4 Unidad IV (Eoceno Medio – Oligoceno Temprano)

La Unidad IV se encuentra constituida por los sistemas encadenados de margen de plataforma (SMTS 4), transgresivo (TST 4) y de alto nivel (HST 4). Está demarcada por un límite de secuencia tipo II LS 3 en la base y por el límite tipo I (LS 4) en el tope. Abarca las siguientes formaciones: parte superior de la Formación Caratas (Miembro Tinajitas), Formación Los Jabillos y Formación Areo en donde se encuentra la superficie de máxima inundación y Formación Naricual en su parte basal. Las figuras 3.20, 3.21 y 3.22 muestran secciones estratigráficas de la Unidad IV.

Para identificar los límites de esta secuencia se tomó en cuenta el comportamiento de las curvas de los registros de pozos, donde se observó el patrón de apilamiento de los sedimentos, y análisis paleontológicos con foraminíferos béticos, que permitieron determinar variaciones en la profundidad de la columna de agua para la época.

En la base de esta secuencia se reconoce un sistema encadenado de margen de plataforma (SMST 4), el cual está constituido por las calizas arrecifales del Miembro Tinajitas perteneciente a la Formación Caratas. Este sistema se conforma producto de un descenso de la línea de costa sin llegar al margen de plataforma dejando un ambiente libre de depósitos clásticos que favorece la formación del conjunto arrecifal. Los campos Orocuál y Chaguaramal se encuentran en la plataforma, pero más cerca del quiebre plataforma que el campo Cotoperí interpretado gracias a la presencia de facies arrecifales de margen de plataforma del Miembro Tinajitas que no poseen el mismo conjunto de estratos observado hacia la zona noroeste donde está ubicado el campo Cotoperí (Sams, 1995).

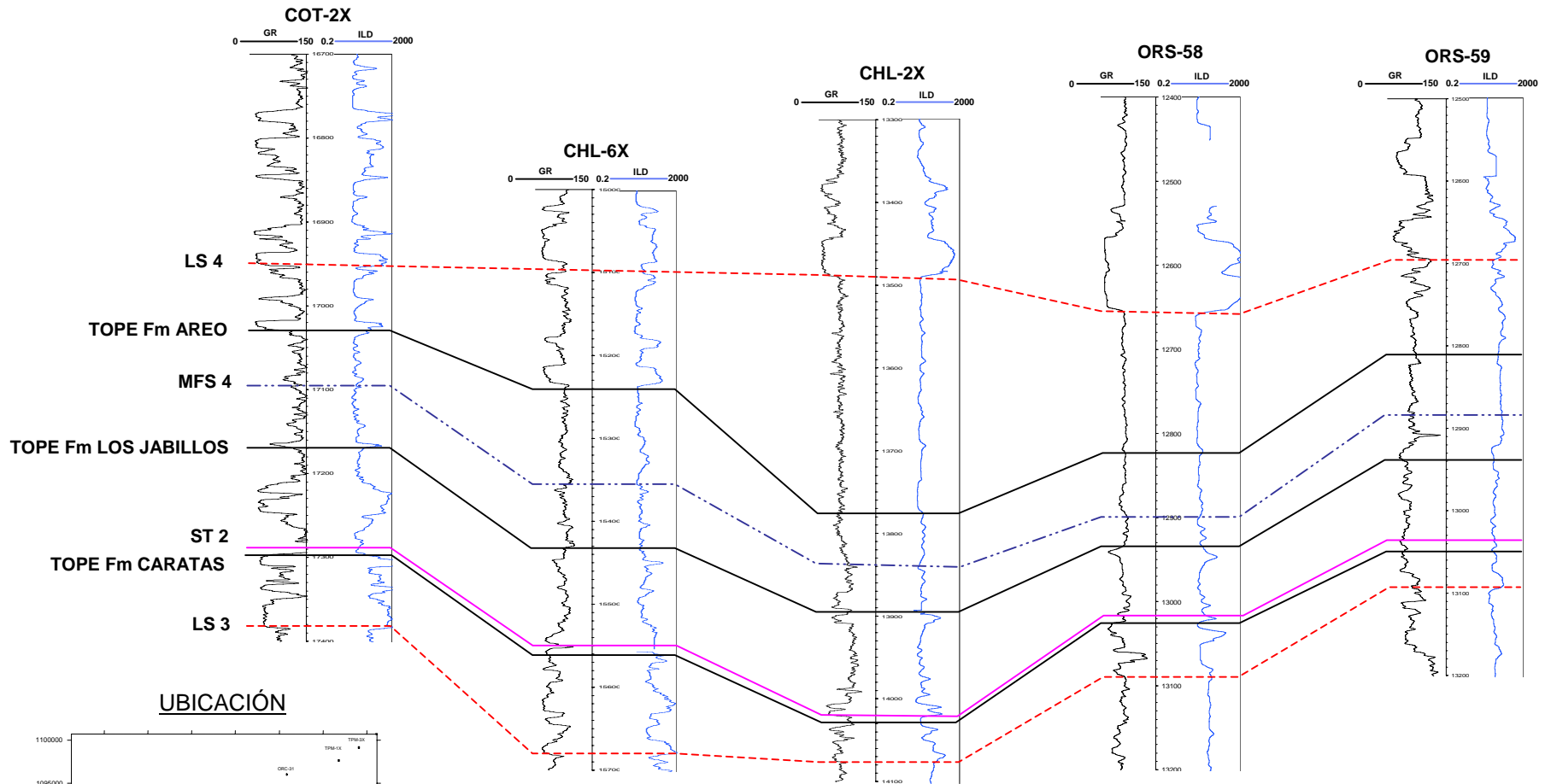


Figura 3.20 Sección estratigráfica con dirección SO-NE donde se muestra la distribución de los elementos que conforman la Unidad IV

LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

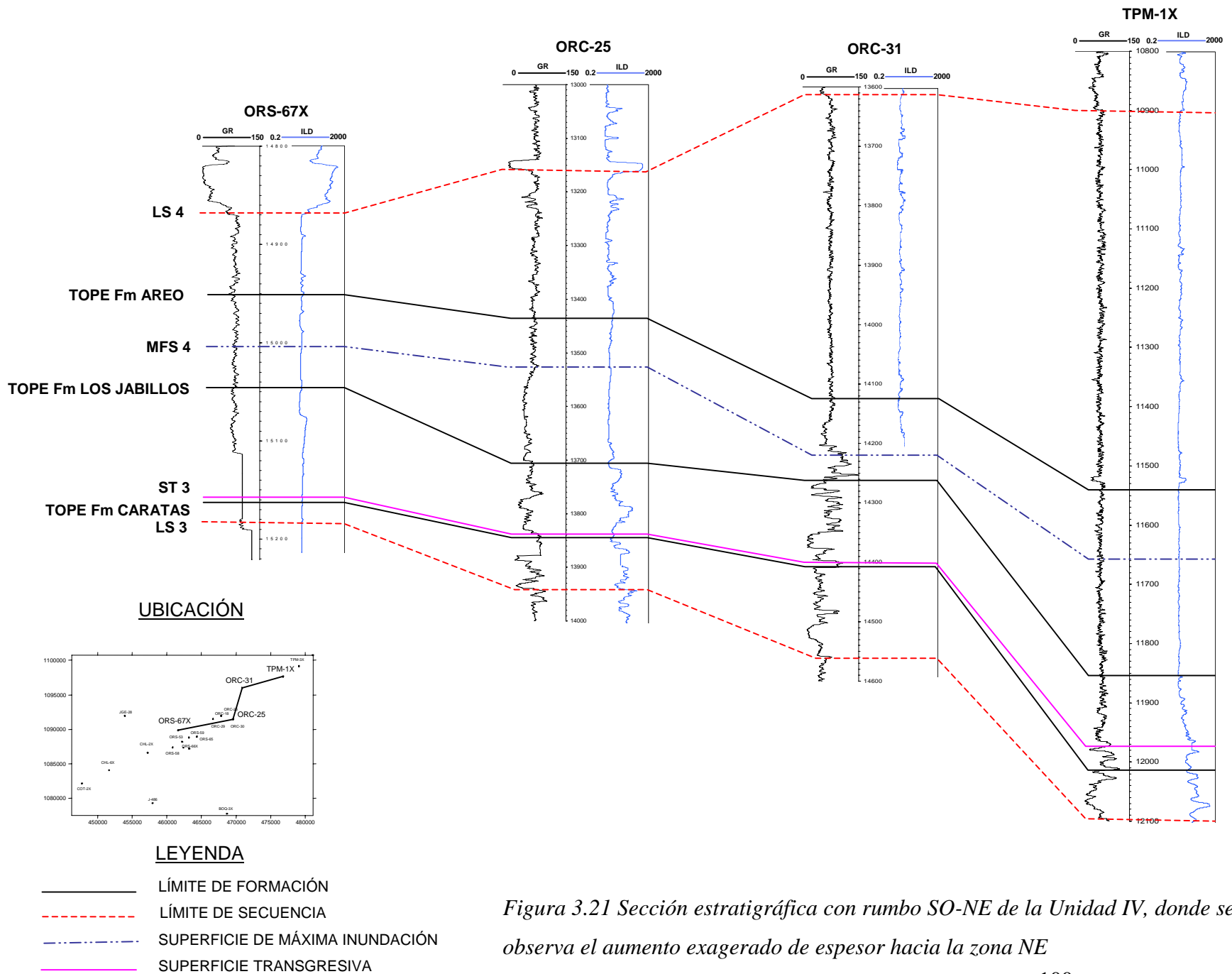
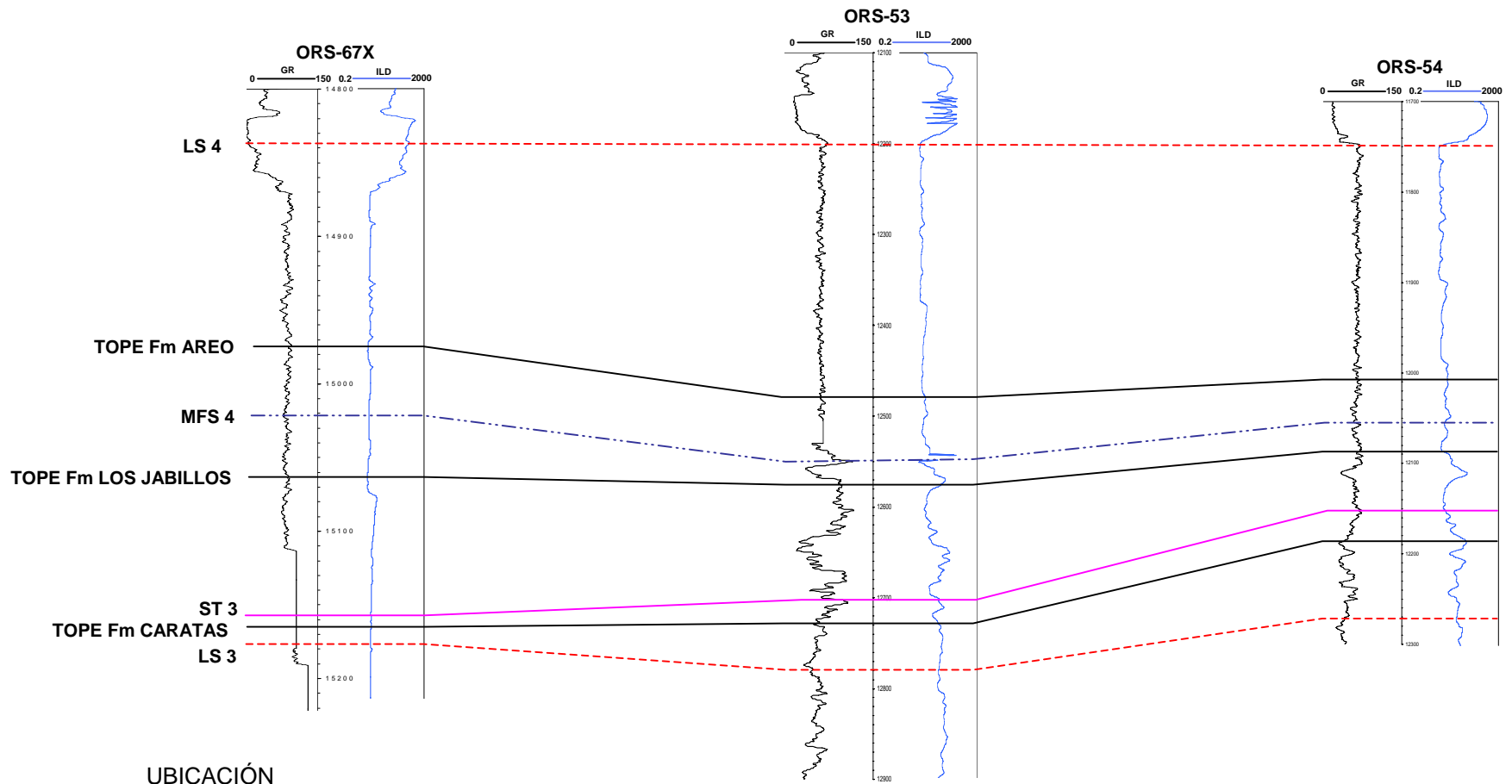
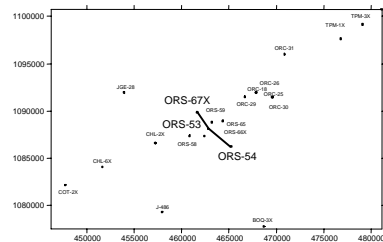


Figura 3.21 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE de la Unidad IV, donde se observa el aumento exagerado de espesor hacia la zona NE



UBICACIÓN



LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

Figura 3.22 Sección estratigráfica secuencial de rumbo NO-SE de la Unidad IV, la cual esta colgada del limite superior LS 4 que permite la apreciación de la variación de vertical y horizontal de los elementos que la conforman

El sistema está delimitado en su base por el límite de secuencia tipo II LS 3 y en su parte superior por la superficie transgresiva ST 4, la cual marca la transición entre los sedimentos que conforman el sistema SMST 4 y el sistema TST 4. Dentro del sistema se destaca la presencia *Reticulofenestra hillae* (Zonas NP17-NP22) que indica una edad Eoceno Medio - Oligoceno Temprano que conjuntamente con la posición estratigráfica de este sistema permite asignarle una edad Eoceno Medio - Tardío.

Directamente por encima del sistema de margen de plataforma se encuentra el sistema encadenado transgresivo TST 4, el cual se encuentra limitado en su base por la superficie transgresiva ST 4 y en el tope por la superficie de máxima inundación MFS 4. Las formaciones en las cuales se desarrolla este sistema son la Formación Los Jabillos, y la Formación Areo. La distribución espacial de los espesores de este sistema encadenado se muestra en la Figura 3.23.

El sistema se genera debido a un ascenso del nivel eustático del mar que se traduce en la formación de depósitos de mayores profundidades. En la base se observa un conjunto arenoso perteneciente a la Formación Los Jabillos que se hace más arcilloso en sentido noreste hacia donde se profundizaba la cuenca, está conformado por depósitos arenosos al suroeste que varían lateralmente a facies lutíticas-arenosas que son interpretadas tomando en cuenta los patrones descritos por Kendall (2003) como abanico medio y externo de talud hacia el noreste.

A medida que aumentaba la columna de agua las facies se vuelven más arcillosas, hacia donde se deposita la Formación Areo. Se conforma en ambientes batiales, reflejado por la presencia del foraminífero béntico *Cyclamina*, especie descrita por Cabrera (2004), la cual sugiere una profundidad de 500 metros. Sin embargo Di Croce (1999), describe una asociación fósil compuesta por los organismos de aguas someras *Lepidocyclina*, *Nummulites* y *Discocyclina* que sugieren que estos

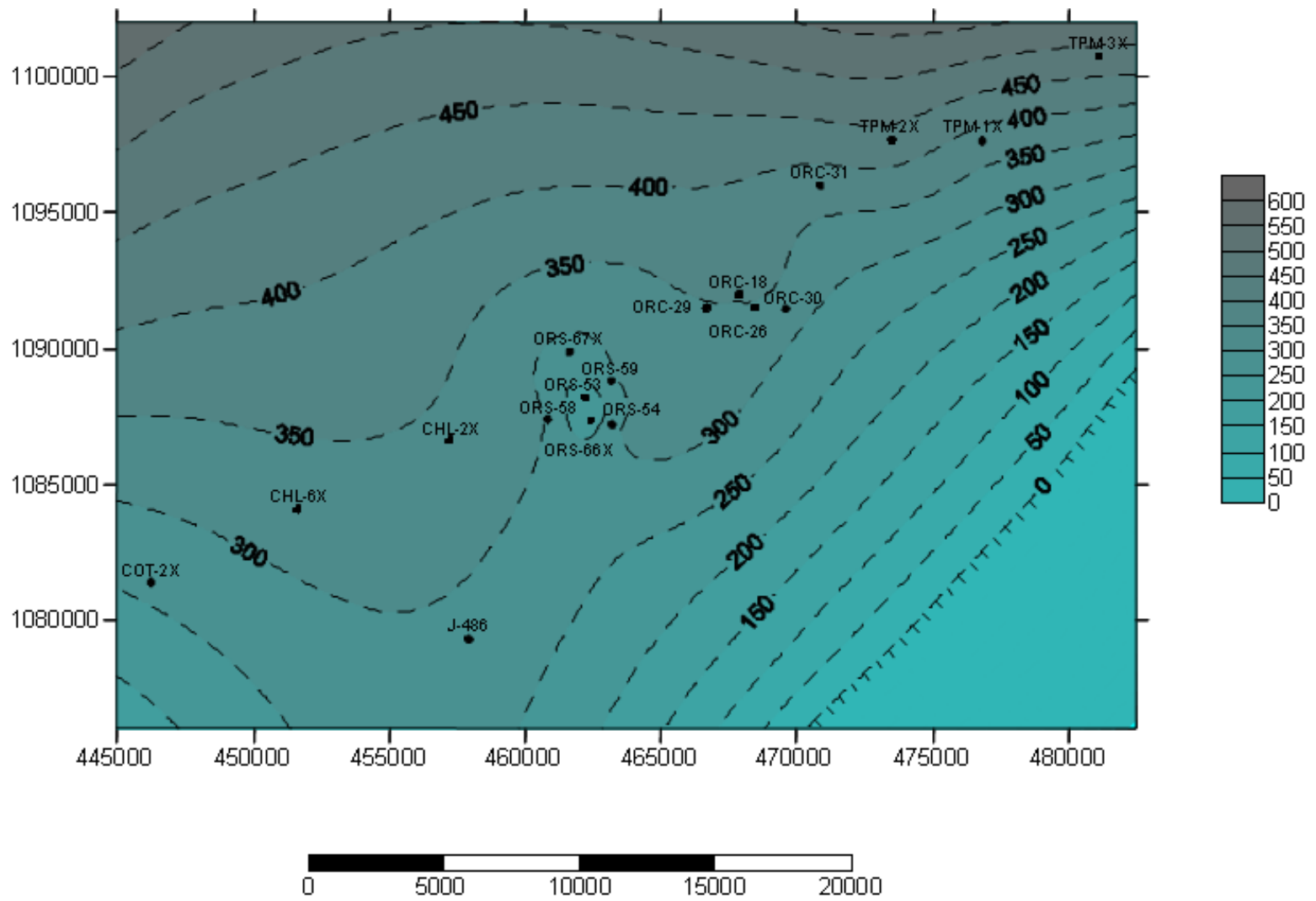


Figura 3.23 Mapa isópaco del sistema encadenado transgresivo (TST 4). Nótese como el espesor aumenta hacia la zona norte

sedimentos fueron transportados y depositados en un ambiente marino profundo probablemente por flujos gravitacionales.

Dentro de la Formación Areo se encuentra la superficie de máxima inundación MFS 4 ubicada en un nivel condensado reportado por Aguado (1993) caracterizado por depósitos glauconíticos que reflejan la segunda máxima profundización de la cuenca en cuanto a magnitud se refiere. Giffuni y Castro (1995) reportan en varios de los pozos una superficie de máxima inundación con base a foraminíferos béticos, identifican la presencia de *Globorotalia ampliapertura* correspondiente al Oligoceno Temprano. Esta superficie es fácilmente correlacionable en registros de pozos y se observa en toda el área de estudio.

El sistema encadenado de alto nivel HST 4 yace directamente sobre el sistema encadenado transgresivo TST 4 y está limitado en su base por la superficie de máxima transgresión MFS 4 y en el tope por el límite de secuencia tipo I, LS 4. El sistema comprende la parte superior de la Formación Areo, e inferior a la Formación Naricual, donde se coloca el límite de secuencia. Se conforma en el Oligoceno Temprano.

Los sedimentos que suprayacen a la superficie MFS 4 presentan un aumento en su granulometría, debido a una disminución relativa en el nivel del mar que produce la depositación de sedimentos gruesos (arenas) sobre sedimentos de granulometría más fina, se aprecia hacia el tope un cuerpo arenoso correlacionable en toda el área conformado en un ambiente de plataforma interna, que se asocia con barras costa afuera y costeras (P.G.P. Cotoperí Norte, 2001). El límite de secuencia se establece en el intervalo donde culmina el comportamiento progradacional de los sedimentos. Los análisis de foraminíferos béticos realizados por Giffuni y Castro (1995) permiten corroborar la ubicación del límite de secuencia. La Figura 3.24 muestra el

mapa isópaco donde se observa la variación espacial de los espesores del sistema encadenado de alto nivel (HST 4).

Con base en estudios de nannoplancton calcáreo en el pozo CHL-6X, la edad asignada a este intervalo corresponde al Eoceno Medio-Oligoceno Temprano. En la base del sistema se describe una asociación floral en la cual se destaca la presencia de *Reticulofenestra hillae* (Zonas NP17-NP22) que indica una edad Eoceno Medio - Oligoceno Temprano. En el tope se identificó un conjunto fósil constituido por diversas especies, entre las cuales se encuentran *Clausicoccus subdistichus* (Zonas NP16-NN1), *Helicosphaera recta* (Zonas NP24-NN1), *Helicosphaera perchnielseniae* (Zonas NP23-NN5), *Discoaster cf. adamanteus* (Zonas NP23-NN4), *Helicosphaera compacta* (Zonas NP17-NP24), *Cyclicargolithus abisectus* (Zonas NP23-NN1), *Helicosphaera aff. bramlettei* (Zonas NP15-NP25), *Reticulofenestra bisecta* (Zonas NP16-NP25) que sugieren una edad correspondiente al Oligoceno Temprano-Tardío. Giffuni y Castro (1995) identifican hacia el tope de la unidad el espécimen *Globigerina euapertura* correspondiente Oligoceno Temprano (Rupeliense).

La Unidad IV presenta sus mayores espesores hacia el noreste, alcanzando valores de 1200 pies, y hacia la zona sureste del área disminuye su espesor hasta los 600 pies. El aumento de espesor de esta secuencia se debe principalmente a la presencia de una falla sintectónica ubicada hacia el noreste donde se identificó, mediante líneas sísmicas, la estructura, la cual se considera como un elemento aislado que no permite inferir un cambio del régimen tectónico en toda la cuenca. La mencionada falla puede deberse al colapso elástico de los conjuntos sedimentarios a nivel local.

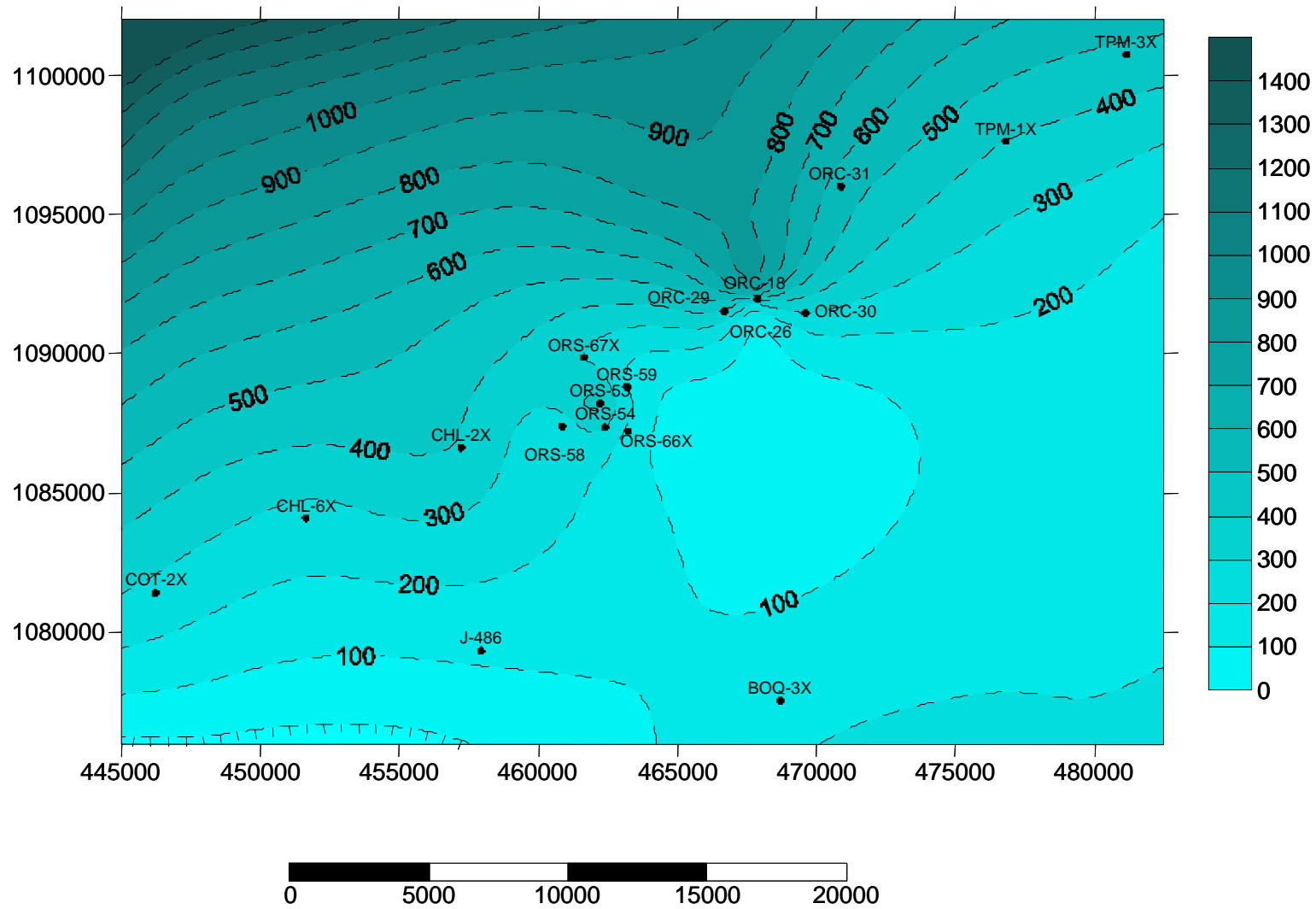


Figura 3.24 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 4). Los espesores disminuyen hacia el sur

3.2.5 Unidad V (Oligoceno Tardío)

Esta unidad depositacional está conformada por los sistemas encadenados de bajo nivel LST 5, transgresivo TST 5 y de alto nivel HST 5. Los límites de secuencia que la demarcan son tipo I, el límite LS 4 en la base y el límite LS 5 en el tope. Las figuras 3.25, 3.26, 3.27 son secciones estratigráficas de esta secuencia.

En la parte inferior de la unidad se ubica el sistema encadenado de bajo nivel LST 5, está delimitado en la base por el límite de secuencia tipo I LS 4, en el tope por la superficie transgresiva ST 4, se desarrolla en el Oligoceno Tardío en la parte media de la Formación Naricual.

El límite LS 4 se encuentra en la base del sistema de canales que conforma el sistema encadenado de bajo nivel LST 5. Es identificado por la variación en el comportamiento de las curvas de registros de pozos, que permite correlacionarla en toda la zona de estudio. Giffuni y Castro (1995), identifican este nivel con base en foraminíferos béticos, fósiles que son en extremo útiles para determinar paleopropiedades, correspondiendo los niveles de menor profundidad con límites de secuencia. La asociación fósil no se encuentra reseñada.

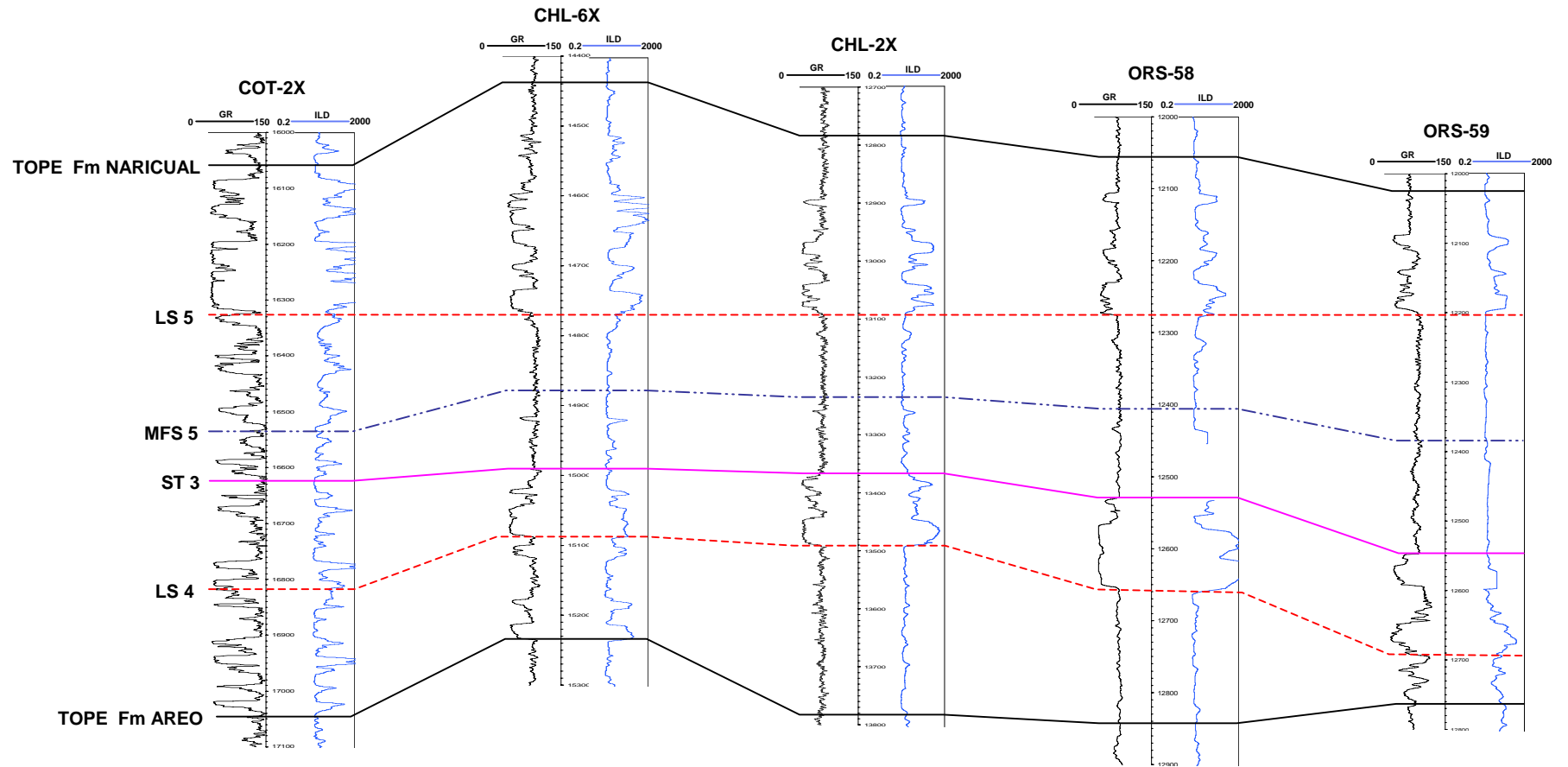
El sistema está constituido en su base por un conjunto de cuerpos arenosos tabulares y cilíndricos, en el pozo COT-2X ubicado hacia el suroeste. Se identifica para este intervalo un complejo sistema de canales distributarios, depositados en la llanura superior deltáica, constituido por cuerpos arenosos con un patrón granodecreciente, presentan estratificación cruzada y festoneada. Se forman gracias al descenso pronunciado de la columna del agua. Cabrera (comunicación personal) asigna a este intervalo ambientes que varían desde costero hasta nerítico interno. Este sistema de canales se asocia a un sistema deltáico formado en un ambiente regresivo.

Hacia el sector noreste en el pozo ORS-58 se describen cuerpos arenosos con un patrón granocreciente, que son interpretados como barras costeras apiladas depositadas en la playa o anteplaya constituidas por arenas de grano fino en la base y arena gruesa en el tope. En la base de los cuerpos arenosos, hacia el límite de secuencia LS 4, se describe un intervalo con siderita oxidada lo que permite deducir una exposición subaérea (P.G.P. Cotoperi Norte, 2001).

Di Croce (1999), mediante datos sedimentológicos y análisis paleontológicos determina que este intervalo fue depositado en un ambiente de aguas someras asociado a una plataforma carbonática hacia el noreste fuera del área de estudio.

Directamente sobre el sistema encadenado de bajo nivel LST 5 yace el sistema encadenado transgresivo TST 5. Este sistema se encuentra limitado en su base por la superficie transgresiva ST 5 y en el tope por la superficie de máxima inundación MFS 5. Se deposita en un intervalo de tiempo comprendido en el Oligoceno Tardío, en la parte media de la Formación Naricual. La Figura 3.28 muestra el mapa isópaco.

El mayor evento transgresivo está reflejado por la formación de la superficie MFS 5, la cual se encuentra dentro de un intervalo lutítico fácilmente correlacionable en la zona. A partir de registros de pozos, la misma se corresponde con la descrita por Giffuni y Castro (1995) con base en foraminíferos béticos.



UBICACIÓN

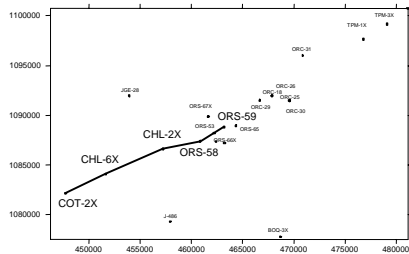


Figura 3.25 Sección estratigráfica con rumbo SO-NE colgada del límite de secuencia LS 5 donde se observa el cambio vertical y lateral de los elementos que conforman la Unidad V

LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

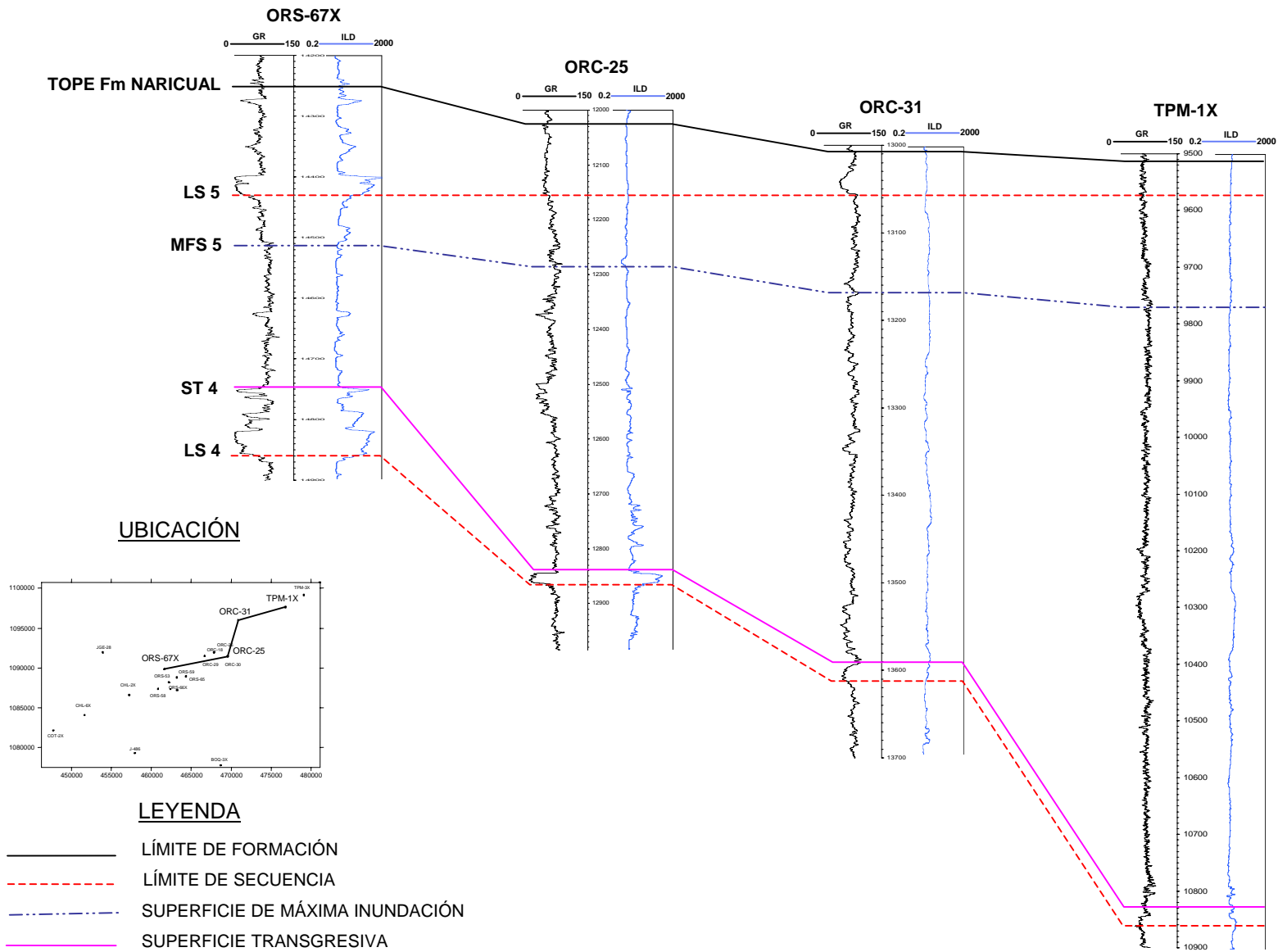
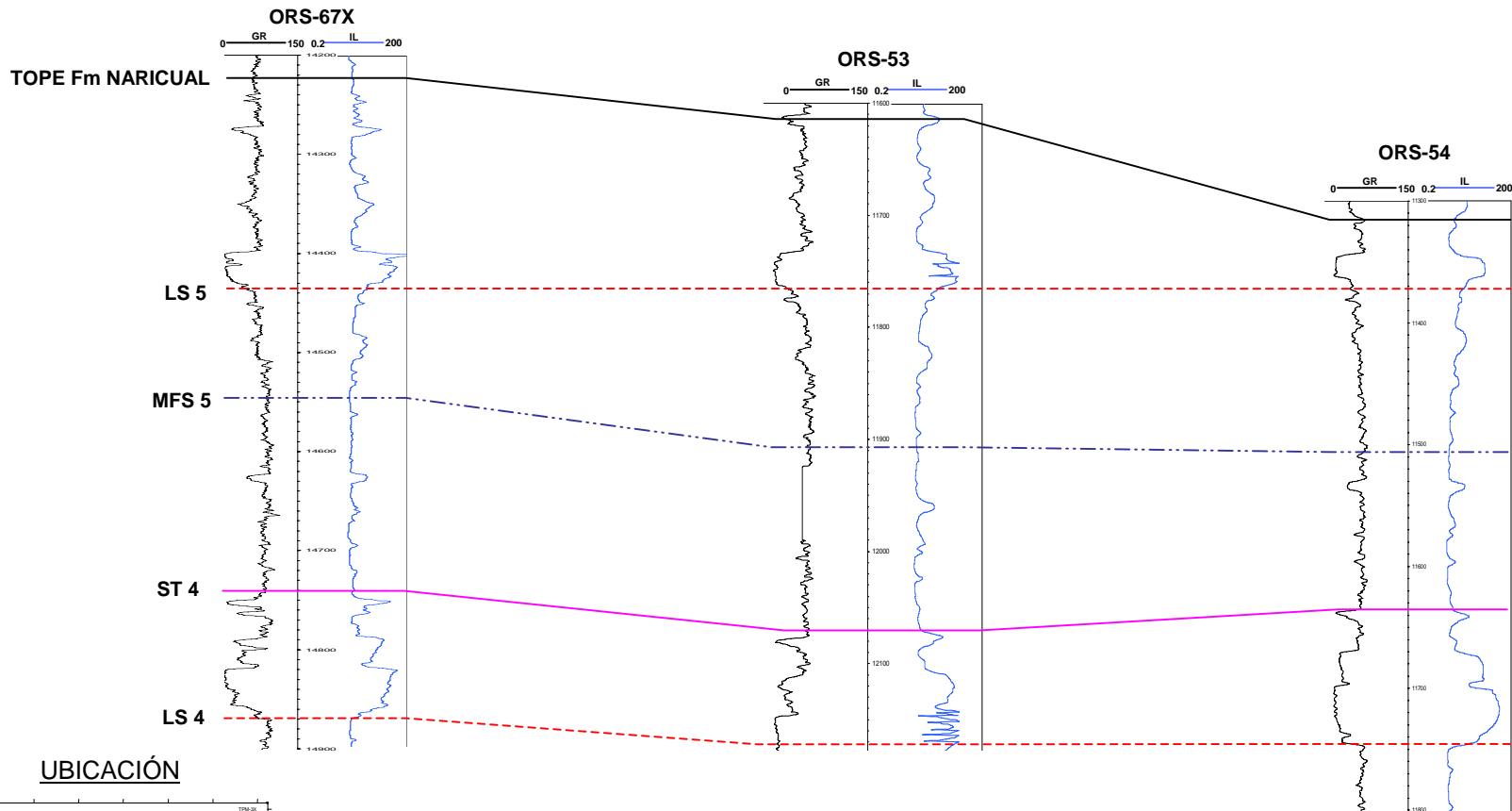


Figura 3.26 Sección estratigráfica de la Unidad V con rumbo SO-NE, horizontalizada en el límite de secuencia LS 5, lo que permite apreciar el aumento exagerado de esta secuencia hacia el campo Tropical, debido a la presencia de una falla sintectónica local



UBICACIÓN

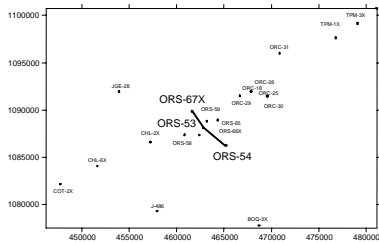


Figura 3.27 Sección estratigráfica realizada con dirección NO-SE de la Unidad V, horizontalizada en el límite de secuencia LS 5, donde se aprecia la variación vertical y horizontal de los sistemas encadenados que la conforman

LEYENDA

- LÍMITE DE FORMACIÓN
- - - LÍMITE DE SECUENCIA
- · - · SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN
- SUPERFICIE TRANSGRESIVA

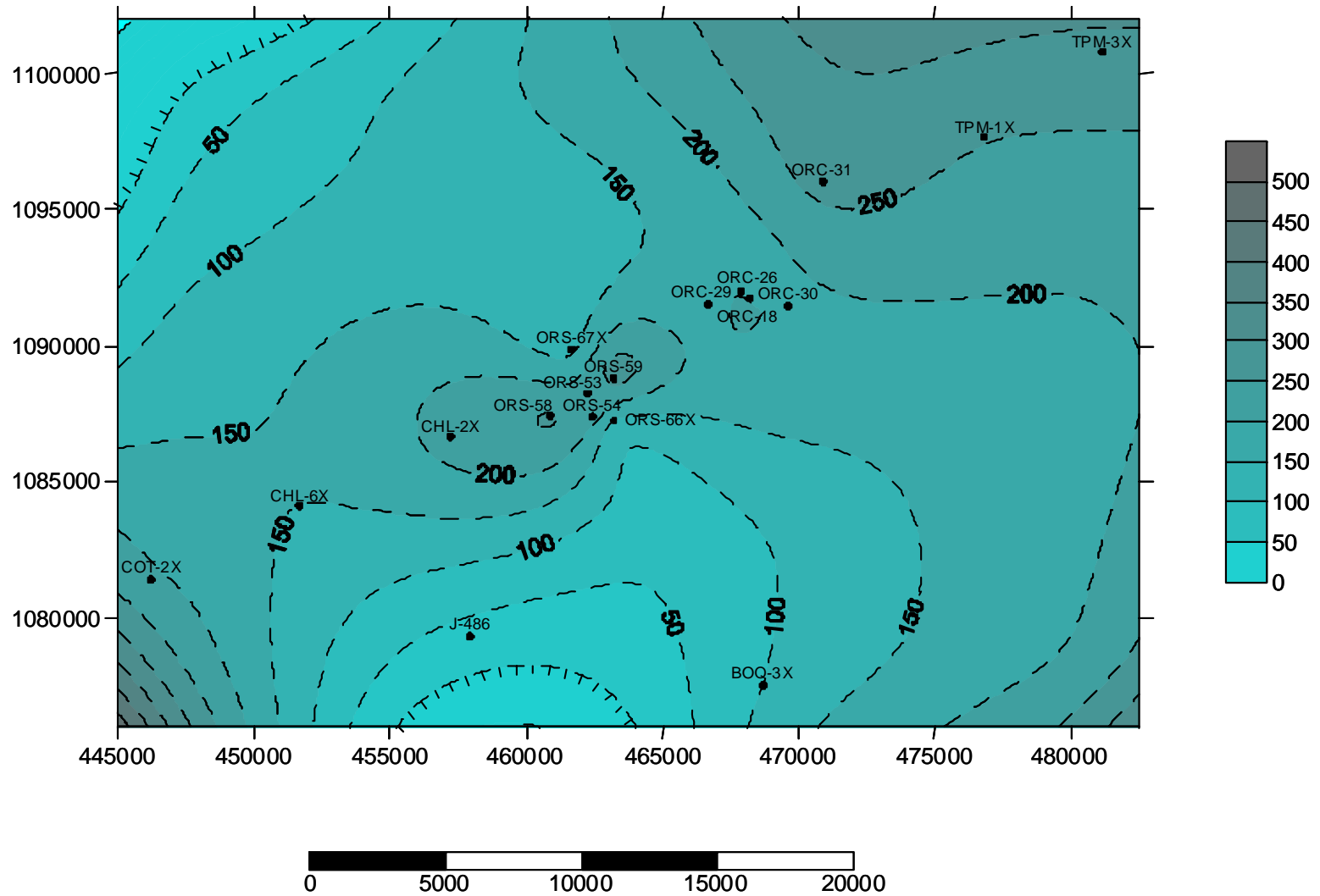


Figura 3.28 Mapa isópaco que refleja la distribución de los espesores del sistema encadenado transgresivo (TST 5)

En los registros se puede observar de forma clara variaciones en las curvas, las cuales son respuesta a la gradación ascendente a niveles de granos más finos de los sedimentos que lo conforman. Tomando en cuenta el comportamiento general de este sistema en el área se observa la variación del contenido de sedimentos gruesos, los cuales disminuyen hacia el noreste. La interpretación realizada mediante la integración de datos sedimentológicos provenientes de reportes internos de la base de datos de PDVSA es reseñada en la Figura 3.29. Usando datos de análisis de foraminíferos se interpretan ambientes que van desde nerítico interno a medio, en la parte suroeste, profundizándose hacia el sector noreste hasta alcanzar profundidades mayores, de plataforma externa. Cabrera (comunicación personal) describe la aparición del fósil *Eponides parantillarum* que permite asignar a este intervalo un ambiente nerítico interno.

El sistema encadenado de alto nivel (HST 5) se encuentra limitado en su base por la superficie de máxima inundación MFS 5 y en su tope por el límite de secuencia tipo II, LS 5, que marca la culminación de los sedimentos progradantes. El sistema se desarrolla durante el Oligoceno Tardío teniendo su límite inferior y superior dentro de la Formación Naricual.

El límite LS 5 es un límite de secuencia tipo I y marca la culminación de los sedimentos progradantes del sistema encadenado de alto nivel (HST 5). Para la determinación del límite de secuencia, se utilizó conjuntamente con los registros de pozos, la información obtenida por informes paleontológicos realizados mediante el estudio de foraminíferos béticos por Giffuni y Castro (1995), los cuales determinan la menor profundidad de la columna de agua del mar para este intervalo. La superficie se ubica en la parte superior de la Formación Naricual. La asociación fósil usada no se encuentra descrita.

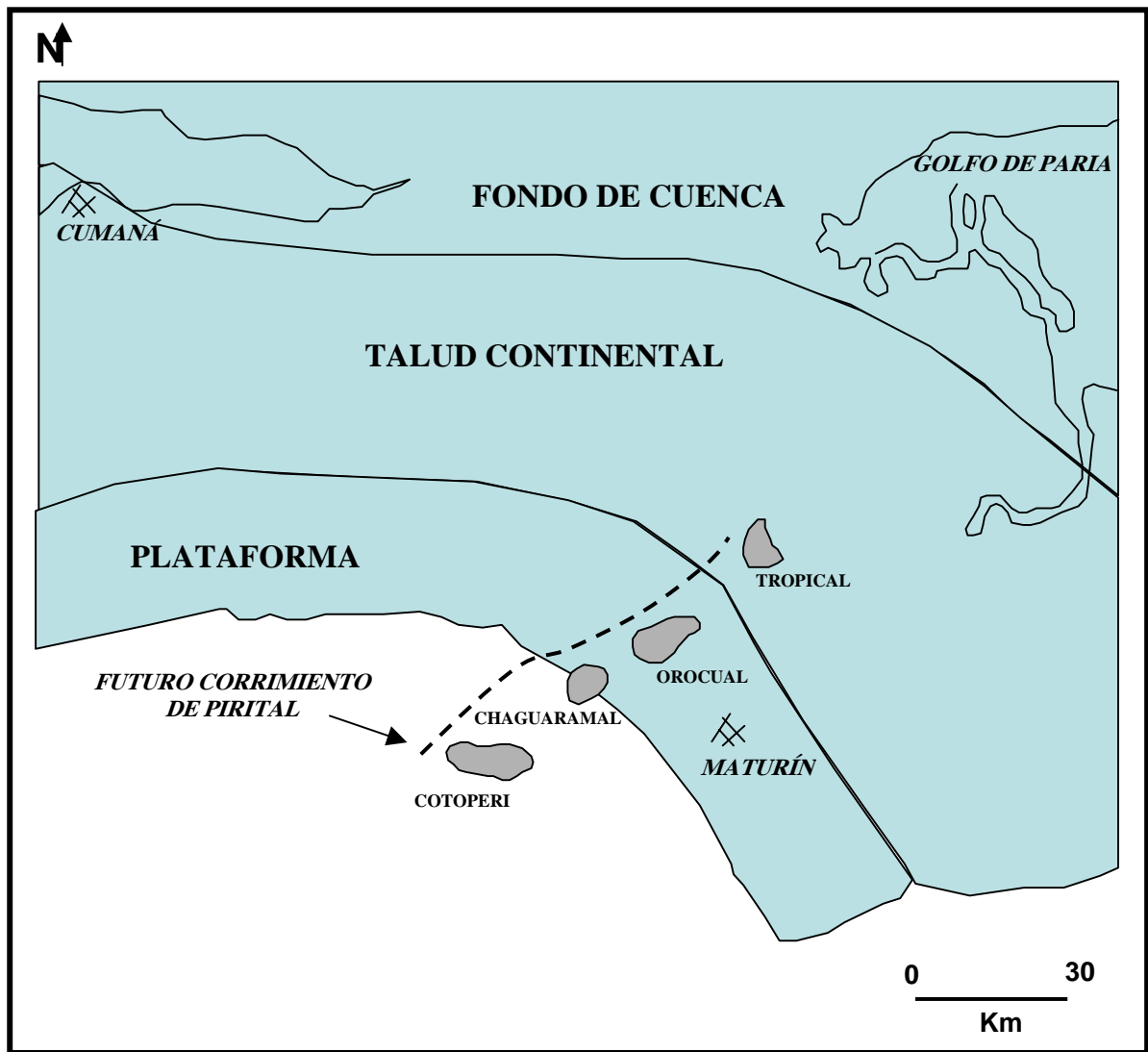


Figura 3.29 Interpretación paleogeográfica del área de estudio para el Oligoceno, donde se muestra la variación espacial de los ambientes de depositación. Adaptado de Sams, ,(1995), basado en datos sedimentológicos de reportes internos de PDVSA

Este sistema presenta claramente un patrón de apilamiento progradante, pudiéndose apreciar su parte más somera hacia la zona suroeste, donde se observa un mayor contenido de sedimentos gruesos (arenas) comparados con la zona noreste del área. Este cambio se observa en el comportamiento de los registros radioactivo y eléctrico de los pozos. El mapa isópaco de este sistema encadenado se muestra en la Figura 3.30.

Los ambientes depositacionales bajo los cuales se formó este sistema encadenado, varían desde plataforma media a externa, en su parte basal, hasta plataforma interna, en el tope.

La edad de la secuencia fue determinada por estudios de nannoplancton calcáreo realizados en el pozo CHL-6X y se asigna al intervalo de depositación Oligoceno Tardío. La asociación fósil con la cual se propone el mencionado rango de edad se identifica a la profundidad 15100' a 45' por debajo del límite de secuencia LS 5, está compuesta por *Clausicoccus subdistichus* (Zonas NP16-NN1), *Reticulofenestra bisecta* (Zonas NP16-NP25), *Triquetrorhabdulus cf. carinatus* (Zonas NP25-NN2), *Helicosphaera recta* (Zonas NP24-NN1), *Sphenolithus dissimilis* (Zonas NP24-NN2). Hacia el tope de la Unidad V se encuentra el espécimen *Globigerina ciperoensis* perteneciente al Oligoceno Tardío (Chattiense).

Los espesores de esta secuencia varían desde 500 pies en la zona suroeste hasta 650 pies en la parte noreste del área.

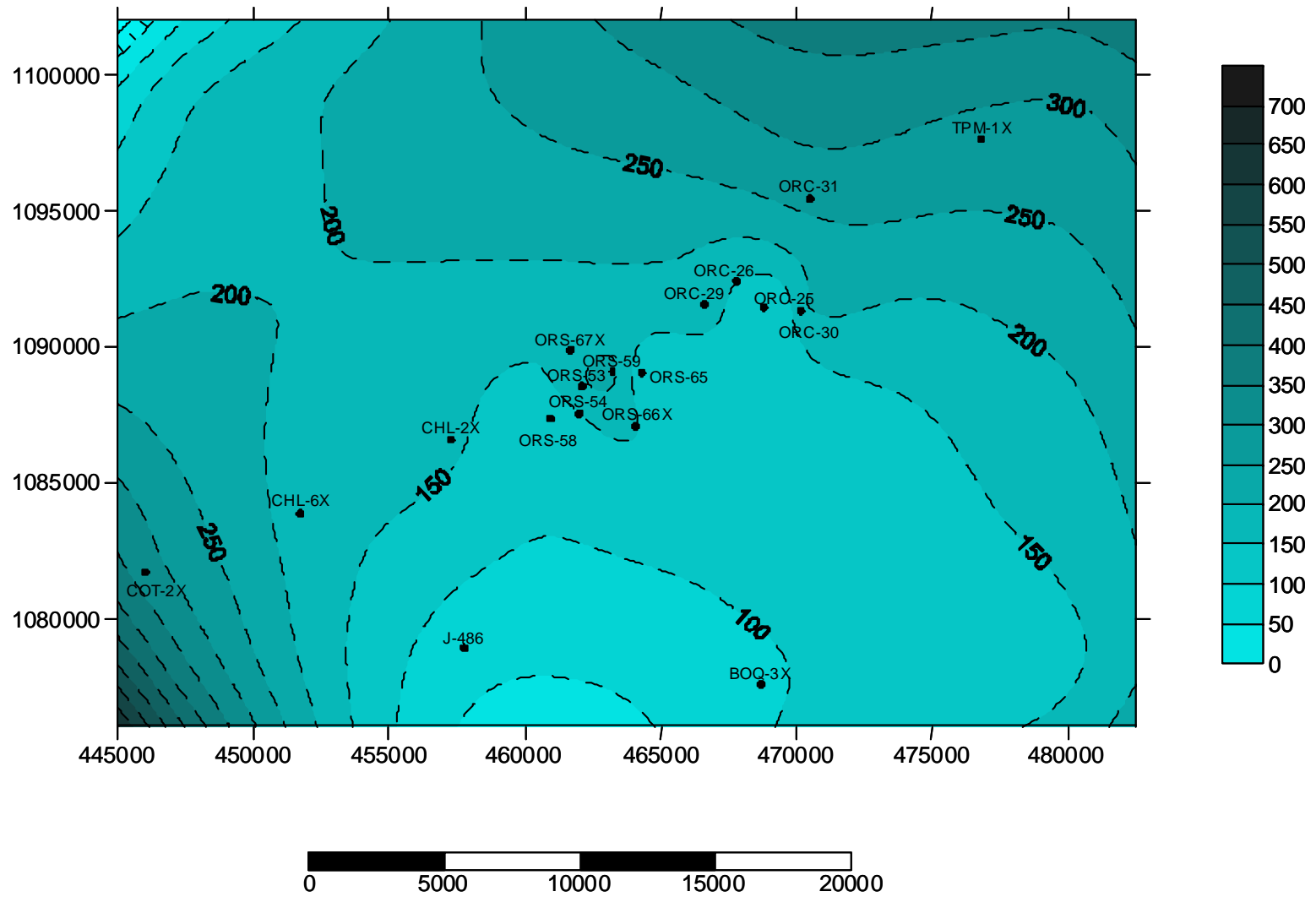


Figura 3.30 Mapa isópaco del sistema encadenado de alto nivel (HST 5). Obsérvese como el espesor aumenta hacia norte

3.3 Edades propuestas para las superficies clave identificadas en el análisis secuencial

Los análisis estratigráficos secuenciales como el realizado en este estudio, se basan en la determinación de superficies específicas que corresponden a intervalos pequeños de tiempo que comparados con la escala geológica de tiempo pueden aproximarse a instantes puntuales. Estas superficies claves son límites de secuencia (tipo I y tipo II), superficies de máxima inundación, superficies transgresivas. La tabla de variación de ciclos eustáticos realizada por Haq *et al.*,(1988) identifica a escala global las superficies mencionadas, las cuales se encuentran distribuidas a lo largo del tiempo geológico y clasificadas por zonas bioestratigráficas en sus diferentes ramas, nannoplancton, foraminífera, etc. Tomando en cuenta este orden de ideas, es posible asegurar que si se pueden asignar intervalos cortos de tiempo para las superficies identificadas, es posible encontrar su equivalente a escala mundial mediante el uso de la tabla.

Es importante destacar que las edades atribuidas en millones de años (Ma) a los límites de secuencia y superficies de máxima inundación propuestas son conjeturas, debido a que los datos bioestratigráficos no corroboran con precisión las edades asignadas. En otras palabras, la subdivisión propuesta es una hipótesis que necesita ser confirmada mediante estudios paleontológicos de alta resolución.

- **Unidad I**

Según la edad establecida para la Unidad I es posible determinar un rango de edad aproximado que corresponde al descrito por Haq *et al.*, (*op cit*). La presencia de la especie *Quadrum gartneri* en el pozo COT-2X marcador del Cretácico Tardío (Turoniense/Maastrichtiense) se ubica hacia la base de la unidad donde se encuentra el límite de secuencia LS 0, se correlaciona con el límite de 68 Ma. La superficie de

máxima inundación está en el microconglomerado glauconítico de la Formación Vidoño de edad 56.5 Ma. En el tope hay una asociación fósil constituida por *Sphenolithus anarrhopus* y *Toweius eminens* pertenecientes a la nannozona NP9, permiten asignar una edad para el límite LS 1 de 55. La Tabla 3.2 muestra la correlación con las edades asignadas a las superficies claves con la tabla de Haq *et al.*, (1988).

- **Unidad II**

La presencia de *Sphenolithus cf. anarrhopus* reportada en el pozo COT-2X en el tope de la secuencia correspondiente a la nannozona NP9 permite correlacionarla con el límite de secuencia de 54.2 Ma. La superficie de máxima inundación se compara por su posición estratigráfica con la superficie ubicada a 54.3 Ma referida por Haq *et al.*, (1988) (ver tabla 3.2).

- **Unidad III**

Las edades de las superficies fueron identificadas gracias a la información bioestratigráfica proporcionada por estudios en el pozo CHL-6X, donde se identificó el fósil *Reticulofenestra hillae* que proporciona un rango de edad bastante amplio (Zonas NP17-NP22). El límite superior LS 3 corresponde, según los diagramas de Haq., *et al* (1988) con el límite de 42.5 Ma que se encuentra en la base del Miembro Tinajitas correspondiente a la nannozona NP16. La superficie de máxima inundación se correlaciona por su posición estratigráfica con la superficie de 45.5 Ma. La Tabla 3.2 muestra las edades propuestas para las superficies claves identificadas en la Unidad III.

- **Unidad IV**

En la base de esta secuencia, en el pozo CHL-6X, se reconoce el fósil *Reticulofenestra hillae*, hacia el tope y gracias a estudios de foraminíferos se determinó una edad comprendida entre 30 y 28 Ma y se correlaciona bien con el descrito por Haq *et al.*, (1988) a 28.4 Ma. La superficie de máxima inundación se encuentra dentro del intervalo glauconítico en la Formación Areo, que gracias a análisis de radiometría se le asigna un intervalo de depositación comprendido entre 33 y 35 Ma que corresponde con gran exactitud al descrito para 35 Ma por su magnitud (ver Tabla 3.2).

- **Unidad V**

De acuerdo con el estudio de foraminíferos realizados por Giffuni y Castro (1995) en varios de los pozos de estudio es posible asignar a la superficie de inundación MFS 5 una edad de 28.4 Ma la cual se encuentra dentro de la nannozona NP25. La edad propuesta para el límite de secuencia LS 5 es 25.5 Ma y se encuentra igualmente en la nannozona NP25. La correlación realizada de los límites definidos para la Unidad V se observa en la Tabla 3.2.

UNIDAD DEPOSITACIONAL	SISTEMA(S) ENCADENADO(S)	NANNOZONA	SUPERFICIE ESTRATIGRÁFICA	FORMACIÓN GEOLÓGICA	CORRELACIÓN CON HAQ (1988) / EDAD Ma
UNIDAD V	HSTS 5	NP25	LS 5	Fm NARICUAL	25.5 Ma
	TST 5	NP25	MFS 5	Fm NARICUAL	26 Ma
	LST 5				
UNIDAD IV	HST 4	NP24/NP23	LS 4	Fm NARICUAL	28.4 Ma
	TST 4	NP22	MFS 4	Fm AREO	35 Ma
	SMST 4				
UNIDAD III	HST 3	NP16	LS 3	Fm CARATAS	42.5 Ma
	TST 3	NP15	MFS 3	Fm CARATAS	45.5 Ma
UNIDAD II	HST 2	NP9	LS 2	Fm CARATAS	54.2 Ma
	TST 2	NP9	MFS 2	Fm CARATAS	54.3 Ma
	SMST 2				
UNIDAD I	HST 1	NP9	LS 1	Fm CARATAS	55 Ma
	TST 1	NP 7	MFS 1	Fm VIDOÑO	56.5 Ma
	LST 1	NC 22	LS 0	Fm SAN JUAN	68 Ma

Tabla 3.2 Edades propuestas para las superficies claves identificadas en el análisis secuencial

3.4 Modelo Secuencial

En base a los resultados obtenidos e integrando la información analizada para cada una de las secuencias depositacionales definidas en las formaciones objetivo, se construyó un modelo depositacional para todo el intervalo estudiado. Este modelo es presentado en la Figura 3.34 donde pueden apreciarse las relaciones de los sistemas encadenados con respecto a la zona de estudio, incluyendo las características litológicas tal como se interpretan y extrapolan a nivel regional.

El modelo intenta explicar las variaciones tanto verticales como horizontales que se reflejan en ambientes depositacionales diferentes dentro de un contexto cambiante, provocado por la variación de los controles estratigráficos que lo dominan, tales como el régimen tectónico, la dirección de aporte de los sedimentos, la configuración de la cuenca, el clima, la distribución de los ambientes depositacionales y otros.

El diagrama se encuentra orientado con rumbo SO-NE, dirección en la cual se observa la máxima variación lateral de facies. Hacia la zona sureste se profundiza la cuenca hasta llegar al quiebre de la plataforma y los sedimentos más continentales a transicionales, constituidos en su mayoría por arenas que van disminuyendo su espesor y son remplazados por granulometrías mas finas. El cambio se puede apreciar de gran manera hacia el campo Tropical ubicado en la parte más profunda de la plataforma.

La variación de los ambientes depositacionales de las formaciones objetivos, así como la formación de las secuencias están controlados principalmente por los cambios del nivel eustático que se reflejan en la formación de las superficies claves como los límites de secuencias y las superficies de máxima inundación.

3.5 Relación entre el sistema productor petrolero y el análisis secuencial

Uno de los objetivos definidos para este trabajo fue establecer la relación entre el sistema productor petrolero desarrollado en los campos de evaluación con las secuencias depositacionales y los sistemas encadenados definidos en el área. Con este estudio se intentan generar modelos que ayuden a proponer sistemas de explotación de hidrocarburos que sean más eficientes.

En los campos evaluados se determinaron un total de cinco secuencias depositacionales, con sus elementos o sistemas encadenados respectivos. Tomando en cuenta la relación que existe entre el sistema petrolero y los elementos descritos en el análisis secuencial (apéndice A.3) se observa que los sistemas encadenados constituidos por granulometrías gruesas (arenas), tales como los sistemas encadenados de alto y bajo nivel, tienen propiedades que favorecen la acumulación de hidrocarburos. Los sistemas encadenados que están constituidos de granulometrías finas (arcillas), como el sistema encadenado transgresivo, tienen características particulares que desfavorecen su capacidad de acumular hidrocarburos, aunque son muy buenas rocas madres. Las secciones condensadas donde se encuentran las superficies de máxima inundación son intervalos lutíticos que constituyen excelentes sellos para evitar la migración de hidrocarburos hacia litologías inferiores o superiores.

Todos los intervalos productores de los pozos que se encuentran actualmente o que estuvieron en producción corresponden en su totalidad con intervalos arenosos. Los más resaltantes se encuentran dentro de la Formación San Juan, donde se definió un sistema encadenado de bajo nivel, constituido por cuerpos arenosos tabulares que se pueden observar en los registros eléctricos y radioactivos de los pozos. Este sistema

encadenado, al igual que el sistema de alto nivel, posee unas características excelentes como roca reservorio permitiendo el almacenamiento de hidrocarburos. El sistema de bajo nivel tiene hacia su tope una superficie transgresiva que se encuentra dentro de un intervalo lutítico que probablemente sirve como la roca sello para las rocas inferiores.

En la mayoría de los registros en la Formación Naricual se observan dos cuerpos arenosos significativos, que tienen una gran continuidad lateral y son objetivos por excelencia para la búsqueda de hidrocarburos en los campos evaluados. Tomando en cuenta estas características se comprende el interés en buscar estos intervalos, debido a que los sistemas de alto nivel gozan de grandes posibilidades de tener hidrocarburos (ver apéndice A.3), siempre y cuando exista una roca madre de la cual pueda migrar el petróleo o el gas hacia esos cuerpos arenosos. Otros intervalos productores se encuentran en la Formación Caratas dentro del sistema encadenado de alto nivel definido para la Unidad II.

encadenado, al igual que el sistema de alto nivel, posee unas características excelentes como roca reservorio permitiendo el almacenamiento de hidrocarburos. El sistema de bajo nivel tiene hacia su tope una superficie transgresiva que se encuentra dentro de un intervalo lutítico que probablemente sirve como la roca sello para las rocas inferiores.

En la mayoría de los registros en la Formación Naricual se observan dos cuerpos arenosos significativos, que tienen una gran continuidad lateral y son objetivos por excelencia para la búsqueda de hidrocarburos en los campos evaluados. Tomando en cuenta estas características se comprende el interés en buscar estos intervalos, debido a que los sistemas de alto nivel gozan de grandes posibilidades de tener hidrocarburos (ver apéndice A.3), siempre y cuando exista una roca madre de la cual pueda migrar el petróleo o el gas hacia esos cuerpos arenosos. Otros intervalos productores se encuentran en la Formación Caratas dentro del sistema encadenado de alto nivel definido para la Unidad II.

CAPITULO IV

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

4.1 CONCLUSIONES

El análisis realizado en las formaciones objetivo mostró que la zona se encuentra actualmente afectada por procesos tectónicos que cambiaron la forma en la cual fueron depositados originalmente todos los cuerpos litológicos, sin embargo es posible asegurar que dichos procesos ocurrieron para un periodo posterior a su conformación, lo que permite realizar análisis secuenciales como el descrito, ya que no afectaron la depositación de las capas para el periodo en el cual estas se conformaron, siendo el régimen tectónico que predominaba en la región del tipo pasivo.

En el análisis secuencial que se realizó en las formaciones San Juan, Vidoño, Caratas Los Jabillos, Areo y Naricual, permitió la identificación de cinco unidades depositacionales.

La Unidad I comprende, en el área de estudio, tres sistemas encadenados, donde se observan sedimentos continentales y marinos. El sistema encadenado de bajo nivel (LST 1) se conforma por sedimentos de origen continental donde se observa exposición subaérea y están asociados a la progradación de sedimentos continentales hacia la plataforma, el sistema encadenado transgresivo y de alto nivel están constituidos por sedimentos de origen marino. Esta unidad se desarrolla dentro de las formaciones San Juan, Vidoño y la parte basal de Caratas. La máxima transgresión observada en todo el intervalo de estudio está dentro de esta unidad, particularmente dentro de la Formación Vidoño, representado por un microconglomerado glauconítico que corresponde con un nivel condensado.

La Formación Caratas comprende por lo menos dos unidades depositacionales. La Unidad II se desarrolla en su totalidad dentro de esta formación donde se

encuentra el sistema encadenado de margen de plataforma (SMST 2) en su parte basal, esta conformado por sedimentos de aguas someras que no superan los 10 metros de profundidad, el sistema encadenado transgresivo (TST 2) esta constituido por sedimentos de origen marino de ambiente nerítico medio y yace encima del sistema SMST 2. El sistema encadenado (HST 2) esta formado por sedimentos que van desde ambientes transicionales hasta nerítico interno.

La Unidad III se define en la parte superior de esta formación, esta controlada por un ascenso lento de la columna de agua, los ambientes depositacionales reflejan una transición entre sedimentos profundos en la base, correspondiente a un ambiente nerítico medio a externo, hacia el tope se identifica ambiente transicionale a nerítico interno. Debido a que esta unidad se conforma durante un ascenso lento de la columna de agua, solamente se logran identificar dos sistemas encadenados se reconoce el sistema encadenado transgresivo (TST 3) y el sistema encadenado de alto nivel (HST 3).

La Unidad IV se encuentra dentro de las formaciones Caratas (Miembro Tinajitas), Los Jabillos, Areo y la parte basal de Naricual, estando la superficie de máxima inundación en la Formación Areo. El sistema encadenado de margen de plataforma (SMST 4) se caracterizado por de las calizas arrecifales de Tinajitas. El sistema transgresivo (TST 4) presenta profundización donde se generan facies lutíticas-arenosas correspondientes con depósitos de talud que se encuentran en la Formación Los Jabillos hasta las lutitas de ambiente batial que se observan hacia el tope donde se encuentra la Formación Areo. El sistema de alto nivel (HST 4) se encuentra en la base de Naricual.

La Unidad V corresponde al tope al Formación Naricual, los sedimentos que conforman los sistemas encadenados presentan una menor profundidad de depositación, se observan facies de profundidades más someras con respecto a los intervalos inferiores. El sistema de bajo nivel (LST 5) esta caracterizada por barras de desembocadura y canales distributarios. El sistema transgresivo (TST 5)

está formado por sedimentos de ambiente nerítico externo. El sistema de alto nivel (HST 5) está conformado en un ambiente nerítico interno a medio, donde se observan cuerpos arenosos depositados en la playa y anteplaya.

La fuente de aporte de sedimentos se encontraba hacia la zona sur, donde se encuentra el Cratón de Guayana, permitiendo establecer una dirección de sur a norte.

La comparación entre el modelo secuencial propuesto y el sistema de producción de hidrocarburos realizado en los campos evaluados, demuestra la estrecha correspondencia que existe entre los intervalos prospectivos con los sistemas encadenados de alto y bajo nivel. Las zonas productoras están ubicadas en su totalidad dentro de estos sistemas. Esta aseveración no discrimina sin embargo la importancia de los sistemas encadenados transgresivos, ya que dentro de estos se encuentran intervalos lutíticos donde se ubican las superficies de máximas inundaciones, que por sus características son excelentes límites que sirven de sello para evitar la migración de hidrocarburos.

4.2 RECOMENDACIONES

La información sísmica revisada y utilizada en este trabajo fue procesada con fines estructurales y no con fines estratigráficos, esto limita la resolución de los reflectores sísmicos. En tal sentido se propone corroborar la interpretación realizada con data sísmica que sea procesada para ofrecer una mayor resolución y que permita visualizar la respuesta de los reflectores con intervalos litológicos de espesores menores, observando así la geometría de los mismos, que pudiesen corresponder a superficies tipo *onlap* o *downlap*.

La realización de los mapas isópacos de los sistemas encadenados se realizó con información de pozos que no se encuentra restaurada, por no ser ese un objetivo de este estudio. Por esta razón es necesario realizar la restauración de la ubicación

de cada uno de los pozos tomando en consideración la magnitud de los eventos estructurales que variaron su ubicación original y así poder generar con mayor exactitud mapas que representen la distribución areal de cada uno de los cuerpos litológicos que conforman los sistemas encadenados.

Los datos bioestratigráficos proponen variaciones muy amplias de los ambientes de depositación, solamente en algunos intervalos se tienen datos de análisis sedimentológicos que ofrecen esta información. Sin embargo para algunos intervalos se contó con análisis de foraminíferos béticos que ofrecen valiosa información de paleoprofundidad. Es recomendable realizar este tipo de análisis para todas las formaciones evaluadas y de esa forma establecer con gran certeza la variación de los cambios eustáticos a lo largo del tiempo.

Es notable la correlación existente entre el análisis secuencial con el sistema productor de hidrocarburos. Es recomendable realizar este tipo de estudios para todas las zonas prospectivas para así poder proponer intervalos de explotación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguado, B. (1993) Variation in sedimentology and mineralogy of condensed sequences; an example from Venezuela. [Abst.] American Association of Petroleum Geologist Annual Convention Program Abstracts, 86 p.
- Audemard, M. F. (1995) Glosario de Estratigrafía Secuencial. Inédito. 155 p.
- Bailey, R. J. (1998) Review: Stratigraphy, meta-stratigraphy and chaos. Blackwell Science, 10, 222-230 p.
- Biddle, K. and Crhistie-Blick, N. (1985) Glossary-Strike-Slip deformation, basin formation, and sedimentation. In: Biddle, K. T., y Crhistie-Blick, N. Strike slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spetial Publication, 37, 375-386 p.
- Cabrera, S. y Salazar, M. (1987) Formación Vidoño ejemplo de una secuencia depositacional. PDVSA. Inedito. 37 p.
- Cabrera, S. y otros (2004) Informe final estratigráfico de pozo CHL-6X. PDVSA. Reporte interno. Inédito. 60 p.
- Campbell, C. (1967) Lamina, Laminaset and bedset. Sedimentology, Vol. 8, 26 p.
- Código estratigráfico de las cuencas petrolíferas de Venezuela (CECPV) <http://www.intevep.pdv.com:80/ibc03/index.html> Editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN). Fecha de actualización 18/9/1998.
- Core Laboratories (1994) Reporte final manejo, descripción y preservación de núcleos LAGOVEN, S.A. Pozo: CHL-3 Campo: Chaguaramal. Reporte Interno. Inédito. 56 p.

- Di Croce, J. (1989) Análisis sedimentológico de la Formación San Juan en la Cuenca Oriental de Venezuela (Estados Anzoátegui y Monagas). Trabajo Especial de Maestría, Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 195 p.
- Di Croce, J. (1999) Eastern Venezuelan Basin sequence stratigraphy and structural evolution. Trabajo de Ascenso, Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 225 p.
- Emery, D. and Myers, K. J. (1996) Sequence stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 297 p.
- Erlich, R. N. and Barrett, S. F. (1994) Petroleum geology of the Eastern Venezuela foreland basin and fold belts. AAPG Memoir Vol. 55. 341-362 p.
- Flinch, J. F. and others (1996) Structure of the Gulf of Paria pull-apart basin (Eastern Venezuela-Western Trinidad) PDVSA. Centro de Documentación de Exploración y Producción (Referencia original: LAGOVEN-PETROTRIN, informe inédito). 22 p.
- Flinch, J. F. (1997) Exploring Complex Thrust Structures With 3d Seismic In The Eastern Venezuelan Serranía. AAPG Int. Conf., Pap; AAPG Bull. 81 (8):1374 p.
- Galea, F. A. (1985) Biostratigraphy and Depositional Environment of the Upper Cretaceous – Eocene Santa Anita Group (North Eastern Venezuela). Free University Press Amsterdam 1985, 1-115 p.
- Galloway, W. E. and Hobday D. K. (1996) Terrigenous clastic depositional systems: 2^o Edition. Nueva York, Springer-Verlag, 423 p.
- Giffuni, D. y Castro, M. (1995) Bioestratigrafía secuencial de la sección inferior de la Formación Carapita: en 8 pozos del Campo Orocuá y 2 pozos del campo Chaguaramal. LAGOVEN. Reporte Interno. Inédito. 68 p.

- González de Juana, C., Iturralde, C. J. y Picard, X. (1980) Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas: Ediciones Foninves, Caracas. 2 Vol., 1031 p.
- Haq, B. U., Handerbol, J. and Vail, P. R. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: Wilwus, C. K., and others (eds) Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 42, 71-108 p.
- Hedberg, H. D. and Pyre, A. (1944). Stratigraphy of north eastern Anzoátegui, Venezuela. AAPG. Bull. 28 (1), 1-28 p.
- Helenes, E. J. (1994) Resultado de los análisis estratigráficos de los pozos: ORS-53, ORS-54, ORS-56, ORS-57, ORS-58 y CHL-2X. CORPOVEN. Reporte Interno. Inédito. 34 p.
- Hung, E. (1996) Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturín subbasin, Eastern Venezuela basin. Master of Arts Thesis. University, Houston, Texas, 125 p.
- Jervey, M. T. (1998) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequence and their seismic expressions. In: Wilwus, C. K. and others (eds) Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 47-49 p.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. and Baum, G. R. (1987) Condensed sections, the key to age dating of continental margin sequences, In: Wilwus, C. K. and others (eds) Sea level change An Integrated Approach: SEPM Spec. pub./Pre-Print.
- Kendall C. (2003) <http://strata.geol.sc.edu/log-stacking.html>. Fecha de actualización 02/11/2004.
- Lugo, J. (1998) Curso de Estratigrafía Secuencial: aplicaciones a cuencas antepaís. Inédito. 52 p.

- Macellari, C., De Vries, and Thomas J. (1987) Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 59, 279-292 p.
- Miall, A. D. (1995) Whiter stratigraphy?. *Sedimentary Geology*, 100, 5-20 p.
- Miall, A. D. (1997) *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Nueva York, 433 p.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. and Sangree, J. B. (1977) Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *AAPG Memoir Vol. 26*. 117-134 p.
- Mitchum, R. M., Sangree, J. B., Vail, P. R., Wornardt, W. W. (1993) Recognizing sequences and systems tracts from well logs, seismic data, and biostratigraphy: examples from the late Cenozoic of the Gulf of Mexico. In: Weimer, P., and Posamentier, H. (eds) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. *AAPG Memoir Vol. 58*. 163-197 p.
- Mutti, E. (1985) Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa G. (eds) *Provenance of arenites- NATO Advanced Scientific Institute*. Reidel Publishing Co. 43 p.
- Odin, G. S. and Matter, A., (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology* 28. 611-641 p.
- Olszewski, T. D. and Patzkowsky, M. E. (2003) From cyclothems to sequences: The record of eustasy and climate on an icehouse empiric plataform (Pennsylvanian-Permian, North American Midcontinent. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (1), 15-30 p.
- Parnaud, F., and others (1995) Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuela basin, In: Tankard, A. J., Suarez, S., and Welsink, H. J., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir Vol. 62*, 741-756 p.

- PDVSA (1995) Informe final Bioestratigrafico. Pozo: ORS-66X. Reporte Interno. Inédito. 55 p.
- PDVSA (2000) PGP Cotoperí Norte. Reporte interno. Inédito. 367 p.
- Posamentier, H. W., Weimer, P. and Vail, P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. In: Wilwus, C. K. and others (eds) Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 109-124 p.
- Posamentier, H. W. and Vail J. B. (1988) Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems track models. In: Wilwus, C. K., and others (eds) Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 125-154 p.
- Sams, R. H. (1995) Interpreted sequence stratigraphy of the Los Jabillos, Areo, and (subsurface) Naricual formations, Northern Monagas area, Eastern Venezuelan Basin. Bol., Sociedad Venezolana de Geología, Vol. 20, Nos 1-2, 30-40 p.
- Saylor, B. Z. (2003) Sequence stratigraphy and carbonate-siliciclastic mixing in a terminal proterozoic foreland basin, Urusis formation, Nama group, Namibia. Journal of Sedimentary Research, 73 (2), 264-279 p.
- Schlumberger (1994) Interpretación sedimentológica, descripción petrográfica mineralogica-palinologica. Pozo: ORC-29. Campo Orocual. Reporte Interno. Inédito. 43 p.
- S.A. Consultores CSC (1993) Estudio sedimentológico de los núcleos. Pozo ORS-57. Campo Orocual. Reporte Interno. Inédito. 73 p.
- S.A. Consultores CSC (1994) Estudio sedimentológico de núcleos. Pozo ORS-58, campo Orocual Cuenca Oriental- Venezuela. Reporte Interno. Inédito. 54 p.

- S.A. Consultores CSC (1995) Estudio sedimentológico de núcleos del pozo ORS-59 Campo Orocual. LAGOVEN. Reporte Interno. Inédito. 67 p.
- Vail, P. R. and others (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, INC. E. Clayton (eds) Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration: Tulsa, AAPG Memoir Vol. 26, 49-212 p.
- Vail, R. P., Todd and Sangree, J. B. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: C.E. Payton, ed., Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir Vol. 26, 99-116 p.
- Vail, P. R. (1987) Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part. In: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In Vail A. W. (eds) Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG Studies on Geology. 27(I): 1-10 p.
- Vail, P. R. and others (1991) The Stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology-An Overview. In: Einsele, G., Ricken W., Seilacher A. (eds). Cycles and Events in Stratigraphy. Springer –Verlag, Berlin-Heidelberg- New York, 569-617 p.
- Van Wagoner, J. C., (1985) Reservoir facies distribution as controlled by sea level change. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Mid-Year Meeting, Golden, CO, August 11-14, 91-92 p.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Posamentier, Jr., H. W. and Vail P. R. (1987) Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. In: Vail, A. W. (eds) Atlas of Seismic Stratigraphy American Association of Petroleum Geologists Studies on Geology. 27 (I): 11-14 p.
- Van Wagoner, J. C. and others (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions: In: Wilms, C. K, and others (eds) Sea level

changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 39-46 p.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. and Rahmanian, V. D. (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop; concepts for high resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, no. 7-55 p.

Van Wagoner, J. C. (1991) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: American Association of Petroleum Geologist, Methods in exploration, 6, 59 p.

Yoris, F. y Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela : Geología General y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J. (eds.) WEC 1997. Conferencia Evaluación de Pozos. Schlumberger - Surencó C.A. 1^{ra}. Ed. Español ; Jolley Printing (Texas) : Cap. 1 : 1-17 ; 24 - 44.

APÉNDICE A

CONCEPTOS DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La estratigrafía es la ciencia que estudia las relaciones verticales y laterales de las rocas sedimentarias. Estas relaciones son definidas sobre la base de las propiedades físicas y químicas de las rocas, sus características paleontológicas, relaciones de edad y sus propiedades geofísicas. Así han sido desarrollados métodos de análisis estratigráficos tales como la litoestratigrafía, bioestratigrafía, cronoestratigrafía, quimioestratigrafía, magnetoestratigrafía y otras.

La estratigrafía secuencial, es una herramienta que se ha desarrollado para definir las unidades que se encuentran genéticamente relacionadas, es decir están definidas en un rango específico de tiempo, por ende estas unidades se pueden encontrar limitadas por las mismas superficies físicas, lo que permite entender la geometría interna y la arquitectura depositacional de las cuencas. Para desarrollar estos estudios se usan diferentes tipos de datos otorgados por algunas ramas de la estratigrafía, tal como la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía, de tal forma se realiza una integración de la información, que permite la comprensión más detallada del comportamiento de las unidades sedimentarias como unidades diferenciables de flujo y entrapamiento de los hidrocarburos mediante trampas estratigráficas optimizando así su hallazgo y producción.

Para poder entender el procedimiento que se realiza en este tipo de estudios es necesario la comprensión de varios principios básicos, que van desde las variables que controlan el relleno de las cuencas, el comportamiento de los reflectores sísmicos, hasta los propios conceptos de la estratigrafía secuencial.

A.1 Variables que controlan el relleno de las cuencas sedimentarias

Según Vail (1987), las variaciones en los patrones estratigráficos, así como la distribución de litofacies dentro de las rocas sedimentarias, están controladas por cuatro variables principales (Figura A.1), las cuales son la subsidencia tectónica, que genera el espacio disponible donde los sedimentos son depositados, el cambio del nivel eustático del mar y el volumen de los sedimentos, que controlan la paleo-profundidad del agua y el clima que controla el tipo de sedimentos depositados.

A.1.1 Subsidencia Tectónica

La subsidencia tectónica es la componente de la subsidencia, causada por un mecanismo de deriva tectónica, se calcula al sustraer la componente de subsidencia producida por procesos no-tectónicos tales como la carga de sedimentos, compactación sedimentaria y cambios de profundidad del agua (Biddle y Christie-Blick, 1985).

A.1.2 Variaciones del Nivel del Mar

Depende de dos factores fundamentales, la eustacia global y el nivel relativo del mar.

La eustacia global es medida entre la superficie del mar y un datum previamente fijado, usualmente el centro de la tierra (Figura A.2). La eustacia puede variar por cambios en el volumen de la cuenca oceánica, como por la variación en el volumen de las dorsales oceánicas o por variaciones en el volumen de agua de los océanos. Mitchum *et al.*, (1977) dividen jerárquicamente los ciclos eustáticos en ciclos de primer orden a quinto orden con base en su duración en años (Tabla A.1).

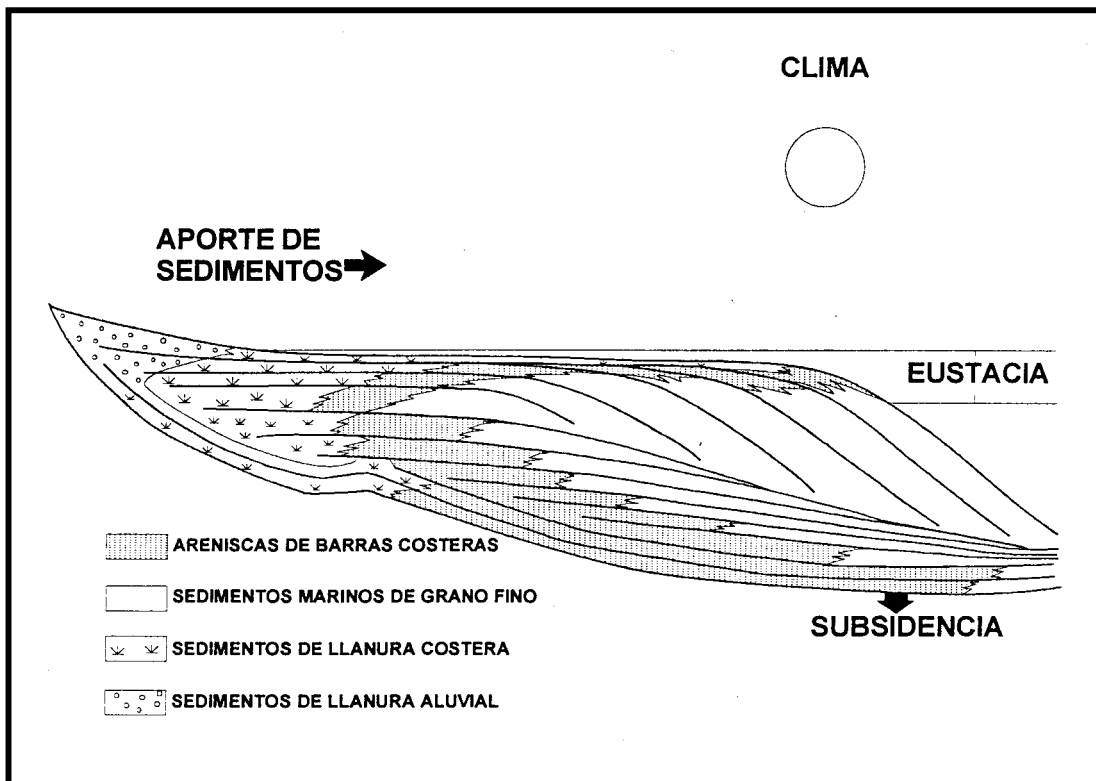


Figura A.1 Principales controles que afectan la estratigrafía y la distribución de litofacies según Vail (1987)

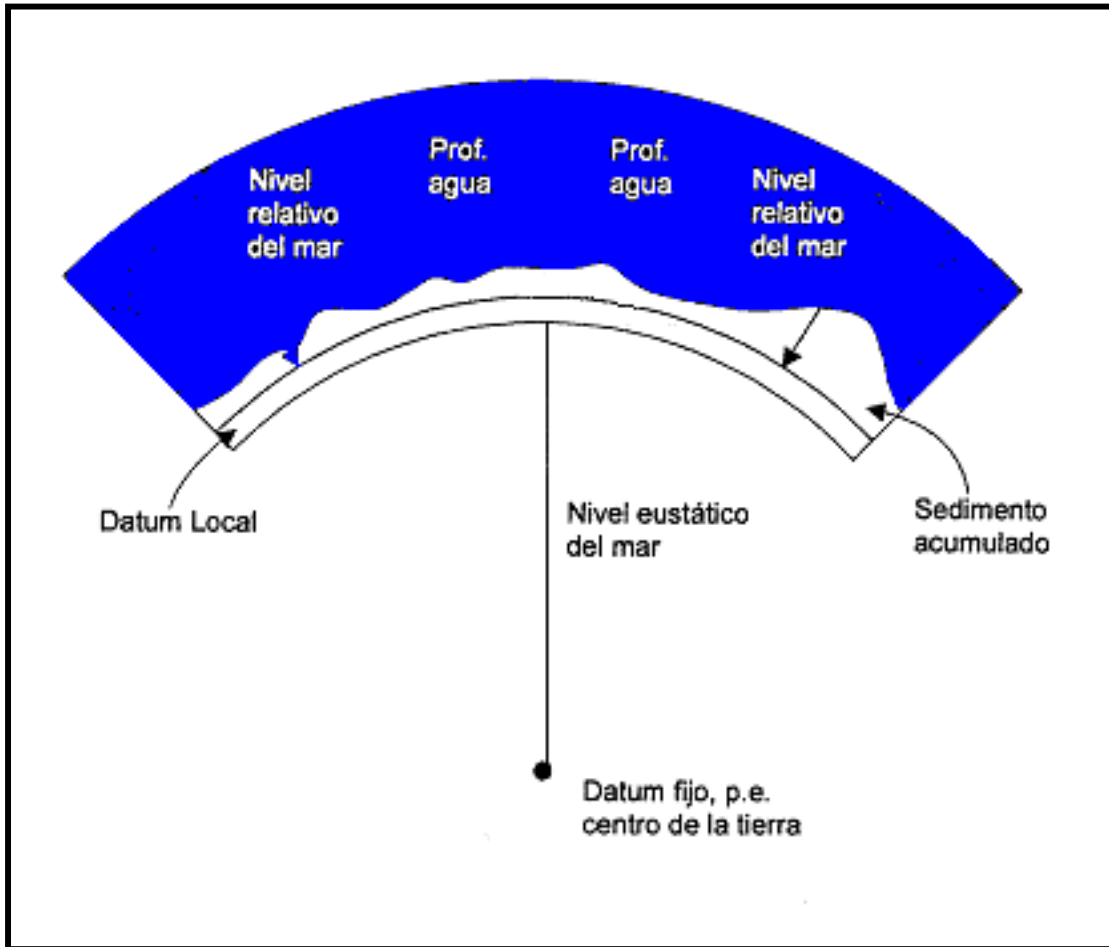


Figura A.2 Nivel eustático y nivel relativo del mar (Posamentier et al., 1988)

Los ciclos de primer orden representan secuencias visibles a escala global y regional. Los ciclos de segundo orden representan un juego de secuencias apiladas verticalmente y son muy útiles para estudios de carácter regional. Los ciclos de tercer orden son los más comunes de reconocer a escala y en registros de pozos y son utilizados en la prospección exploratoria. Los ciclos de cuarto y quinto orden son raramente resueltos con datos sísmicos a menos que se cuente con una sísmica de alta resolución, o en aquellos casos de tasas de sedimentación extremadamente altas. Los ciclos de cuarto y quinto orden son útiles a escala de descripción de yacimientos.

ORDEN JERÁRQUICO	DURACIÓN
Primer	Mayor de 50 Ma
Segundo	5 a 50 Ma
Tercer	0.5 a 5 Ma
Cuarto	0.1 a 0.5 Ma
quinto	Menos de 0.1 Ma

Tabla A.1 Órdenes de los ciclos eustáticos. Tomada de Van Wagoner et al., 1987)

La eustacia y subsidencia tectónica controlan conjuntamente la cantidad de espacio disponible para la acumulación de sedimentos. El espacio para el acomodo de los sedimentos depende de la combinación de estas dos variables (Jervey, 1988).

El nivel relativo del nivel del mar, se refiere a la distancia entre la superficie del mar y un datum local en movimiento, tal como el basamento o una superficie dentro de la columna de sedimentos (Posamentier *et al.*, 1988) (Figura A.2). La subsidencia o

levantamiento tectónico de un datum del basamento, la compactación sedimentaria, la cual comprende la subsidencia de un datum dentro de la columna sedimentaria y los movimientos verticales de la superficie marina, son factores que contribuyen con el cambio relativo del nivel del mar (Emery y Myers, 1996).

A.1.3 Aporte de Sedimentos

La tasa de aporte de sedimentos controla la cantidad y el lugar donde el espacio de acomodo es rellenado. El balance entre el aporte de sedimentos y el nivel relativo del mar controla si los cinturones de facies progradan cuenca adentro o si retrogradan hacia el continente (Emery y Myers, 1996).

A.1.4 Clima

El clima controla el tipo de sedimentos depositados. Por ejemplo, el régimen pluvial y la temperatura son importantes para la distribución de los carbonatos y de la evaporitas, así como para el tipo y cantidad de siliciclásticos depositados (Vail, 1987).

A.2 Estratigrafía Secuencial

La estratigrafía secuencial propone que los estratos depositados en una cuenca se encuentran genéticamente relacionados a los ciclos eustáticos, de subida y bajada relativa del nivel del mar. A estos estratos genéticamente relacionados se les denomina *secuencia estratigráfica*, cuya característica básica constituye el estar limitados en tope y base por discordancias o sus correlativas conformidades (Mitchum *et al.*, 1977). Dentro de una secuencia estratigráfica se generan a su vez patrones sistemáticos de depositación de acuerdo a la etapa actuante del ciclo de cambio relativo del nivel del mar definido, observables en secciones sísmicas e

identificables en registros de pozos. Estos patrones de depositación son denominados *sistemas encadenados* (system tracts).

A.2.1 Jerarquía de las Unidades Estratigráficas

Las unidades estratigráficas desde la lámina hasta la secuencia pueden ser agrupadas dentro de una jerarquía. El reconocimiento de estas unidades estratigráficas y su uso en la correlación de tiempo y de facies, es la esencia de la estratigrafía secuencial. Es muy importante tener en cuenta los siguientes conceptos a fin de poder establecer la escala a la cual se realizará el estudio (Campell, 1967).

A.2.1.1 Lámina

Comprende la unidad megáscopica más pequeña. Se diferencia de las otras láminas en color, composición o tamaño de grano. Sólo pueden ser resueltas con datos de afloramiento y de núcleos. Se generan a partir de procesos depositacionales episódicos, los cuales pueden tener una duración en tiempo de minutos u horas. Su extensión areal es limitada, no sobrepasan el kilómetro cuadrado de extensión areal y el centímetro de espesor (Figura A.3).

A.2.1.2 Grupo de Láminas

Es una sucesión relativamente conforme de láminas genéticamente relacionadas limitadas por superficies de erosión o de no depositación (Campell, 1967). Los juegos de láminas son igualmente debidos a procesos depositacionales episódicos, constituyendo las distintas estructuras de una capa. Al igual que en el caso de las láminas, los juegos de láminas solo pueden ser resueltos a partir de los datos de afloramiento y núcleos. Su tiempo de formación puede variar de minutos a días; su

rango de extensión lateral puede variar de 1 a 10 Km² y su rango de espesor puede variar de 1 a 10 metros (Figura A.3).

A.2.1.3 Capa

Se define como una sucesión relativamente conforme de láminas o juegos de láminas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies de erosión o de no depositación o sus conformidades correlativas (Campell, 1967). No todas las capas contienen juegos de láminas.

Las capas pueden formarse por eventos episódicos o periódicos. La depositación episódica comprende depósitos generados por tormentas, inundaciones, flujo de detritos y corrientes de turbidez. Las periódicas incluyen depositación a partir de cambios de estaciones o climáticos.

El rango de formación de capas en tiempo es aproximadamente 1 a 1.000 años, pudiendo alcanzar extensiones de 1 a 100 Km². Su rango de espesores va desde centímetros hasta 1 metro (Figura A.3).

A.2.1.4 Grupo de Capas

Es una sucesión relativamente conforme de capas genéticamente relacionadas, limitadas a su vez por superficies de erosión, no depositación, o sus conformidades correlativas. Su rango de formación se ubica entre 1 y 10.000 años.

El rango de extensión lateral puede variar de algunos pocos a centenas de kilómetros. Su rango de espesores puede abarcar varias decenas de metros. Los juegos de capas no sólo pueden ser reconocidos a escala de afloramiento y núcleos sino que también pueden ser reconocidas a partir de registros eléctricos de pozos (Figura A.3).

A.2.1.5 Parasecuencia

Una parasecuencia es una sucesión de capas o grupos de capas genéticamente relacionadas las cuales se encuentran limitadas por superficies de inundación marinas o sus concordancias correlativas (Figura A.4). En posiciones especiales dentro de la secuencia, las parasecuencias pueden estar limitadas por límites de secuencias (Van Wagoner *et al.*, 1990).

La mayoría de las parasecuencias siliciclásticas son progradacionales, con geometría de engrosamiento hacia el tope, sin embargo pueden presentarse geometrías verticales de afinamiento de granos hacia el tope, asociadas a ambientes mareales. Aún en estos casos, se interpreta que la asociación vertical de facies registra un descenso gradual de la profundidad del agua. No se han registrado parasecuencias que reflejen “profundización hacia arriba” (Van Wagoner *et al.*, 1990).

El rango de tiempo empleado en la formación de una parasecuencia puede comprender de 100 a 10.000 años. Pueden abarcar extensiones que varían de 1 a 1.000 Km² y espesores que pueden alcanzar varias decenas de metros.

A.2.1.6 Juego de Parasecuencias

Un set o grupo de parasecuencias es un conjunto de parasecuencias genéticamente relacionadas, las cuales forman un patrón distinto de apilamiento y se encuentra a su vez limitado por superficies de inundación mayores o sus superficies correlativas. (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Los juegos de parasecuencias pueden ser progradacionales, agradacionales o retragradacionales (Van Wagoner, 1985). En un juego de parasecuencias progradacional, parasecuencias progresivamente más jóvenes son depositadas cada

vez más lejos del continente, o bien, la tasa de sedimentación es mayor que la tasa de acomodación (Figura A.4). En un juego de parasecuencias agradacionales, parasecuencias sucesivamente más jóvenes son depositadas una encima de la otra sin que existan desplazamientos laterales significativos, en términos generales, la tasa de acomodación se aproxima a la tasa de sedimentación. En un juego de parasecuencias retrogradacional las parasecuencias más jóvenes se depositan cada vez más cerca del continente debido a un aumento relativo del nivel del mar.

Por lo general los juegos de parasecuencias pueden tomar de 1000 a más de 100.000 años, con extensiones que pueden variar decenas a miles de Km² y espesores que pueden alcanzar al centenar de metros. En algunos casos es posible obtener la resolución de juegos de parasecuencias a través de datos sísmicos, sin embargo siguen siendo métodos infalibles los registros eléctricos y los datos de afloramiento y núcleos.

A.2.1.7 Secuencia Estratigráfica

Una secuencia estratigráfica es una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados que se encuentran limitados por discordancias o sus concordancias correlativas (Mitchum *et al.*, 1977) (Figura A.5).

Las secuencias pueden ser divididas en sistemas encadenados sobre la base de criterios objetivos, incluyendo tipos de superficies límite, distribución de grupo de parasecuencias y posición dentro de la secuencia. También pueden ser definidos por su geometría y por las asociaciones de facies (Figura A.5).

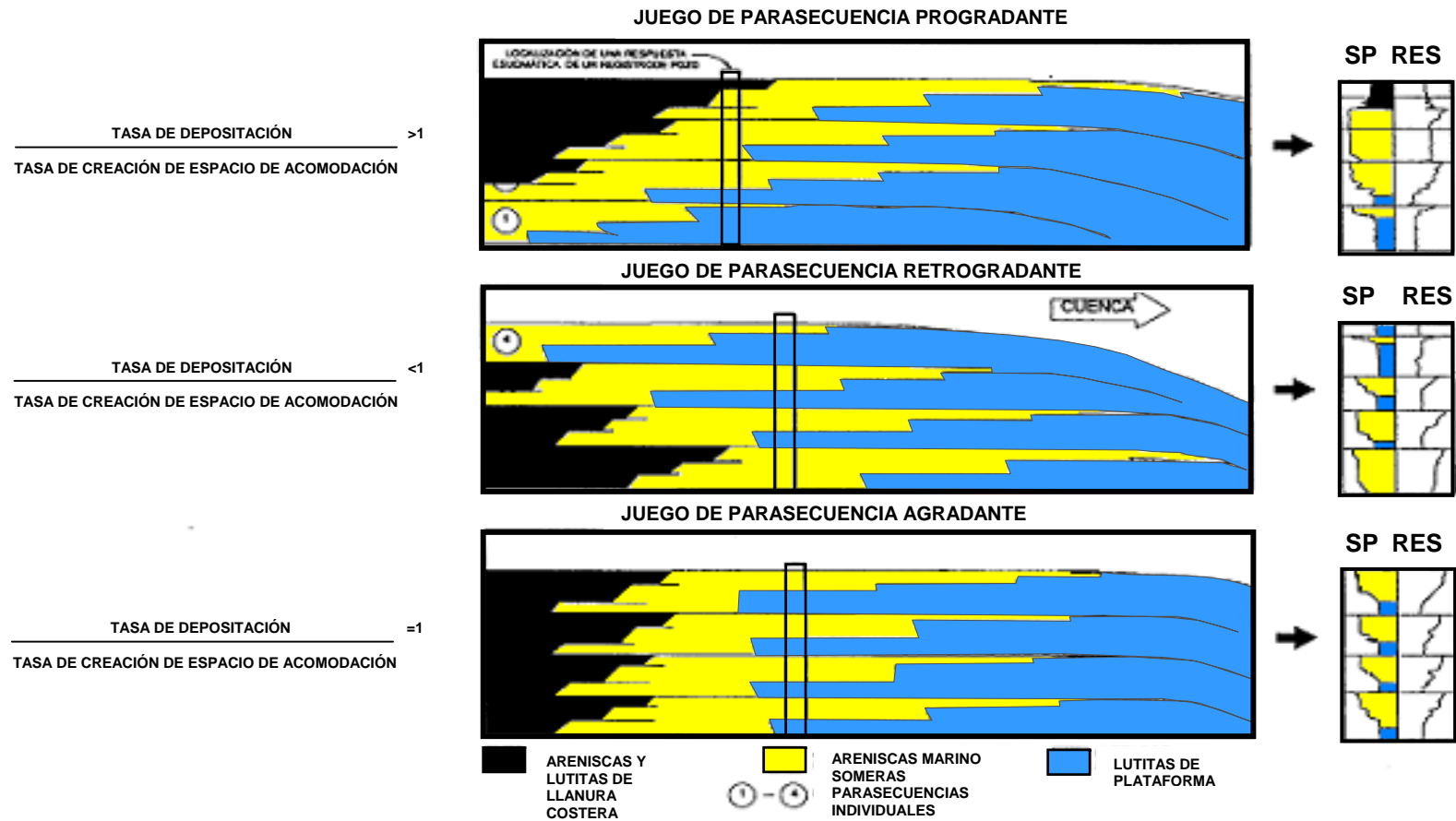


Figura A.4 Parasecuencias y juegos de parasecuencias. Las parasecuencias representan las unidades individuales que de acuerdo al apilamiento, definen los distintos juegos o grupos de parasecuencias. (Tomado de Van Wagoner et al., 1990)

Las secuencias estratigráficas pueden formarse en un rango de tiempo que varía entre miles y millones de años. Su rango de extensión areal por lo general comprende más del centenar de kilómetros cuadrados, pudiendo alcanzar espesores de más de mil metros. Los datos sísmicos son una excelente herramienta para la identificación de secuencias depositacionales, obteniéndose mayor resolución con las herramientas anteriormente mencionadas tales como registros de pozos, afloramientos y núcleos (Figura A.5).

A.2.3 Superficies Estratigráficas

A.2.3.1 Conformidad (*Conformity*)

Las conformidades son superficies que separan estratos más jóvenes de los más viejos pero que no muestran evidencias de erosión o no depositación y a lo largo de la cual no existen hiatos significativos.

A.2.3.2 Discordancia (*Unconformity*)

Las discordancias se definen como superficies que separan estratos más viejos de los más jóvenes, a lo largo de las cuales existe evidencia de truncamiento subaéreo, y en algunos lugares, erosión correlativa o exposición subaérea con un hiato significativo (Van Wagoner *et al.*, 1988).

A.2.3.3 Límites de Secuencia (*Sequence Boundary*)

Un límite de secuencia (LS) es una discordancia o su conformidad correlativa (Van Wagoner *et al.*, 1990). Se consideran que existen dos tipos de límites de secuencia, diferenciados sobre la base del área de exposición subaérea y la cantidad de cambio de los cinturones de facies en dirección del mar (Figura A.5).

Un límite de secuencia tipo 1 (Figura A.5) se desarrolla cuando la caída del nivel del mar relativo es más rápido que la subsidencia tectónica. La línea de costa se puede desplazar hacia la cuenca hasta llegar al borde de la plataforma, dando lugar a un proceso extensivo de erosión, con el desarrollo de valles fluviales incisos sobre la plataforma y la profundización de los cañones submarinos hacia la base del talud continental (Miall, 1997). Un límite de secuencia tipo 2 se desarrolla cuando el nivel del mar relativo cae lentamente, dando lugar al cambio gradual de cinturones de facies en dirección del mar, pero con poca exposición subaérea y erosión.

De esta división de tipos de límites de secuencia surgió la conceptualización de las secuencias estratigráficas en función de sus límites. Así, las secuencias tipo 1 son aquellas que se encuentran limitadas en su tope y base por un límite de secuencia tipo 1, mientras que las secuencias tipo 2 son aquellas cuyo límite de secuencia es un tipo 2. Cada una de estas secuencias está caracterizada por un juego distintivo de sistemas encadenados.

A.2.3.4 Superficies de Inundación y de Máxima Inundación (*Flooding Surfaces, Maximum Flooding Surfaces*)

Una superficie de inundación marina es una superficie que separa estratos más jóvenes de los más antiguos, a través de la cual existe evidencia de un incremento abrupto en la profundidad del agua. Esta profundización generalmente se encuentra acompañada por erosión submarina menor (ausencia de erosión subaérea o de cambio de facies hacia la cuenca) y no depositación, y puede existir un pequeño hiato (Van Wagoner *et al.*, 1988). Las superficies de máxima inundación marinas son planares y comúnmente solo exhiben un relieve topográfico menor, el cual está en el orden de varias pulgadas a decenas de pies. La superficie de inundación marina comúnmente tiene una superficie correlativa en la llanura costera y una superficie correlativa en la plataforma.

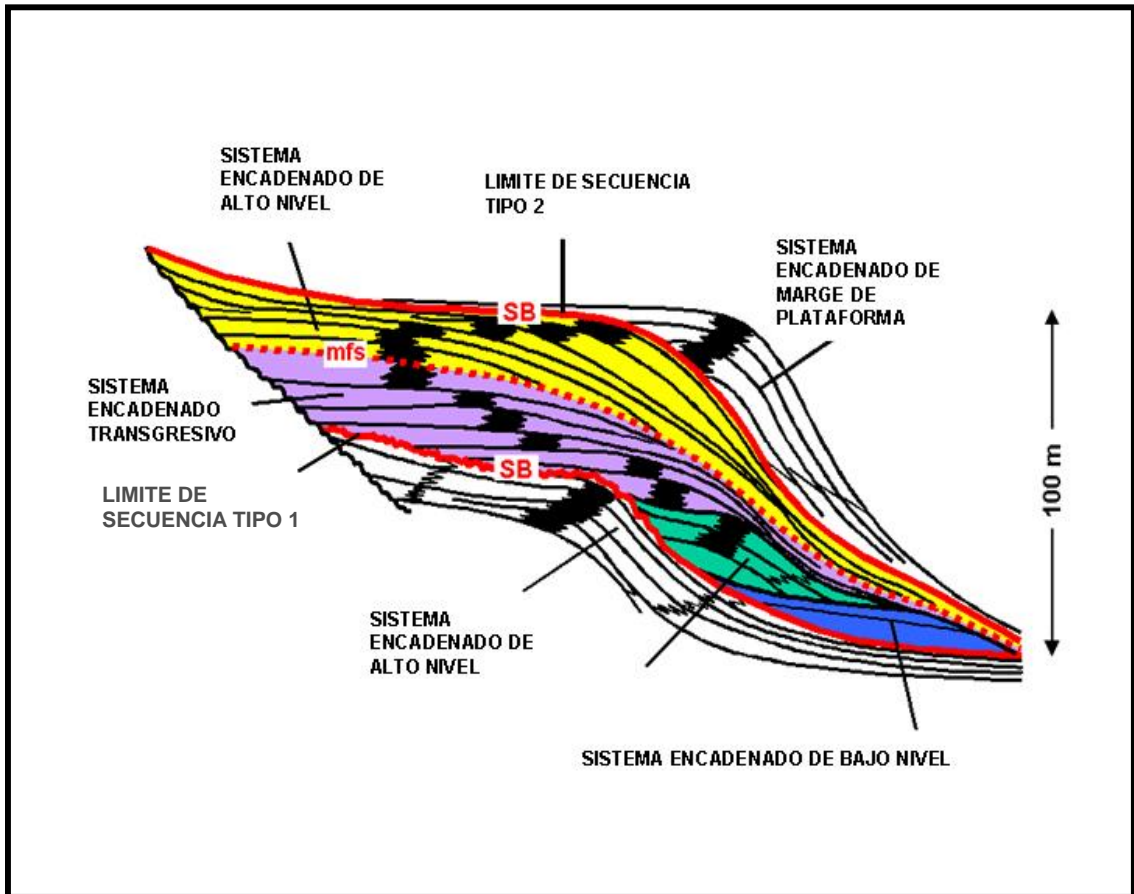


Figura A.5 Secuencia depositacional y los sistemas encadenados que la comprenden. Obsérvese los límites de secuencia tipo 1 y tipo 2, el primero esta caracterizado por un cambio abrupto del nivel relativo del mar en dirección a la cuenca, dando lugar a un cambio en el solapamiento costero, exposición y erosión extensiva y la formación de valles incisos; el segundo, caracterizado por un cambio más suave del nivel relativo del mar (Modificado de Vail, 1987)

Las superficies de máxima inundación registran el avance máximo de la inundación marina. Las superficies de máxima inundación y su sección condensada asociada representan el miembro más útil de la familia de los marcadores estratigráficos. Éstas pueden distinguirse por su característica de registro, su continuidad lateral y sus atributos sísmicos.

Los indicadores litológicos incluyen el desarrollo de depósitos de fondos remanentes, así como concentrados diagenéticos. La sección condensada, que representa largos intervalos de no depositación de sedimentos clásticos terrígenos, es definida según Van Wagoner *et al.*, (1988), como una facies que consiste de capas marinas de sedimentos hemipelágicos o pelágicos depositados con una tasa de sedimentación muy baja, aproximadamente 10 cm por año. Las secciones condensadas son más extensas durante transgresiones regionales de la línea de costa.

Según Galloway y Hobday, (1996), las secciones condensadas pueden estar indicadas por una variedad de delgadas capas u horizontes continuos, incluyendo los siguientes:

- Mantos hemipelágicos.
- Arena, arcilla o margas ricas en glauconita, fosfato o siderita.
- Lutita radioactiva, con alto contenido orgánico.
- Residuos fósiles múltiples o lodo hemipelágico bioturbado.

A.2.3.5 Superficie de Enravamiento (*Ravinement Surface*)

Una superficie de enravamiento es una superficie de erosión transgresiva (Emery y Myers, 1996). Ésta representa la superficie de equilibrio sobre la plataforma formada en respuesta al régimen de oleaje y corrientes locales. Al elevarse el nivel del mar, el

perfil del frente costero se desplaza hacia arriba y tierra adentro a través de un proceso de retroceso del frente costero, de modo que esta superficie se hace más joven en esta dirección.

A.2.3.6 Superficie de Máxima Progradación (*Maximum Progradation Surface*)

La superficie de máxima progradación es el tope de la parasecuencia que más progresa hacia la cuenca, y marca el momento del cambio entre la progradación y la regresión. Puede ser reconocida en localizaciones proximales como la superficie entre una unidad progradante y una retrogradante. También es conocida como superficie transgresiva (*transgressive surface*).

A.2.3.7 Superficie de Solapamiento Basal (*Downlap Surface*)

Se reconoce como la base de los juegos de parasecuencias progradantes. La superficie de solapamiento basal por debajo del sistema encadenado de nivel alto es correlacionable con la superficie de máxima inundación, y la superficie basal de progradación por debajo de la cuña progradante de nivel bajo es correlacionable con el tope de la superficie de abanicos o el límite de secuencia.

A.2.4 Sistemas Depositacionales y Sistemas Encadenados

A.2.4.1 Sistemas Depositacionales

Un sistema depositacional comprende una asociación tridimensional de litofacies, genéticamente relacionadas por procesos y ambientes activos (modernos) o inferidos (antiguos) (Posamentier *et al.*, 1988). Según Galloway y Hobday, (1996) existen ocho principales sistemas depositacionales clásticos principales: de abanico aluvial, fluvial,

deltaico, costero, plataforma, de talud y de base de talud, eólico y lacustrino (Figura A.6).

A.2.4.2 Sistemas Encadenados

Un sistema encadenado es una conexión de sistemas depositacionales contemporáneos. Los sistemas encadenados están compuestos por parasecuencias y uno o más grupos de parasecuencias, las cuales forman las subdivisiones de una secuencia. Se reconocen los siguientes sistemas encadenados:

- Sistema encadenado de bajo nivel (*lowstand system tract*) cuyos elementos son: abanicos de fondo cuenca (*basin floor fan*) y cuña progradante (*prograding wedge*). Sistema encadenado de margen de plataforma (*shelf margin system tract*).
- Sistema encadenado transgresivo (*transgressive system tract*).
- Sistema encadenado de alto nivel (*highstand system tract*).

Los sistemas encadenados son interpretados sobre la base de patrones de apilamiento de parasecuencias, las posiciones dentro de la secuencia, la geometría de los estratos y los tipos de superficies límite. Cada uno de los sistemas encadenados se interpreta como asociado a un segmento específico de la curva eustática, aunque no se encuentra definida sobre la base de esta asociación (Posamentier *et al.*, 1988).

El desarrollo de los sistemas encadenados anteriormente mencionados se encuentra relacionado a la geometría de la cuenca. Existen dos geometrías a considerar: cuencas con quiebre de plataforma y cuencas tipo rampa. Las características de ambos tipos de cuenca son puntualizadas por Van Wagoner *et al.*, (1990) y son presentadas en la Tabla A.2.

CUENCAS CON QUIEBRE DE PLATAFORMA	CUENCAS TIPO RAMPA
Plataforma, talud y topografía de cuenca bien definidas	Pendientes uniformes
La plataforma tiene pendientes menores a 0.5°, el talud tiene pendientes de 3 6° con pendientes de 10° a lo largo de las paredes de los cañones submarinos	Plataforma de ángulo bajo, menos de 1°, siendo la mayoría menores de 0,5°
Quiebre de plataforma relativamente abrupto separando los depósitos de ángulo bajo de la plataforma de depósitos de pendiente mucho más inclinada	Sin cambios abruptos en la profundidad del agua desde marino somero a aguas mucho más profundas
Transición relativamente abrupta de aguas someras a aguas mucho más profundas	Deposición de deltas de bajo nivel y otras litologías como areniscas de línea de costa, en respuesta a la caída del nivel del mar
Patrones de cliniformes oblicuos	Cliniformes en tejas sigmoidales
Incisión, en respuesta a la caída del nivel del mar, por debajo del quiebre depositacional de la línea de costa si se forman cañones submarinos	Incisión hacia, pero no por debajo, de la línea de costa del sistema de bajo nivel, en respuesta a la caída del nivel del mar
Probable depositación de abanicos submarinos de fondo de cuenca y de talud	Poca probabilidad de depositación de abanico submarinos y abanicos de talud
<p>Condiciones adicionales:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Sistemas fluviales suficientemente grandes para contar cañones y transportar sedimentos hacia la cuenca • Suficiente espacio de acomodación para que sean preservados los juegos de parasecuencias • Cambio relativo en el mar de suficiente rapidez y magnitud como para depositar el sistema encadenado de nivel bajo en, o justo por debajo del quiebre de la plataforma 	

Tabla 2.2 Características de las cuencas tipo rampa y con quiebre de plataforma según Van Wagoner et al., 1990.

Tabla A.2 Características de las cuencas tipo rampa y con quiebre de plataforma según Van Wagoner et al., (1990)

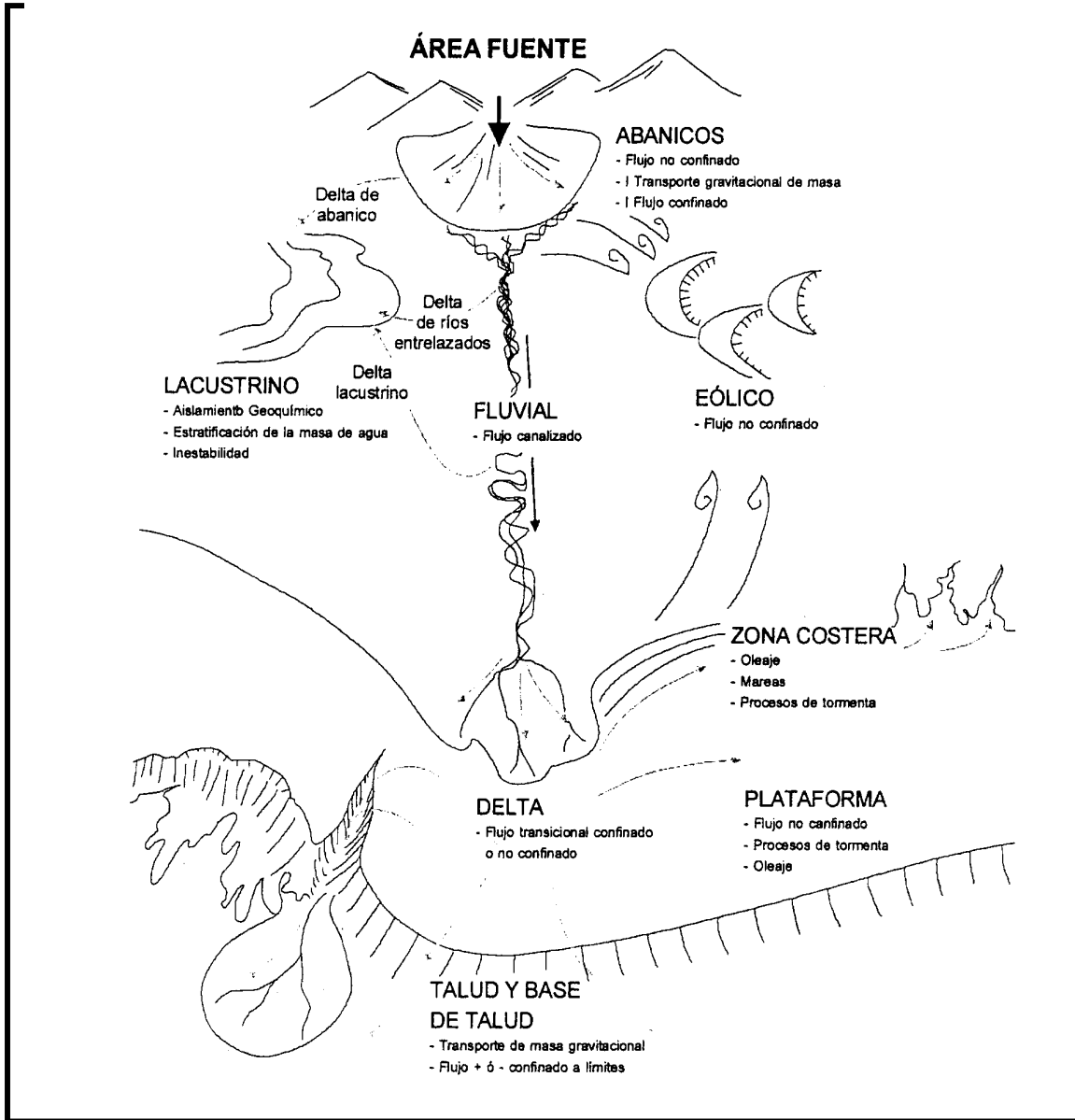


Figura A.6 Los ocho sistemas depositacionales distinguidos por Galloway y Hobday, (1996)

A.2.4.2.1 Tipos de Secuencias y sus Respectivos Sistemas Encadenados

Se reconocen dos tipos de secuencias en el registro rocoso, las secuencias Tipo 1 y las secuencias Tipo 2 (Van Wagoner *et al.*, 1988). Estas son definidas e identificadas sobre la base de: a) el arreglo de los estratos en sistemas encadenados entre los límites de secuencia y, b) los tipos de superficies límite.

Las secuencias Tipo 1 se componen de los sistemas encadenados de bajo nivel, transgresivo y de alto nivel, limitadas por discordancias tipo 1 y sus conformidades correlativas. Las secuencias Tipo 2 comprenden los sistemas encadenados de margen de plataforma, transgresivo y de nivel alto, limitados en su parte inferior por discordancias tipo 2 y sus conformidades correlativas (Van Wagoner *et al.*, 1990).

- Sistema encadenado de margen de plataforma (*shelf margin system tract*).
- Sistema encadenado transgresivo (*transgressive system tract*).
- Sistema encadenado de alto nivel.

A.2.4.2.1.1 Sistema Encadenado de Bajo Nivel (*Lowstand System Tract*)

El sistema de bajo nivel se encuentra asociado a la presencia de un límite de secuencia tipo 1. Este sistema es depositado durante un intervalo de bajada del nivel del mar en la ruptura de pendiente y su posterior subida gradual (Emery y Myers, 1996).

En el caso de rápidos descensos del nivel del mar en cuencas con quiebre de plataforma, estos consisten en varias unidades depositacionales:

Abanicos de fondo de cuenca: según Van Wagoner *et al.*, (1990), los abanicos de fondo de cuenca están caracterizados por la depositación de abanicos submarinos sobre el talud inferior o el piso de la cuenca (Figura 2.7a). La formación de los abanicos de fondo de cuenca está asociada a la formación de cañones en el talud y la incisión de valles fluviales en la plataforma. Los sedimentos siliciclásticos atraviesan la plataforma y el talud a través de los valles y cañones para sedimentarse como abanicos de fondo de cuenca.

Los abanicos de bajo nivel son reconocidos como unidades de abanico limitadas por intervalos de condensación marina, donde podría demostrarse que el paquete de abanicos correlaciona con un límite de secuencia de margen de cuenca. Cuando esta correlación no puede ser demostrada es imposible decir que el abanico está o no relacionado al sistema encadenado de bajo nivel.

Cuña progradante: está caracterizada, sobre la plataforma, por el relleno de valles incisos, los cuales se solapan comúnmente sobre el límite de secuencia y sobre el talud por el relleno progradacional con geometría de cuña, la cual suprayace y comúnmente se solapa sobre los abanicos de fondo de cuenca o los abanicos de talud. La depositación de la cuña progradante no es contemporánea con la depositación de los abanicos de fondo de talud. Las cuñas de bajo nivel están compuestas por juegos de parasecuencias progradantes a agravantes. El tope de la cuña de nivel bajo, coincide con el tope del sistema encadenado de bajo nivel, es la superficie transgresiva.

La cuña progradante de bajo nivel es reconocida como una unidad que prograda en dirección a la cuenca, sucediendo inmediatamente a un límite de secuencia, y limitada por encima por una superficie de máxima progradación (Van Wagoner *et al.*, 1990) (Figura A.7b). Es necesario el reconocimiento del límite de secuencia antes de que la naturaleza de la unidad pueda ser demostrada y esto puede ser solo a partir de datos

de registros de pozos. Idealmente se esperaría que las terminaciones de tope de las parasecuencias en cuña progradante de bajo nivel mostraran una tendencia de engrosamiento hacia el tope, indicando un ascenso acelerado del nivel del mar, y esta aceleración también puede estar indicada por un cambio hacia arriba de progradación a agradación dentro de la cuña.

Para el caso de las cuencas tipo rampa, el sistema encadenado de bajo nivel sólo cuenta con el desarrollo de la cuña progradante.

A.2.4.2.1.2 Sistema Encadenado de Margen de Plataforma (Shelf Margin System Tract)

El sistema encadenado de margen de plataforma es el sistema encadenado más inferior asociado a límite de secuencia tipo 2 (Van Wagoner *et al.*, 1990). El sistema encadenado de margen de plataforma puede ser depositado en momentos de caída del nivel relativo del mar, cuando el nivel del mar no desciende por debajo del borde de la plataforma continental. El sistema encadenado de margen de plataforma está constituido por clastos de plataforma y talud o carbonatos (Miall, 1997), arreglados en geometrías agradacionales o progradacionales, descansando sobre el límite de secuencia y limitado en su tope por una superficie transgresiva (Vail, 1987). Existe una discordancia tierra adentro donde éste termina.

Este sistema encadenado de margen de plataforma puede ser reconocido como una unidad progradante de margen de cuenca que sucede inmediatamente a un límite de secuencia tipo 2, la cual se encuentra limitada en su tope por una superficie de máxima progradación. Tanto los límites de secuencia tipo 2, como los sistemas encadenados de margen de plataforma, son difíciles de reconocer sólo a partir de datos de pozos.

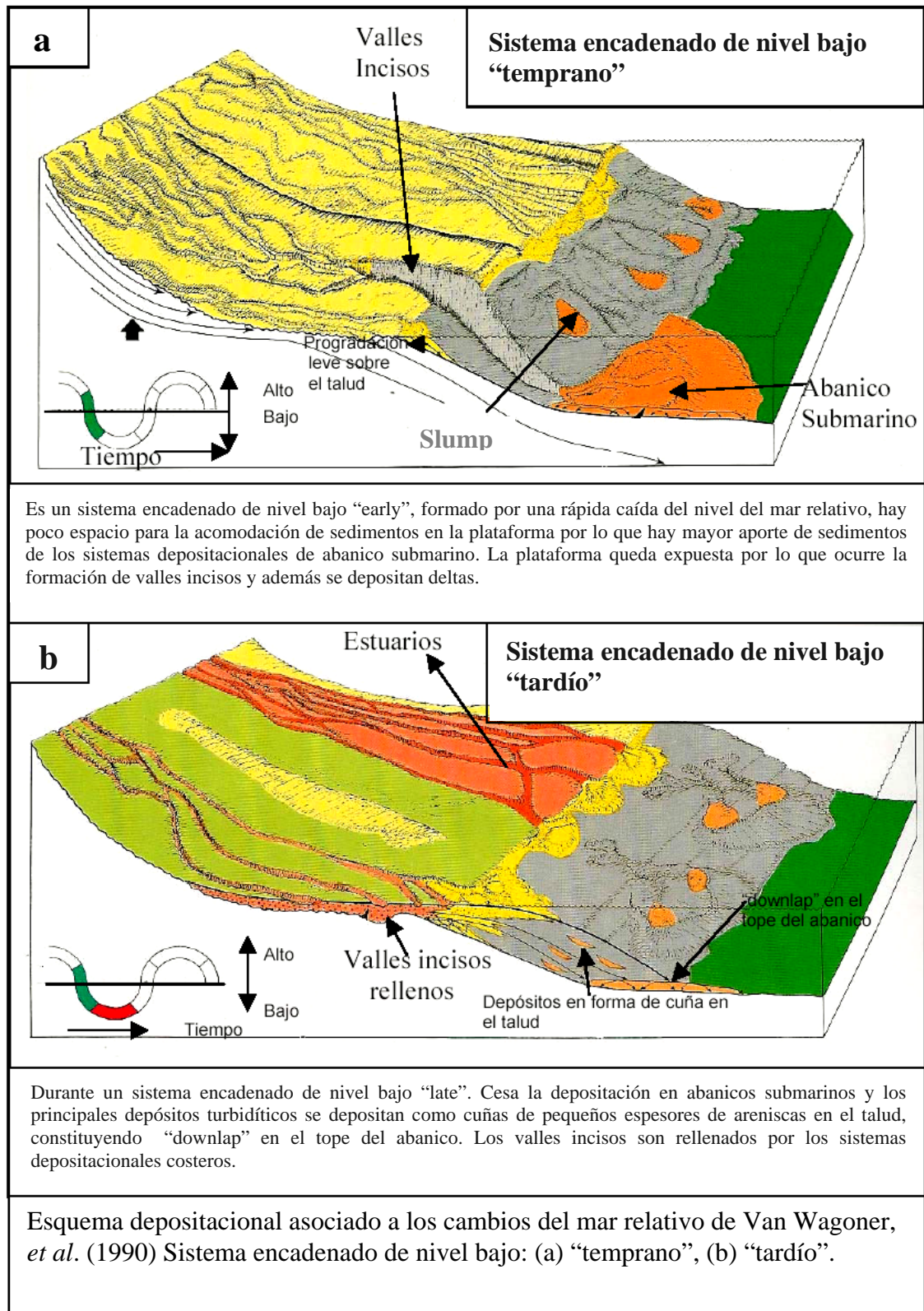


Figura A.7 Sistema Encadenado de Bajo Nivel (Van Wagoner *et al.*, 1990)

A.2.4.2.1.3 Sistema Encadenado Transgresivo (Transgressive System Tract)

El sistema transgresivo es el sistema encadenado intermedio tanto de secuencias tipo 1 como las secuencias tipo 2 (Van Wagoner *et al.*, 1990) (Figura A.8a). Se desarrolla cuando la subida relativa del nivel del mar es máxima. En ese instante, el espacio de acomodo creado, debido al aumento relativo del nivel del mar, es mayor que la tasa de aporte sedimentario.

La base del sistema transgresivo es la superficie transgresiva y su tope corresponde a la superficie de máxima inundación, que representa una superficie basal de progradación sobre la cual se encuentra el sistema encadenado de alto nivel. La superficie basal de progradación es una superficie marina de inundación sobre la cual las terminaciones de base de clinoformos progradantes del sistema encadenado de nivel alto se solapan en la base. Tierra adentro, desde donde el sistema transgresivo termina, el límite inferior de este coincide con la parte discordante del límite de secuencia anterior.

El sistema transgresivo se reconoce, cuando está bien desarrollado, como un grupo de parasecuencias retrogradacionales. Se encuentra limitado en su base por una superficie de máxima progradación (generalmente coincide con un límite de secuencia), en su tope por una superficie de máxima inundación o su intervalo condensado relativo.

A.2.4.2.1.4 Sistema Encadenado de Alto Nivel (Highstand System Tract)

El sistema encadenado de alto nivel es el sistema encadenado superior tanto de las secuencias tipo1 como de las secuencias tipo2 (Van Wagoner *et al.*, 1990) (Figura 2.8b). Este sistema encadenado forma el tope de la secuencia estratigráfica, aunque en

algunos casos puede ser reducido el espesor como resultado de la erosión que acompaña al próximo ciclo de caída en el nivel base. El sistema encadenado de alto nivel es típicamente agradacional a progradacional, y consiste en depósitos de plataforma a no-marinos arreglados en sucesiones de facies o parasecuencias. Las arquitecturas de cliniformos son características en este tipo de depósito (Miall, 1997).

El sistema de alto nivel es reconocido como una unidad progradante de margen de límite de cuenca, limitada por debajo una superficie de máxima inundación y por encima por un límite de secuencia tipo 1 o tipo 2. El reconocimiento del límite de secuencia superior es necesario antes que pueda ser demostrada la naturaleza de alto nivel de la unidad, en una cuña de alto nivel, las terminaciones de tope de las parasecuencias se esperaría que mostrarán una tendencia al adelgazamiento hacia arriba, indicando desaceleración del aumento del nivel del mar.

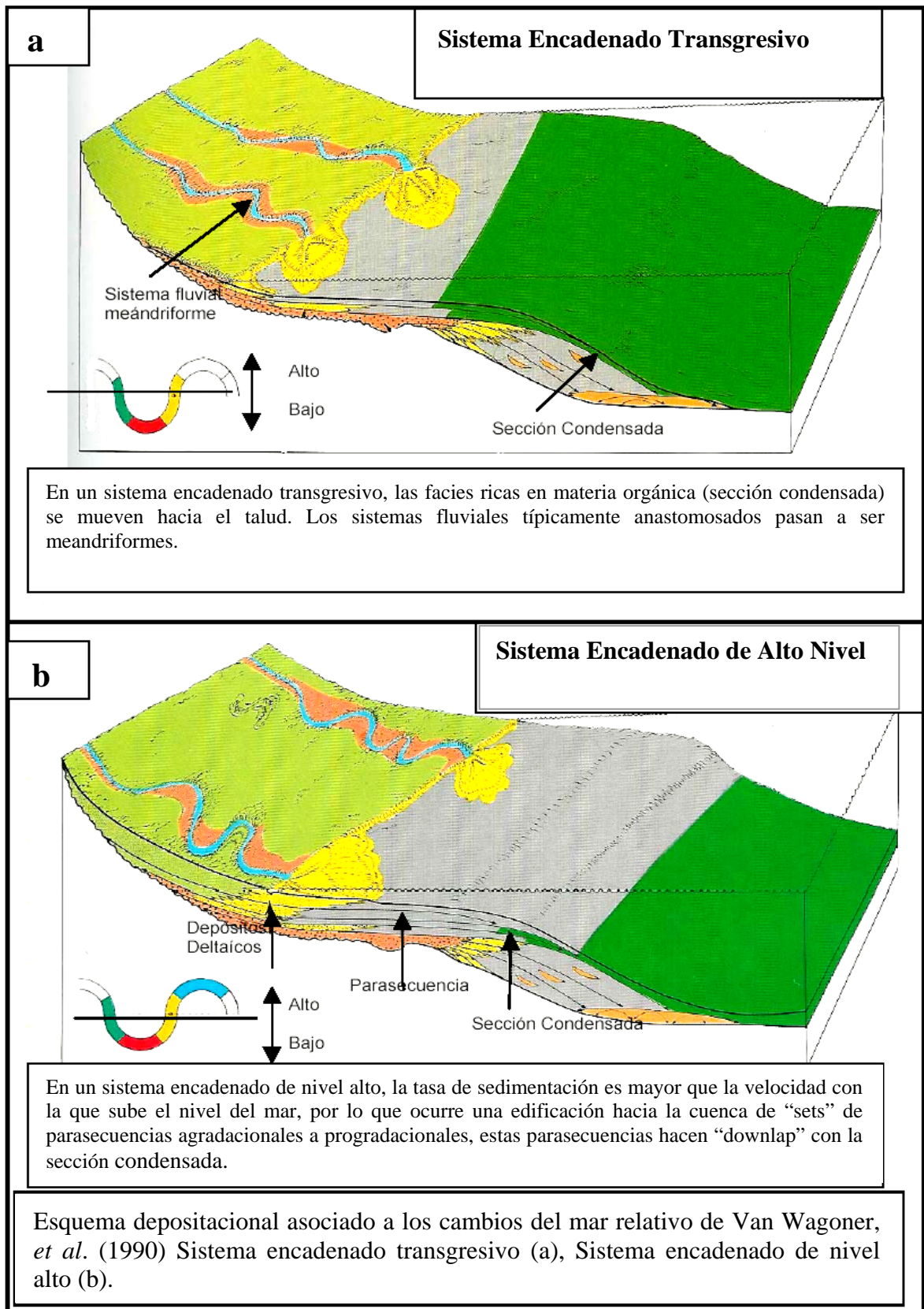


Figura A.8 Sistema Encadenado Transgresivo y de Alto Nivel (Van Wagoner *et al.*, 1990)

APÉNDICE B

B.1 Relación entre el análisis secuencial y el sistema petrolero

El sistema de explotación y producción de crudo se basa en buscar intervalos de roca que por sus propiedades litológicas, permitan el almacenamiento de petróleo y su consecuente extracción. El análisis estratigráfico secuencial propone intervalos genéticos, los cuales tienen características litológicas particulares. En la Tabla A.3 se muestra la relación que existe entre los intervalos buscados en el sistema petrolero para la producción de crudo y las unidades propuestas por el análisis secuencial.

SISTEMA ENCEDENADO	ROCA MADRE	MIGRACION	ROCA SELLO	TRAMPA	ROCA ALMACEN
TRANGRESIVO (TST)	Excelente	Es típica hacia abajo y lateralmente, dentro del sistema sedimentario transgresivo	Las superficies de inundación forman buenos muy buenos sellos en el tope	Estratigráfica en arenas basales aisladas, las cuales requieren de cierres estructurales	En arenas de playa o de frente costero con una excelente porosidad y permeabilidad, que se orienten en sentido del rumbo
DE ALTO NIVEL (HST)	A menudo es mala; solo a profundidades muy grandes, donde las lutitas son pobres y a menudo gasíferas	Cuando hay buena roca madre requiere de la conexión por medio de fallas	No es buen sello, ni buzamiento arriba ni lateral. Usualmente el tope de la superficie de inundación es el sello	Predominantemente estructural	Excelente, en sedimentos fluviales del HST tardío. Predominan las facies deltaicas discontinuas
CUÑA PROGRADANTE (PC)	En su lecho de mayor profundidad	Posible migración hacia abajo hasta el TST. Comúnmente depende de la comunicación que generan las fallas con las rocas madres	Buen sellante hacia el tope por la presencia del TST y es débil lateralmente	Típicamente estructural por falla de crecimiento; stratigráfica, cuando los sedimentos hacia el continente son lutitas; y por compactación	En arenas de continuidad variable deltaicas, fluviales y de frente costero apiladas buzamiento arriba
ABANICO DE TALUD (SF)	Incierta, probablemente en su parte mas profunda	Dudosa, quizás vertical a través de las fallas	Hacia el tope por la sección condensada, y en lutitas internas pelágicas	Típicamente es de tipo stratigráfica, pero hay mejoramiento con la estructura	Buen reservorio en areniscas macizas de buena permeabilidad desarrolladas dentro de canales
ABANICO DE FONDO DE CUENCA (BFF)	Posiblemente, hacia el tope y lateral, por lutitas pelágicas	Vertical, a partir de rocas madres profundas; menos frecuentes hacia abajo y zonas laterales	Pobre sellante, sobre todo cuando se sobreponen las areniscas porosas de SF	Normalmente es stratigráfica y puede mejorar con la estructura	En arenas con altos porcentajes de cuarzo con excelente porosidad y permeabilidad, pero de continuidad variable

Figura B.1. Relación entre el análisis secuencial y el sistema petrolero.