

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO
ESTRUCTURAL A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS 2D DE LA
REGIÓN CENTRAL DE ZULIA ORIENTAL**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Requena R, Joaquin A.
Zambrano C., Miller D.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2008

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS 2D DE LA REGIÓN CENTRAL DE ZULIA ORIENTAL

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Yaraixa Pérez
TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Miguel Núñez

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Requena R, Joaquín A.
Zambrano C., Miller D.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2008

Caracas, 11 de Abril de 2008

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres: Requena R., Joaquin A. y Zambrano C., Miller D. titulado:

“GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS 2D DE LA REGIÓN CENTRAL DE ZULIA ORIENTAL”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Rafael Falcón
Jurado

Prof. José Cavada
Jurado

Prof. Yaraixa Pérez
Tutor Académico

Msc. Miguel Nuñez
Tutor Industrial

Caracas, 11 de Abril de 2008

ACTA OTORGAMIENTO DE MENCIÓN HONORÍFICA

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres: Requena R., Joaquin A. y Zambrano C., Miller D. titulado:

“GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS 2D DE LA REGIÓN CENTRAL DE ZULIA ORIENTAL”

Una vez hecha la revisión y evaluación correspondiente, consideran que el mismo sea distinguido con la MENCIÓN HONORÍFICA dada la calidad del trabajo y el aporte que realiza al entendimiento de la Geología Regional de la Cuenca de Maracaibo, por lo que se agradece al Departamento de Ingeniería Geofísica realizar las diligencias correspondientes ante Control de estudios.

Prof. Rafael Falcón
Jurado

Prof. José Cavada
Jurado

Prof. Yaraixa Pérez
Tutor Académico

Msc. Miguel Nuñez
Tutor Industrial

DEDICATORIA

Este trabajo significa para mí un gran logro ya que es la primera de muchas metas que me he trasado y el comienzo de mi vida profesional, es por ello que quiero dedicar este gran esfuerzo en primer lugar a DIOS y a mi madre MIRNA JOSEFINA RAMIREZ por ser mis guías y darme la fortaleza necesaria para afrontar todos los retos que se me han presentado y las metas que me he propuesto.

A ti mi amor y a mi hija que viene en camino por que son la luz de mis ojos, mi principal motivación y las personas mas importantes en mi vida sin ustedes no seria quien soy, las amo.

A mi Padre JOAQUIN ADRIÁN REQUENA por educarme y ayudarme a ser un hombre de bien con su gran ejemplo, sin él dudo que hubiese llegado tan lejos en tan poco tiempo.

También les dedico este trabajo a mis hermanas para que les sirva de motivación y cumplan todas sus metas, les deseo lo mejor.

A mis abuelos: MARIA ANTONIA TORGUET que representa para mi una fuerza y un instinto de superación que no puedo describir, a DIEGO REQUENA una de las personas mas inteligentes que conozco y a YOLANDA RAMIREZ una luchadora incansable. A mis tíos, principalmente a Diego Emilio Requena, María Isabel Requena, María Eloina Ramírez y Marbella Ramírez que de una u otra forma me han brindado toda su ayuda y apoyo, se que podré contar con ustedes siempre.

Joaquin Requena

DEDICATORIA

Quiero dedicarle este Trabajo Especial de Grado a Dios Todopoderoso, que me permitió alcanzar esta meta y me ha llenado de bendiciones.

A mi Madre Adelaida Cárdenas quien me ha apoyado y puesto sus esperanzas en mi, a mi Padre José Zambrano quien sembró en mi el espíritu de ingeniero.

A mis hermanas por todo su apoyo incondicional, quienes desde el principio han estado a mi lado, ayudándome a lograr mis metas, especialmente a Maribel y Gladys.

Finalmente y no menos importante a Ángela mi persona especial que me ha acompañado durante todo este tiempo y me dio un impulso importantísimo en mi vida.

Miller Zambrano

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a todas las personas e instituciones que hicieron posible la realización de este trabajo, sin su ayuda, habría sido muy difícil para nosotros llevar a cabo un proyecto de esta magnitud. Para todos ustedes, que estuvieron apoyándonos en un momento u otro y merecen nuestra entera consideración y respeto, muchas gracias.

A la Casa que vence la sombra, la Ilustre Universidad de Central de Venezuela por forjar nuestra carrera y transformarnos en seres integrales, especialmente a todos los profesionales docentes de la Facultad de Ingeniería que siempre procuran dar lo mejor de sí, sus enseñanzas rindieron y seguirán rindiendo muchos frutos.

A Petróleos de Venezuela, S.A. por permitirnos realizar este trabajo en sus instalaciones, por su apoyo educativo, profesional y económico, al maravilloso recurso humano de la Gerencia de Estudios Regionales de Exploración PDVSA-Oriente, especialmente al Sr. Antonio Itriago por hacernos sentir como en nuestra casa cuando comenzamos.

Agradecemos enormemente al Dr. Marvin Baquero y a su esposa Alilú Sánchez por toda su ayuda desinteresada, sus excelentes consejos, su apoyo incondicional y por acogernos en su casa como parte de su familia.

A nuestro tutor industrial el Ing. Miguel Núñez, que siempre nos ayudo cuando lo necesitamos brindándonos apoyo intelectual y técnico, gracias por ser nuestro guía, por estimularnos a seguir creciendo intelectualmente y convertirnos en los ingenieros que somos hoy.

Un gran agradecimiento especial a nuestra tutora académica la geofísica Yaraixa Pérez, por su valiosa colaboración, por sus aportes e incentivo en la búsqueda de la excelencia.

Finalmente agradecemos a Dr. José Prieto y a la Ing. María Ramos por compartir con nosotros todos sus conocimientos y brindarnos su confianza.

**Requena R, Joaquin A.
Zambrano C., Miller D.**

GENERACIÓN DE UN MODELO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS 2D DE LA REGIÓN CENTRAL DE ZULIA ORIENTAL

**Tutor Académico: Prof. Yaraixa Pérez Tutor Industrial: Msc. Miguel Núñez.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica, Dpto. de Geofísica. 2008, n° pag.**

Palabras Claves: Sísmica (interpretación), Zulia Oriental, Sísmica 2D, Cuenca de Maracaibo, Pueblo Viejo, Burro Negro, Mene Grande, Tigre, Tomoporo (fallas geológicas).

Resumen.

La Región de Zulia Oriental se encuentra al este de La Cuenca de Maracaibo y desde principios del siglo XX se han realizado diversas actividades exploratorias con fines petrolíferos en la zona, siendo este trabajo parte del Proyecto de Generación de Oportunidades de Zulia Oriental, que tiene como finalidad llevar a cabo un nuevo análisis del sistema petrolífero de la región, esperando aumentar las oportunidades exploratorias.

El principal objetivo de este trabajo fue generar un modelo geológico-estructural a partir de datos sísmicos, y definir los estilos estructurales presentes en el área estudiada, para luego integrarlos con las interpretaciones realizadas previamente al norte (tectónica de lodo) y al sur (corrimientos profundos y retrocorrimientos).

El área de interés consta de dos mil ciento cincuenta (2.150) kilómetros cuadrados (Km²), pero fue necesario extender el estudio a fin de eliminar efectos de borde hasta

unos cuatro mil quinientos (4.500) kilómetros cuadrados (Km²). A partir de la interpretación de 3600 Km. de líneas sísmicas 2D y 1500 Km² de sísmica 3D, se determinó que los estilos estructurales en la región están dominados por dos sistemas de fallas de rumbo: Burro Negro-Mene Grande al este y Pueblo Viejo al oeste, así como, una serie de corrimientos profundos con despegue de techo a lo largo de toda la zona este, asociados a la tectónica andina.

Los dos sistemas de fallas principales definen la Subcuenca de Pueblo Viejo, la cual fue afectada primeramente por la entrada de la Napa de Lara desde el Eoceno Temprano que generó la propagación de una rampa lateral con dirección N45°O definida como la fallas de Burro Negro, luego en el Eoceno Medio por la transurrencia de la Falla de Pueblo Viejo, y por último durante el Mioceno-Pleistoceno por el levantamiento de Los Andes.

Finalmente fueron propuestas posibles trampas estructurales, para cinco secuencias: Cretácico, Paleoceno, Eoceno Inferior, Medio y Tardío; ubicadas principalmente en los altos estructurales de Pueblo Viejo y Mene Grande, así como en los cierres contra las fallas Tigre, Tomoporo y Burro Negro.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	vii
LISTA DE TABLAS Y FIGURAS	xxii
LISTA DE ANEXOS.....	xvi
CAPÍTULO I - INTRODUCCIÓN.....	10
1.1.- Planteamiento del Problema.....	17
1.2.- Objetivo General.....	19
1.3.- Objetivos Específicos:	19
1.4.- Ubicación del área de estudio.....	19
1.5.- Justificación del Trabajo Especial de Grado.....	20
CAPÍTULO II – MARCO TEÓRICO	21
2.1.- Principios Fundamentales y Teoría Básica.....	21
2.1.1.- Fuerza y Esfuerzo	21
2.1.2.- Deformación	22
2.1.3.- Relación Esfuerzo y Deformación.....	23
2.1.4.- Mecanismos de Deformación	23
2.2.- Sistemas y Clasificación de Fallas.....	24
2.2.2.- Geometría y Clasificación de las Fallas.....	25
2.3.- Sistemas Extensionales de Fallas.....	28
2.3.1.- Marco Tectónico de los Sistemas de Fallas Extensionales.....	28
2.3.2.- Clasificación de fallas extensionales	29
2.4.- Sistemas Compresionales de Falla.....	29
2.4.1.- Marco Tectónico de los Sistemas de Fallas Compresionales	30
2.4.2.- Rampas y Geometría de las Superficies de Cabalgamiento	30
2.4.3.- Pliegues Asociados a Cabalgamientos.....	31
2.4.4.- Zonas Triangulares	32
2.5.- Sistemas de Fallas de Rumbo	32
2.5.1.- Deformación Asociada a Fallas de Rumbo.....	33
2.5.2.- Rasgos Geométricos de los Sistemas de Falla de Rumbo	33
2.6.- Roca Madre de Petróleo.....	35
2.7.- Migración del Petróleo	35
2.8.- Trampas de Petróleo	37
2.9.- Principios Fundamentales de Interpretación Sísmica	38
2.9.1.- Sísmica de Reflexión	39
2.9.2.- Calibración Sísmica en Superficie.....	39
2.9.3.- Resolución Sísmica.....	46
CAPÍTULO III – MARCO GEOLÓGICO.....	48
3.1.- Evolución Tectónica del Caribe.....	48
3.1.1.- Modelos Caribe In-Situ.....	48
3.1.2.- Modelos Caribe Alóctono.....	49

3.2.- Geodinámica de la Cuenca de Maracaibo	55
3.3.- Tectonosecuencias de la Cuenca de Maracaibo.....	56
3.2.1.- Tectonosecuencia: Apertura (Triásico-Jurasico).....	56
3.2.2.- Tectonosecuencia: Margen Pasivo (Cretácico Temprano).....	57
3.2.3.- Tectonosecuencia: Transición Margen Pasivo-Activo (Cretáceo Tardío- Paleoceno).....	60
3.2.4.- Tectonosecuencia: Cuenca Antepaís (Paleoceno Inferior-Eoceno Medio)	63
3.2.5.- Tectonosecuencia: Cuenca de Antepaís (Eoceno Superior- Oligoceno) .	64
3.2.6.- Tectonosecuencia: Cuenca de Antepaís (Mioceno Medio- Pleistoceno).	65
3.4.- Estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo	67
 CAPÍTULO IV – BASE DE DATOS.....	69
4.1 Sísmica.....	69
4.1.1.- Adquisición de los Levantamientos Sísmicos 2D LVB y CPB.....	70
4.1.2.- Secuencia de Procesamiento de los Levantamientos Sísmicos 2D, LBV y CPB.....	73
4.1.3.- Adquisición del Levantamiento Sísmico 2D, ZO.....	79
4.1.4.- Secuencia de Procesamiento del Levantamiento Sísmico 2D, ZO.....	81
4.1.5.- Adquisición del Levantamiento Sísmico 2D, NTO.....	84
4.1.6.- Secuencia de Procesamiento del Levantamiento Sísmico 2D, ZO.....	86
4.2.- Datos de Pozos.....	88
4.3.- Superficies Interpretadas Previas.....	92
4.4.- Cartografía Utilizada	92
 CAPÍTULO V – MARCO METODOLÓGICO.....	95
5.1.- Recopilación de la Información.....	96
5.2.- Aplicaciones Utilizadas	97
5.3.- Calibración Sísmica - Pozo.....	99
5.4.- Análisis Espectral de la Sísmica.....	103
5.5.- Resolución Sísmica – Vertical.....	107
5.6.- Interpretación Geológico – Estructural.....	108
5.6.1.- Interpretación de Transectos Regionales.....	108
5.6.2.- Interpretación de Horizontes y Estructuras Geológicas.....	110
5.7.- Generación de Modelo de Velocidades y Mapas en Profundidad.....	114
 CAPÍTULO VI - RESULTADOS	125
6.1.- Transectos Regionales	125
6.3.- Modelos de Velocidades.....	135
6.4.- Mapas en Profundidad.....	138
6.4.1.- Mapa Tope del Cretácico.....	138
6.4.2.- Mapa Tope del Paleoceno.....	142
6.4.3.- Mapa Eoceno Temprano.....	144
6.4.4.- Mapa de Tectonosecuencia EM1.....	147
6.4.5.- Mapa de Tectonosecuencia EM4.....	149

CAPÍTULO VII – MODELO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL.....	152
7.1.- Tectonosecuencia Triásico-Jurásico	154
7.2.- Tectonosecuencia Cretácico Temprano a Tardío	155
7.3.- Tectonosecuencia Cretácico Tardío – Paleoceno	156
7.4.- Tectonosecuencia Paleoceno Tardío – Eoceno Inferior	157
7.5.- Tectonosecuencia Eoceno Medio	159
7.6.- Tectonosecuencia Eoceno Tardío	162
7.7.- Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Pleistoceno	163
8.- CONCLUSIONES.....	164
9.- RECOMENDACIONES.....	169
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	170
ANEXOS	178

LISTA DE TABLAS Y FIGURAS

Figura 1.1.- Ubicación Regional del Área de Estudio.	19
Figura 2.1.- Definición de esfuerzo (tomado de Acosta, 2007).	21
Figura 2.2.- Elipsoide de esfuerzo (modificado de SDSU, 2007).	22
Figura 2.3.- Relación esfuerzo deformación (modificado de UCN , 2007).	23
Figura 2.4.-. Fallamiento y esfuerzos principales (modificado de Acosta , 2007)	26
Figura 2.5.- Clasificación por separación de las fallas (tomado de Acosta, 2007)	28
Figura 2.6.- Pliegues asociados a cabalgamientos (modificado de Mitra , 1986)	31
Figura 2.7.- Zonas triangulares (modificado de McClay , 1991).	32
Figura 2.8.- Elipse de deformación (modificado de Wilcox et al, 1973).	34
Figura 2.9.- Tipos de trampas (modificado de Llorente, 2000).	38
Figura 2.10.- Diagrama de adquisición de un Tiro de Verificación Sísmica (modificado de Schlumberger, 2007).	40
Figura 2.11.- Calibración sísmica mediante sismograma sintético (modificado de Schlumberger, 2007).	45
Figura 2.12.- Entonación y resolución sísmica vertical.	46
Figura 3.1.- Procedencia de la Placa Caribe a) Modelo Caribe aloctono, b) Modelo Caribe In-situ. (modificado de Meschede, 1998).	48
Tabla 3.1.- Cuadro Comparativo de Modelos Tectónicos del Caribes en el Tiempo Geológico.	51
Figura 3.2.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Jurásico Medio. a) Modelo In- situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).	52
Figura 3.3.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Cretácico Temprano. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).	52
Figura 3.4.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Cretácico Medio. a) Modelo In- situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).	52
Figura 3.5.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Cretácico Medio-Tardío. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).	53
Figura 3.6.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Paleoceno Temprano. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).	53
Figura 3.7.- Modelos Evolutivos del Caribe para Mioceno Temprano-Medio. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).	53
Tabla 3.2.- Cuadro Comparativo de los Argumentos de Diversos Autores para la Evolución Tectónica del Caribe.	54
Figura 3.8.- Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, mostrando que las mismas se encuentra aflorando en la Sierra de Perijá (1), como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo (2), en los Andes (3), en el subsuelo de las cuencas de Barinas- Apure y Oriental (grabenos de Apure-Mantecal y Espino) y han sido interpretadas como involucradas en profundidad en los corrimientos de la Serranía del Interior (4). Tomado de Yoris y Ostos, 1997).	57
Figura 3.9.- Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dicha asociación de facies. (Tomado de Yoris y Ostos., 1997).	59

Figura 3.10.- Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico de la Cuenca de Maracaibo. (<i>Modificado de Yoris y Ostos, 1997</i>).....	60
Figura 3.11.- Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dichas asociaciones de facies. Nótese que el eje del depocentro de Venezuela Occidental se alinea sub-paralelamente al frente de deformación al oeste de Venezuela, el cual es una consecuencia de la colisión entre las placas de Nazca y Suramérica. (<i>Tomado de Yoris y Ostos, 1997</i>).....	61
Figura 3.12.- Cuadro de correlación para el Paleoceno-Eoceno del Occidente de Venezuela. (<i>Tomado de Yoris y Ostos, 1997</i>).....	62
Figura 3.13.- Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela Occidental y sedimentación epi/perisutural asociada durante el Paleoceno-Eoceno. (<i>Tomado de Yoris y Ostos, 1997</i>).....	64
Figura 3.14.- Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela Occidental (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure. (<i>Modificado de Yoris y Ostos., 1997</i>).	65
Figura 3.15.- Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Las mayores acumulaciones de sedimentos continentales se dan en los flancos de la Cadena Andina y la Cordillera de La Costa; las rocas-yacimiento más importantes de Venezuela occidental y oriental se depositan en esta época: Formaciones La Rosa, Lagunillas, Isnotú (Grupo Guayabo), Carapita, Oficina, Chaguaramas y Merecure. (<i>tomado de W.E.C., 1997</i>).....	66
Tabla 3.3.- Resumen de la Estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo	67
Tabla 4.1.- Características de los levantamientos sísmicos	70
Tabla 4.2.- Parámetros de fuente explosiva, levantamientos LBV y CPB.	71
Tabla 4.3.- Parámetros de fuente vibratoria, levantamientos LBV y CPB.	71
Tabla 4.4.- Parámetros de tendido, levantamientos LBV y CPB.....	72
Tabla 4.5.- Parámetros de receptores, levantamientos LBV y CPB.	72
Tabla 4.6.- Parámetros del instrumento de grabación, levantamientos LBV y CPB. 72	
Tabla 4.7.- Parámetros de fuente explosiva, levantamiento ZO	79
Tabla 4.8.- Parámetros del instrumento, levantamiento ZO	80
Tabla 4.9.- Parámetros de receptores y tendido, levantamiento ZO	80
Tabla 4.10.- Parámetros del instrumento, levantamiento NTO	85
Tabla 4.11.- Parámetros de fuente explosiva, levantamiento NTO	85
Tabla 4.12.- Parámetros de receptores y tendido, levantamiento NTO	85
Tabla 4.13.- Registros de Pozo	89
Tabla 4.13.- Registros de Pozo (continuación)	90
Tabla 4.14.- Marcadores Geológicos validados.....	91
Figura 4.1.- Mapa geológico estructural del área en estudio. (Tomado de Hackley <i>et al.</i> 2006)	93
Figura 4.2.- Relieve del área en estudio. (Tomado de USGS, 2000).....	94
Figura 5.1.- Mapa Base del área en estudio.....	98
Figura 5.2.- Corrección del error en tiempo entre líneas sísmicas. A) Líneas con errores en tiempo. B) Líneas con corrección.	99

Figura 5.3.- Ondícula extraída de la sísmica. Levantamiento ZO (500 -2700 ms)..	101
Figura 5.4.- Secuencia de calibración sísmica-pozo. (Pozo 2)	102
Tabla 5.1 Resultados de la calibración sísmica.....	103
Figura 5.5.- Espectro de frecuencias levantamiento CPB (0-1500ms).....	104
Figura 5.6.- Espectro de frecuencias levantamiento CPB (1500-3000ms).....	104
Figura 5.7.- Espectro de frecuencias levantamiento CPB (3000-5000ms).....	105
Figura 5.8.- Espectro de frecuencias levantamiento LVB (0-1500ms)	105
Figura 5.9.- Espectro de frecuencias levantamiento LVB (1500-3000ms)	106
Figura 5.10.- Espectro de frecuencias levantamiento LVB (3000-5000ms)	106
Tabla 5.2.- Análisis de frecuencias de los levantamientos sísmicos.....	107
Tabla 5.3.- Resolución sísmica de las diferentes secuencias.	108
Tabla 5.4.- Orientación y longitud de transectos regionales.....	109
Figura 5.11.- Ubicación de transectos regionales.	110
Tabla 5.5.- Horizontes Interpretados.....	111
Figura 5.12.- Línea con discontinuidad de horizontes por fallas.....	112
Figura 5.13.- Aplicación de correlación sísmica.	112
Figura 5.14.- Línea con baja relación señal ruido.....	113
Figura 5.15.- Aplicación de atributo de frecuencia instantánea a línea con baja relación señal ruido y ubicación de falla.....	113
Figura 5.17.- Línea compuesta de sísmica 2D y 3D, con un mínimo anómalo en la superficie del tope del Cretáceo.	117
Figura 5.18.- Línea compuesta de sísmica 2D y 3D, con la superficie del tope del Cretáceo corregida.	117
Figura 5.19.- Horizonte en tiempo del tope del Cretáceo sin fallas, para ser usado en modelo de velocidades.	118
Figura 5.20.- Horizonte en tiempo del Paleoceno sin fallas, para ser usado en modelo de velocidades.	119
Figura 5.21.- Horizonte en tiempo de la Discordancia del Eoceno Medio sin fallas, para ser usado en modelo de velocidades.	120
Figura 4.22.- Horizonte en tiempo de la Discordancia Post Eoceno, para ser usado en modelo de velocidades.	121
Figura 4.23.- Principales variaciones verticales de velocidad. (Nótese las diferentes escalas).....	123
Tabla 5.6.- Validación del modelo de velocidad en el pozo 12	124
Figura 6.1.- Transecto Regional N° 1, atraviesa el área de estudio con dirección aproximada N-S. (ver Anexo A).....	126
Figura 6.2.- Transecto Regional N° 2, atraviesa el área de estudio con dirección aproximada N-S. (ver Anexo B).	127
Figura 6.3.- Transecto Regional N° 3, ubicado al norte del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo C).	129
Figura 6.4.- Transecto Regional N° 4, ubicado al centro del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo D).	130
Figura 6.5.- Transecto Regional N° 5, ubicado al centro del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo E).	131

Figura 6.6.- Transecto Regional N° 6, ubicado al sur del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo F).....	133
Figura 6.7.- Transecto Regional N° 7, ubicado al sur del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo G).....	134
Figura 6.14.- Modelo de velocidades del Área Zulia Oriental Centro (vista NE)...	136
Figura 6.15.- Modelo de Velocidades del Area Zulia Oriental Centro (vista SO) ..	137
Figura 6.16.- Modelo de Velocidades a) Corte Este-Oeste. b) Corte Norte-Sur.	137
Figura 6.17.- Modelo de velocidades, corte horizontal a 1,5 segundos.....	138
Figura 6.18.- Mapa en profundidad del tope del Cretácico	140
Figura 6.19.- Mapa en profundidad del Paleoceno	143
Figura 6.20.- Mapa en Profundidad del tope del Eoceno Temprano	146
Figura 6.21.- Mapa en Profundidad Tectonosecuencia EM1	148
Figura 6.22.- Mapa en Profundidad Tectonosecuencia EM4	151
Figura 7.1.- Estilos estructurales de Zulia Oriental.	153
Figura 7.2.- Tectonosecuencia Cretácica horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.	155
Figura 7.4.- Ubicación de la Placa Caribe a comienzos del Eoceno, se puede observar las áreas positivas al norte (modificado de Alejandro Escalona, Lisa Gahagan y Paul Mann de UTIG).....	157
Figura 7.5.- Tectonosecuencia Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.	158
Figura 7.6.- Tectonosecuencia Eoceno Medio horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.	159
Figura 7.7.- Tectonosecuencia Eoceno Medio horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.	160
Figura 7.8.- Diagrama de la subsidencia flexural de la Cuenca de Maracaibo entre el Paleoceno y el Eoceno. (modificado de Escalona, 2004).	161
Figura 7.9.- Tectonosecuencia Eoceno Tardío – Oligoceno.....	162

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1.- Planteamiento del Problema.

Desde principios del siglo XX se han realizado actividades exploratorias con fines petrolíferos en la región de Zulia Oriental. Inicialmente, se utilizó geología de superficie y perforación de pozos exploratorios para descubrir yacimientos eocenos en el campo Mene Grande y posteriormente aplicando métodos geofísicos tales como, balanza de torsión y sísmica 2D, se encontraron los campos Barúa, Motatán y Tomoporo. A finales de la década de los 80 se aplicó sísmica 3D en el campo Tomoporo Sur, con lo cual se obtuvo excelentes resultados en el descubrimiento de nuevos y cuantiosos yacimientos.

Se han realizado diversos estudios regionales tales como los de Escalona, A. y Mann, P. (2006). Y Parnaud, *et al.* (1995), sumado a estos, diferentes grupos interdisciplinarios que han estudiado la región, siendo Pestman *et al* (1998), que realiza el mayor aporte en lo referente a la síntesis geológica, establecimiento del marco secuencial y las perspectivas exploratorias de la Cuenca de Maracaibo.

Análisis geoquímicos previos en la zona (Gallango, 1984), reportaron niveles de sobremadurez, es decir, que el crudo ha superado la ventana de petróleo, sin embargo, debido a la relación existente entre estos análisis y el modelo geológico - estructural, surge la necesidad de realizar una nueva interpretación con una perspectiva diferente, esperando aumentar de esta manera las oportunidades exploratorias del área.

Es por esta razón, que la Gerencia de Evaluación del Sistema Petrolífero de Petróleos de Venezuela (PDVSA), decidió orientar su línea de investigación específicamente en la zona de Zulia Oriental, con la finalidad de realizar un nuevo

estudio del sistema petrolífero, y las estructuras presentes en la región. En esta línea, se ha propuesto recientemente un estilo estructural asociado a tectónica de lodo para el norte del área de estudio, y para el sur se plantea una serie de corrimientos profundos y retrocorrimientos que deforman la secuencia terciaria (Nuñez, M.; Benguigui A. y Páez A., 2005). Sin embargo, aún faltaría interpretar la región central siguiendo la nueva perspectiva planteada en el Proyecto de Generación de Oportunidades Tigre – Pueblo Viejo

En vista de lo anterior, se propuso un proyecto de interpretación sísmica mediante el cual se logró definir los estilos estructurales y generar un Modelo Geológico – Estructural para la zona central de Zulia Oriental, el cual, permitirá definir las posibles oportunidades exploratorias de la región.

El modelo geológico estructural se fundamentó en la interpretación de aproximadamente tres mil seiscientos kilómetros (3600 Km) de líneas sísmicas 2D, correspondientes a diferentes campañas de adquisición realizadas en la región. Sin embargo la poca cantidad de pozos dentro del área de estudio, creó la necesidad de utilizar la información de pozos cercanos al área de estudio, así como, el uso de mil quinientos kilómetros cuadrados (1500 Km²) de datos sísmicos 3D ubicados en el Lago de Maracaibo y el Norte de Tomoporo.

1.2.- Objetivo General.

- Generar un modelo geológico – estructural a partir de los datos sísmicos 2D en la región de Zulia Oriental Centro.

1.3.- Objetivos Específicos:

- Revisar y validar la información presente en el área de estudio.
- Realizar calibración sísmica a partir de pozos.
- Interpretar los eventos y horizontes principales sobre las secciones sísmicas seleccionadas para el estudio.
- Definir estilos estructurales.
- Generar modelos de velocidades.
- Generar mapas estructurales en tiempo y profundidad.
- Identificar posibles trampas estructurales.

1.4.- Ubicación del área de estudio.

El área de estudio se encuentra ubicada al noroeste de Venezuela en la cuenca de Maracaibo, en la región conocida como Zulia Oriental, y corresponde al área central de la misma, la cual consta de 2150Km².

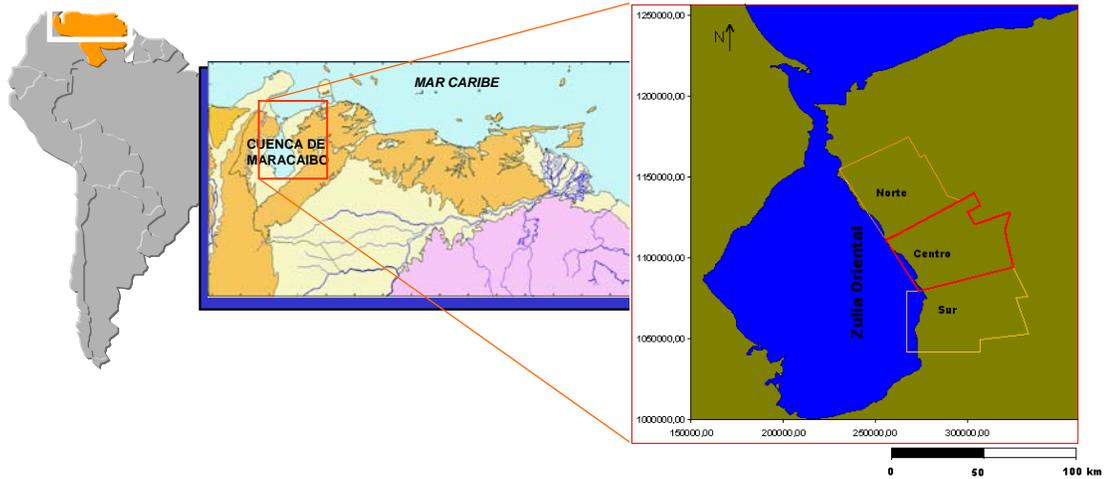


Figura 1.1.- Ubicación Regional del Área de Estudio.

1.5.- Justificación del Trabajo Especial de Grado.

Hasta el presente, para la región de Zulia Oriental se han realizado diversas interpretaciones geológicas y estructurales. La más reciente forma parte del Proyecto Tigre-Pueblo Viejo que ha sido llevado a cabo por la Gerencia de Evaluación del Sistema Petrolífero desde el año 2005. En éste estudio se realizó un modelo geológico regional, que permitió la diferenciación de tres dominios estructurales, los cuales permitieron dividir el proyecto en tres áreas: Zulia Oriental Norte, Zulia Oriental Centro y Zulia Oriental Sur. Posteriormente, se presentó una interpretación mas detallada para la zona norte en donde se propuso la hipótesis de tectónica de lodo.

La elaboración de este Trabajo Especial de Grado tiene como meta principal realizar un modelo geológico estructural de la zona Zulia Oriental Centro, siguiendo la nueva perspectiva del Proyecto Tigre – Pueblo Viejo e integrarlo a las interpretaciones realizadas previamente al norte y al sur de la zona en estudio.

El desarrollo de este estudio resulta de gran importancia, ya que el producto generado permite visualizar las posibles oportunidades exploratorias en el área, la evolución de los diferentes estilos estructurales, e identificar las posibles trampas de hidrocarburos.

Aunado a esto, la ejecución de este Trabajo Especial de Grado realiza una contribución al entendimiento de la evolución tectónica del Occidente venezolano, generando aportes teóricos al estudio de la geodinámica regional.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

En este capítulo se insertan una serie de aspectos teóricos a fin de enmarcar el proyecto, estos aspectos tienen que ver con: teoría básica de geología estructural y aspectos fundamentales de la interpretación sísmica

2.1.- Principios Fundamentales y Teoría Básica

En la geología estructural se estudian las rocas deformadas, para esto se definen la geometría de los cuerpos rocosos en tres dimensiones, luego se infiere la cinemática, y finalmente se deduce el esfuerzo que produjo la deformación, es por ello que primeramente se presentan una serie de conceptos básicos relacionados con la mecánica de desarrollo de las estructuras geológicas.

2.1.1.- Fuerza y Esfuerzo

La fuerza (F) se define como un vector que altera o tiende a alterar el estado de movimiento de un cuerpo, si consideramos dos bloques de roca a los que se le aplica la misma fuerza (figura 2.1).

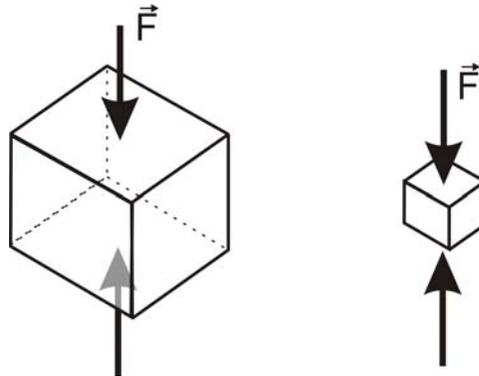


Figura 2.1.- Definición de esfuerzo (tomado de Acosta, 2007).

Se puede inferir, que el cuerpo pequeño sentirá más la fuerza por unidad de área que el cuerpo mayor, ya que menos partículas deben distribuir la misma fuerza. El término esfuerzo (σ) que define la fuerza que se aplica a la unidad de área.

$$\sigma = F/A$$

El esfuerzo que actúa perpendicular a la superficie se define como esfuerzo principal. Y el paralelo a esa superficie llamado esfuerzo de cizalla

Si solamente un esfuerzo principal actúa sobre un cuerpo, como lo indica la figura 2.1 esto es llamado compresión uniaxial, cuando dos o tres principales esfuerzos actúan la condición es llamada compresión biaxial o triaxial, respectivamente. Los esfuerzos en la tierra son triaxiales y se denominan mayor (σ_1), menor (σ_3) e intermedio (σ_2), formando un elipsoide conocido como elipsoide de esfuerzo (figura 2.2).

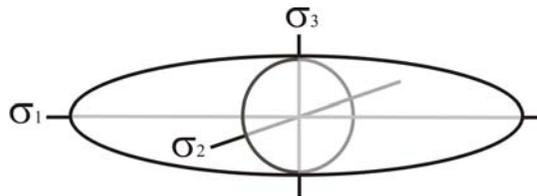


Figura 2.2.- Elipsoide de esfuerzo (modificado de SDSU, 2007).

2.1.2.- Deformación

Es el proceso por el cual las partículas en una roca se reacomodan desde una posición inicial a la posición final. Los componentes de la deformación para cuerpos rígidos son translación y rotación, mientras que para, cuerpos no rígidos (la mayoría de las rocas de la corteza): distorsión y dilatación.

2.1.3.- Relación Esfuerzo y Deformación

Los materiales responden principalmente de dos maneras ante un esfuerzo tal como se puede observar en la figura 2.3.

- a) Cuando el material vuelve a su estado inicial cuando el esfuerzo es removido, entonces la deformación es recuperable y se dice que el material se comporta de manera elástica.
- b) Cuando el material permanece deformado después que el esfuerzo es removido entonces la deformación es permanente y se dice que el material se comporta de manera plástica.

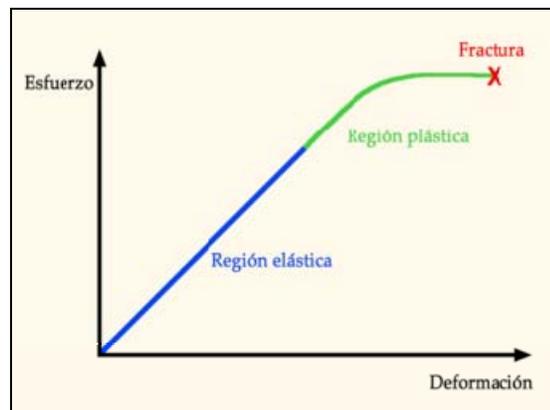


Figura 2.3.- Relación esfuerzo deformación (modificado de UCN , 2007).

2.1.4.- Mecanismos de Deformación

Existen varios términos que describen como la roca falla bajo el esfuerzo

- Deformación Frágil: Ocurre cuando la roca falla durante la deformación elástica y se localiza a lo largo de un plano. Esta no es una deformación

continua y las rocas afectadas por deformación frágil se partirán en muchas piezas.

–Deformación Dúctil: Este término se usa para cualquier roca o material que puede aguantar grandes cambios en su forma sin romperse. La deformación dúctil puede ocurrir por fisuramiento y fracturamiento a escala de granos o flujo de minerales individuales.

–Deformación Cataclástica: la roca se deforma por fracturamiento y rotación de granos individuales. Este término implica un mecanismo específico en la que deformación frágil y dúctil se acompañan de mecanismos cataclásticos.

–Deformación Cristal-Plástica: Ocurre cuando hay un flujo de granos individuales de minerales sin fracturarse o romperse. Esto es típico de metamorfismo.

2.2.- Sistemas y Clasificación de Fallas

En esta sección se presentaran varias clasificaciones de las fallas geológicas de igual manera se discutirán en las siguientes secciones los distintos marcos tectónicos asociados a los sistemas de fallas.

Es necesario considerar los siguientes aspectos sobre estas estructuras:

Las fallas son estructuras dinámicas que se desarrollan en tiempo y en espacio, estas cambian de forma, crecen o mueren a lo largo del tiempo. La mayoría de las fallas no son simple estructuras planas, sino que muestran complejos cambios de forma en tres dimensiones. Estos cambios deben generar necesariamente estructuras de acomodación (pliegues, fallas, desarrollo de clivaje o pérdida de volumen) en el

bloque colgante que se tiene que mover sobre la superficie de la falla que tiene una geometría variable.

Estas estructuras ocurren usualmente como sistemas ligados. Estas uniones usualmente siguen reglas geométricas y mecánicas que permiten formar patrones característicos que pueden ser fácilmente reconocibles. La deformación alcanzada por fallamiento frágil en la corteza superior debe ser balanceada por deformación plástica en la corteza inferior. La relación entre la corteza superior e inferior depende del régimen tectónico.

Las fallas y los sistemas de fallas son fundamentales para el entrapamiento de hidrocarburos. Las fallas pueden actuar como sello ó pueden permitir el flujo de fluidos.

2.2.2.- Geometría y Clasificación de las Fallas

En general hay tres tipos fundamentales de clasificación de las fallas, las cuales se detallan a continuación:

Clasificación Andersoniana:

Esta se basa en la orientación del plano de falla y el estado de esfuerzo en la superficie de la tierra. Sin embargo, esta clasificación sólo es aplicable a fallas de niveles altos y sólo para el instante de la formación de la falla.

Esta es una clasificación dinámica de fallas y se basa en el hecho que esfuerzos de cizalla no existen en la superficie de la tierra. De acuerdo con Anderson (1951), para que el fallamiento ocurra cerca de la superficie de la tierra uno de los principales esfuerzos (σ_1 , σ_2 o σ_3) debe ser perpendicular a la superficie de la tierra.

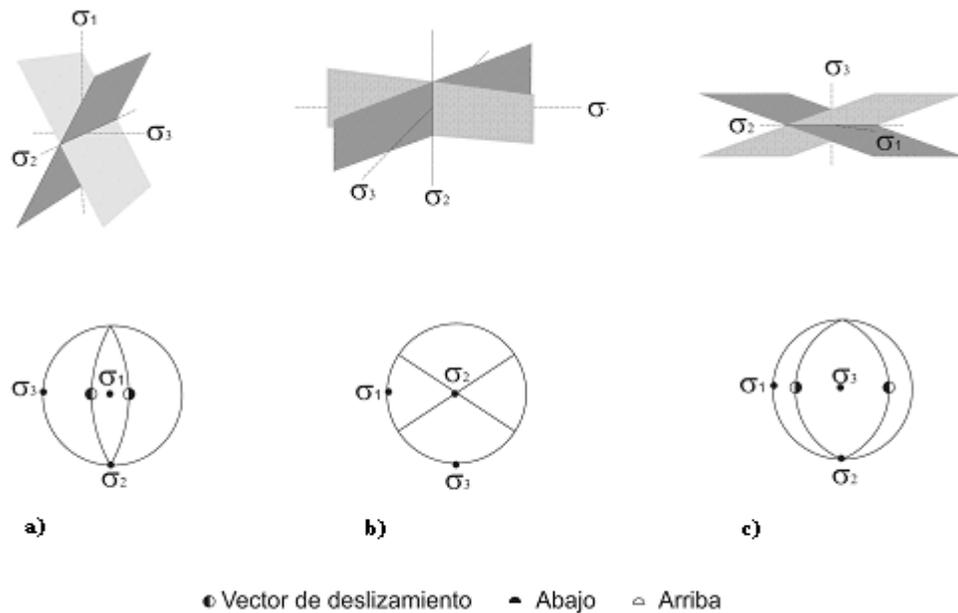


Figura 2.4.-. Fallamiento y esfuerzos principales (modificado de Acosta , 2007)

- a) Fallas Normales: σ_1 es vertical y σ_2 y σ_3 son horizontales. La inclinación de los planos de falla es 60° (figura 2.4a).
- b) Fallas de deslizamiento en el rumbo: σ_2 es vertical y σ_1 y σ_3 son horizontales. En este caso los planos de falla son verticales y el la dirección de movimiento es horizontal (figura 2.4b).
- c) Fallas Inversas: σ_3 es vertical y σ_1 y σ_2 son horizontales. El plano de falla se inclina a aproximadamente 30° de la horizontal (figura 4c).

Clasificación por Separación:

De acuerdo con Acosta (2007), esta se basa en el concepto de separación estratigráfica de un plano de referencia a través de la falla (figura 2.5). Esta es una clasificación geométrica y cinemática que no depende de la orientación de la

superficie de falla. En esta clasificación son fundamentales los conceptos de fallas extensionales y compresionales.

El exacto desplazamiento a lo largo de fallas usualmente no puede ser determinado en el campo o en secciones sísmicas. Sin embargo, para la mayoría se debería coleccionar los siguientes datos:

- a) Dirección de Movimiento: Esta se determina por marcadores cinemáticos presentes en el plano de falla como crecimiento de fibras en escalones, estrías etc. En casos excepcionales el desplazamiento de un punto en cada lado de la falla puede ser determinado y entonces la magnitud y la dirección puede ser estimada.
- b) Sentido de Movimiento: Esta se determina a partir de relaciones estratigráficas (e.g. rocas antiguas sobre rocas más jóvenes). Además del uso de algunos marcadores cinemáticos o por el desplazamiento aparente de unidades marcadoras, diques y otras fallas.
- c) Separaciones Estratigráficas: Usualmente es posible medir o estimar la separación de algunos estratos a lo largo de la falla.
- d) Rotación: Establecer este parámetro es muy difícil, pues se requiere el conocimiento del desplazamiento de muchos puntos a lo largo del plano de falla.

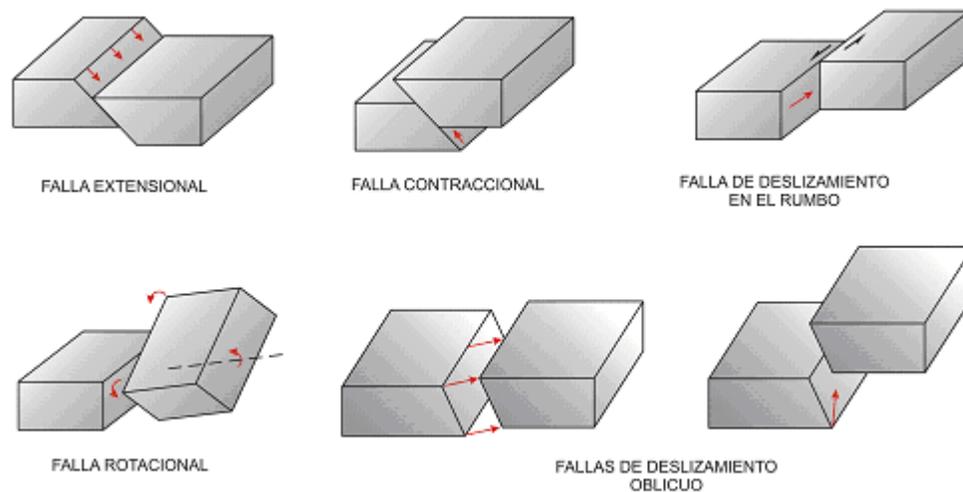


Figura 2.5.- Clasificación por separación de las fallas (tomado de Acosta, 2007)

2.3.- Sistemas Extensionales de Fallas

Las fallas extensionales ocurren en un rango de escalas desde aquellas que controlan la formación de la cuenca hasta aquellas que están bajo los límites de resolución sísmica. Estas fallas frecuentemente controlan la distribución de las rocas fuente y reservorio y definen muchas de las más grandes trampas de hidrocarburos. Por lo tanto la geometría y cinemática de estas estructuras es de gran importancia para los exploradores.

2.3.1.- Marco Tectónico de los Sistemas de Fallas Extensionales.

Sistemas extensionales de falla se encuentran en una variedad de ambientes tectónicos desde aperturas intra-continenciales (África), dorsales oceánicas (Atlántico), márgenes pasivos (margen occidental africana) hasta sistemas progradantes de delta (Delta del Níger). Estos sistemas se pueden dividir en dos grupos principales: sistemas de fallas extensionales de corteza que afectan de forma significativa el espesor de la corteza (tanto oceánica como continental) y sistemas extensionales con

despegues superficiales como aquellos encontrados en deltas o aun en depósitos superficiales de colapso.

2.3.2.- Clasificación de fallas extensionales

La clasificación de las fallas extensionales es básicamente geométrica y ha sido propuesta por Gibbs (1984). En sentido amplio dos categorías básicas de fallas extensionales pueden ser encontrados: Fallas Extensionales Planares y Fallas Extensionales Listricas.

Dentro de las fallas extensionales planares ocurren fallas rotacionales y no-rotacionales, aunque estas fallas generan problemas de espacio en los niveles de despegue. En contraste, las fallas listricas también produce rotación de los estratos, pero producen menos problemas de espacio en el nivel de despegue. En ambas clasificaciones se asume que las fallas se nuclean y propagan en el bloque yacente de un sistema extensional y por lo tanto fallas jóvenes rotarán fallas más antiguas en el bloque colgante, sin embargo Mc Clay y Ellis (1987) han demostrado que fallamiento en estos sistemas es más complicado con significativa propagación en el bloque colgante sobre el nivel de despegue.

2.4.- Sistemas Compresionales de Falla

El estudio de los sistemas compresionales de fallas es de gran importancia y debido al descubrimiento de yacimientos de hidrocarburo en los cinturones plegados y fallados, estos descubrimientos tienen su razón en que los primeros pozos se centraban en los anticlinales, los cuales se podían cartografiar usando geología de superficie.

De acuerdo con McClay y Scott (1991), la tectónica de cabalgamiento se divide básicamente en el estudio de dos tipos de deformación:

Deformación de escamación delgada:

Está asociada a los terrenos como cinturones plegados y fallados, y las fallas de cabalgamiento tienen una típica trayectoria en forma de escalera, la deformación en estos terrenos usualmente ocurre en secciones estratigráficas relativamente delgadas (orden de kilómetros)

Deformación de escamación gruesa:

Ocurre cuando secciones gruesas de basamento son afectadas por fallas de alto ángulo y no despegan a lo largo de zonas superficiales de la corteza sino que penetran en el medio de la corteza y aun al manto.

2.4.1.- Marco Tectónico de los Sistemas de Fallas Compresionales

Estas fallas se encuentran en una gran variedad de regímenes tectónicos, en particular en sistemas de orogéncias compresivas y cadenas montañosas donde se forman sistemas conectados de pliegues y fallas. Las partes externas o de antepaís de un cinturón orogénico son típicamente cadenas plegadas y falladas formadas por rocas con metamorfismo de bajo grado y secuencias sedimentarias, mientras que las partes internas de los orógenos contraccionales se caracterizan por presentar rocas con alto grado de metamorfismo, intrusiones, plegamiento dúctil y napas.

2.4.2.- Rampas y Geometría de las Superficies de Cabalgamiento

En dos dimensiones las fallas de cabalgamiento cortan la sección en la dirección de transporte a lo largo de rampas con ángulos típicos de corte de 30° ó menos. En el bloque colgante sobre la rampa del bloque yacente se obtendrá necesariamente un pliegue, un par anticlinal-sinclinal en su parte anterior y otro par en la parte posterior.

Fallas de cabalgamiento en tres dimensiones: una falla de cabalgamiento podría tener una geometría compleja de rampa con rampas frontales (perpendiculares a la dirección de movimiento), rampas laterales (paralelas a la dirección de movimiento) y rampas oblicuas (oblicuas a la dirección de movimiento). Estas rampas producirán necesariamente pliegues en el bloque colgante sobre las rampas y estos estarán orientados paralelos a las rampas o a las líneas de intersección entre las diferentes rampas. Por lo tanto en un cinturón plegado y fallado se pueden encontrar pliegues a diferentes ángulos de la dirección de transporte.

2.4.3.- Pliegues Asociados a Cabalgamientos

De acuerdo con Mitra (1986), se consideran tres tipos de plegamiento asociado con cinturones plegados y fallados de piel delgada (figura 2.6) :

- a) Plegamiento por flexura de la falla
- b) Plegamiento por propagación de la falla
- c) Plegamiento de despegue

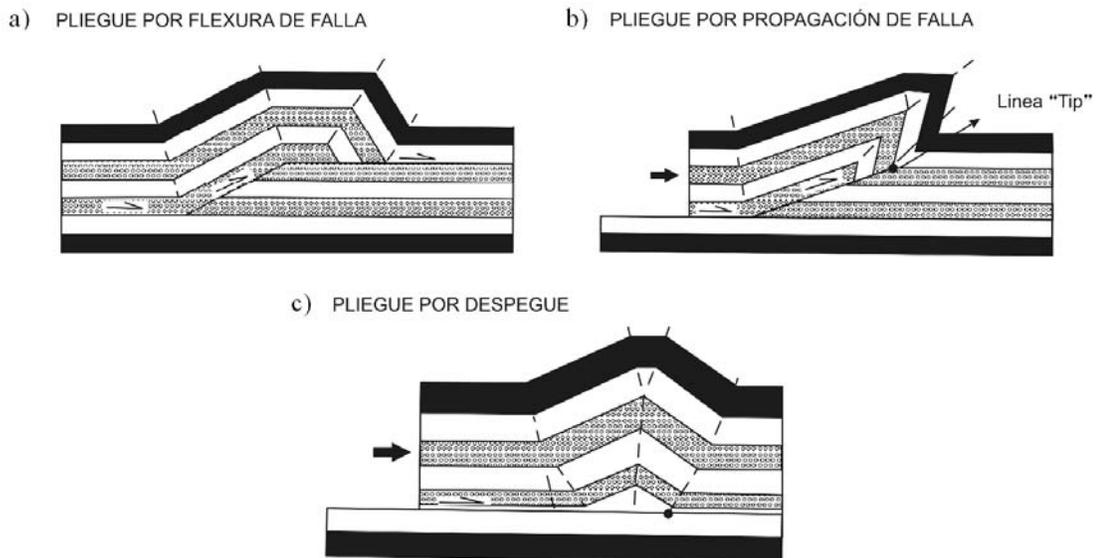


Figura 2.6.- Pliegues asociados a cabalgamientos (modificado de Mitra , 1986)

2.4.4.- Zonas Triangulares

De acuerdo con McClay (1991), en las terminaciones de los frentes de cabalgamiento comúnmente se desarrolla una zona triangular donde el nivel de despegue superior es un importante retrocabalgamiento (figura 2.7a). Estas zonas son rasgos estructurales positivos para trampas de hidrocarburos.

Otra zona triangular se forma cuando hay una combinación de dos cabalgamientos en un mismo despegue basal y con vergencia opuesta. Cuando la zona termina por un cabalgamiento de piso y por un cabalgamiento de techo pasivo se forma un prisma con cabalgamiento intracutáneo (2.7b).

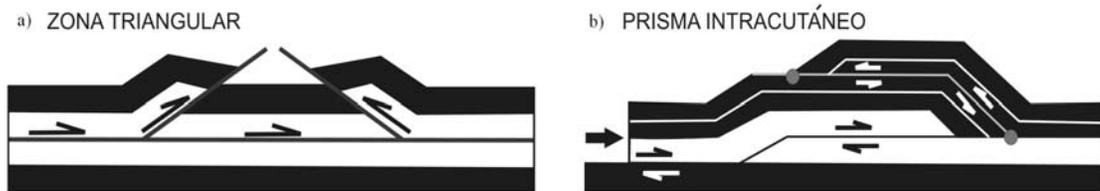


Figura 2.7.- Zonas triangulares (modificado de McClay , 1991)

2.5.- Sistemas de Fallas de Rumbo

Las fallas de deslizamiento en el rumbo se asocian usualmente con movimientos de placas y pueden ser clasificadas en dos grupos mayores: Fallas Transformantes asociadas con límites de placa, estas estructuras penetran toda la litosfera, y fallas transcurrentes las cuales están confinadas a la corteza y son generalmente de carácter intracontinental. Existe un tercer grupo de fallas de rumbo asociado con la transferencia del desplazamiento de sistemas extensionales o de cabalgamiento, estas se denominan fallas de desgarre.

2.5.1.- Deformación Asociada a Fallas de Rumbo

Las fallas de rumbo se asocian con deformación rotacional que caracteriza las estructuras de este tipo de fallamiento que forma arreglo de pliegues en-echelón y fallas de segundo orden. Secciones a través de fallas de rumbo muestran rápidos cambios en el estilo estructural a lo largo del rumbo.

Movimientos oblicuos a lo largo del rumbo producen movimientos compresionales a lo largo de la falla de rumbo (transpresión) o extensión a lo largo de la zona de falla de rumbo (transtensión).

Las cuencas sedimentarias se pueden formar por extensión localizada a lo largo de sistemas de fallas de rumbo. Estas cuencas son generalmente pequeñas y complejas comparadas con las cuencas de expansión o de margen pasivo.

Una cuenca puede experimentar acortamiento y extensión durante su evolución en una zona de falla de rumbo y característicamente una parte del sistema de fallas puede sufrir extensión mientras que otra parte puede sufrir compresión. Fallas de rumbo son comúnmente encontradas en regiones de tectónica activa y las cuencas pueden sufrir extensión e inversión en el mismo sistema de fallas.

2.5.2.- Rasgos Geométricos de los Sistemas de Falla de Rumbo.

Sistemas de fallas de rumbo se caracterizan por un estilo estructural característico y una asociación de estructuras relacionadas. Estas han sido interpretadas en términos de la clásica elipse de deformación de Wilcox et al (1973).

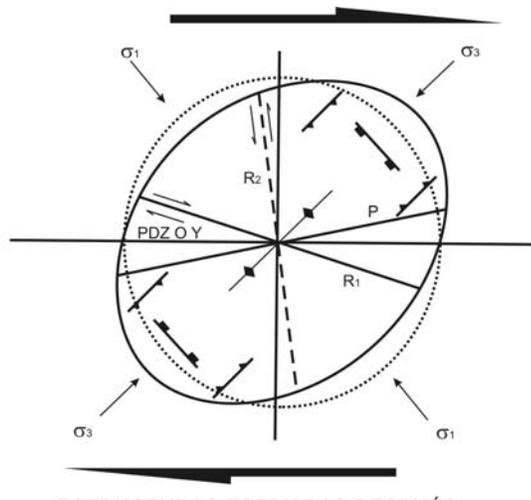


Figura 2.8.- Elipse de deformación (modificado de Wilcox et al, 1973).

Para el primer incremento de deformación a lo largo de un segmento (PDZ o cizalla Y) de falla de rumbo unas estructuras características de estructuras relacionadas se desarrollan. Cizallas R_1 y R_2 se ocurren en respuesta de la cizalla con respecto a los principales esfuerzos σ_1 y σ_3 . R_1 es una cizalla sintética orientada de 15° a 20° del segmento PDZ mientras que R_2 es una cizalla antitética típica orientada entre 70° y 75° de la PDZ. Una cizalla P comúnmente se desarrolla a ángulos bajos (15° a 20°) de la PDZ como consecuencia de la rotación de los ejes de los esfuerzos principales.

Otras estructuras menores encontradas en un segmento recto de las fallas de rumbo son fallas extensionales menores perpendiculares a σ_3 y fallas de cabalgamiento menores y pliegues perpendiculares a σ_1 . Nótese que estas relaciones angulares solamente ocurren para el primer incremento de deformación cuando se incrementa el desplazamiento en la falla de rumbo principal estructuras formadas en los estados iniciales rotarán hacia la falla principal o en contra de ella.

2.6.- Roca Madre de Petróleo

De acuerdo con Llorente (2000), se entiende por roca madre, una unidad sedimentaria que ha generado y expulsado suficiente petróleo o gas como para que sea acumulable y explotable de forma económicamente rentable.

Además tiene como característica, abundantes aportes orgánicos a un ambiente reductor. Los ambientes más comunes de las rocas madres son:

- *Lagos*: normalmente en un contexto tectónico activo y en zonas ecuatoriales, donde la estratificación de las aguas (por salinidad o densidad) impida la mezcla de las aguas superficiales y profundas.
- *Deltas*: la roca madre son las lutitas del prodelta, con materia orgánica procedente de vegetales transportados por los ríos y materia orgánica de fitoplancton y zooplancton.
- Cuencas marinas semicerradas con un balance positivo (mayor entrada de agua dulce que de agua salada), y con un modelo de circulación estuario.
- Cuencas marinas abiertas, en zonas de upwelling, donde se produce una zona de mínimo oxígeno.
- En plataformas y cuencas profundas en periodos de máxima trasgresión.

2.7.- Migración del Petróleo.

Suponiendo la existencia de una roca madre y que el petróleo se ha generado, existen una serie de cambios que sufre este nuevo material hasta acumularse en los yacimientos en los que hoy se encuentra. El petróleo poco a poco es expulsado de la roca madre por el peso de los sedimentos depositados encima y también por diferencias de presión de origen tectónico. Este petróleo expulsado se va concentrando en los poros, cavidades y fracturas de las rocas, luego comienza a migrar de las partes más profundas de la cuenca hacia los flancos.

Según Llorente (2000) el paso del petróleo desde la roca madre hasta la roca almacén se conoce como migración primaria, lo cual sucede por los siguientes procesos:

- *Compactación*: se pierde porosidad por disminución del volumen de sedimento y por las cementaciones asociadas, así como las recristalizaciones. Todo ello consigue que aumente la presión de fluidos y por tanto se produce un gradiente de presión y de temperatura, generando el desplazamiento de los fluidos hacia zonas más confortables (de menor presión y temperatura).
- *Deshidratación de arcillas*: esto consigue liberar agua a los poros, con lo que aumenta de nuevo la presión intersticial.
- *Cambios químicos de la materia orgánica*: pasamos de kerógeno a petróleo y a gas, aumentando la entropía del sistema, además disminuye el peso molecular de los hidrocarburos (y por tanto el tamaño de la cadena) con lo que la movilidad es mayor y puede incluso aumentar tanto la presión intersticial que cause abundante microfracturación para liberar la presión de los poros.

Los mecanismos por los que se supone que migran los hidrocarburos son los siguientes:

- *Movimiento en disolución*: parte del petróleo es soluble en agua y por lo tanto podría viajar en disolución con ésta. El problema es que en zonas someras la solubilidad es muy baja y en zonas profundas el tamaño del poro se reduce tanto que dificultaría los procesos de solubilidad.
- *Formación de burbujas de hidrocarburos*: estas burbujas viajarían en inmiscibilidad líquida con el agua.
- *Formación de coloides y micelas de hidrocarburos*: se produce una orientación de las moléculas de los hidrocarburos de tal modo que la parte hidrofóbica quede protegida por la parte hidrofílica en contacto con el agua.

- *Difusión en fase continua*: el hidrocarburo se mueve aprovechando fracturas y contactos entre formaciones rocosas.

2.8.- Trampas de Petróleo.

El petróleo siempre sube al punto más alto posible y en teoría migrara hasta la superficie, como sucede en los menes o manantiales de petróleo, a menos que se interpongan barreras en su camino. Estas barreras o trampas, como son llamadas, pueden ser de muchos tipos; pero en general las más destacadas son estructurales y estratigráficas.

Siguiendo a Llorente (2000) una trampa de petróleo es una estructura que presenta la roca almacén que favorece la acumulación del petróleo y puede ser de tres tipos principalmente:

a) *Trampa estratigráfica*:

- Primarias: relacionadas con la morfología del depósito y con procesos acaecidos durante la sedimentación (interdigitaciones, acuñaientos, arrecifes, cambios laterales de facies, etc).
- Secundarias: relacionadas con procesos postsedimentarios (cambios diagenéticos, caliza, dolomía, porosidades por disolución, discordancias, etc).

b) *Trampa estructural*: relacionadas con procesos tectónicos o diastrofismo (fallas, cabalgamientos, antiformas, etc).

c) *Trampas mixtas*: se superponen causas estratigráficas y estructurales (como serían las intrusiones diapíricas).

Más del 60% de los yacimientos de petróleo que se están explotando en la actualidad corresponden a trampas estructurales de tipo antiformal, y otra estructura importante son las bolsas asociadas a procesos de diapirismo, pues a la hora de hacer

campañas de exploración, las masas diapíricas poco densas, son fácilmente localizables por métodos geofísicos.

Los métodos geofísicos usados en la industria petrolera son usados para localizar estructuras capaces de almacenar petróleo o gas en el subsuelo, y no pretenden determinar la presencia o ausencia de petróleo.

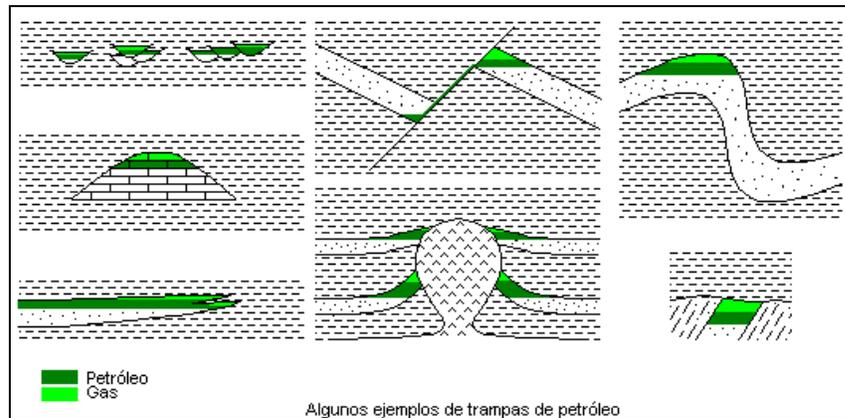


Figura 2.9.- Tipos de trampas (modificado de Llorente, 2000).

2.9.- Principios Fundamentales de Interpretación Sísmica

El modelo geológico estructural se basa en la interpretación de sísmica de dos y tres dimensiones, es por ello, que es necesario conocer los principios básicos de la interpretación sísmica, de acuerdo con Regueiro (1997), la interpretación sísmica se fundamenta principalmente en dos principios:

- a) *Continuidad*: Propiedad por la cual un evento o pulso sísmico puede ser reconocido en trazas sucesivas. Estos pulsos repetidos crean alineaciones que dan características de continuidad a lo largo de las secciones (reflectores).
- b) *Correlación*: Es puramente un proceso de reconocimiento de patrones. El patrón puede ser un pulso simple, el cual se distingue por su amplitud y frecuencia o un grupo de reflexiones que conformen un paquete. La

correlación se utiliza principalmente para relacionar reflexiones de una línea a otra.

De igual manera es necesario conocer algunos aspectos básicos y técnicos de la interpretación, los cuales se presentan en las próximas secciones.

2.9.1.- Sísmica de Reflexión

El objetivo primordial de las técnicas de reflexión sísmica es obtener estimaciones de las posiciones de las capas analizando las señales correspondientes a las ondas que emiten y detectan en superficie. Dichas ondas en su tránsito por el interior de la Tierra, se reflejan y se refractan. En lugar de medirse profundidades, se miden los tiempos de ida y vuelta que tardan las ondas sísmicas desde que son generadas en superficie hasta ser detectadas nuevamente en superficie mediante geófonos, luego de haberse reflejado o refractado, a una determinada profundidad (Regueiro,1997).

2.9.2.- Calibración Sísmica en Superficie

Tiene como objetivo fundamental establecer el significado geológico de los reflectores sísmicos, se basa generalmente en el uso de información sísmica de pozos y de registros de pozos. Se comparan los reflectores que se obtienen con las técnicas sísmicas de reflexión con los resultados de un sismograma sintético generado a partir de datos de perfiles de pozos, lo cual provee una escala continua de referencia tiempo-profundidad.

Medición de la Velocidad (Tiros de Verificación Sísmica)

Este método se basa en la medición del tiempo de tránsito de una onda acústica entre una fuente, generalmente percusión ubicada en la cercanía del pozo, y un detector, generalmente un geófono o hidrófono suspendido en el interior de un pozo mediante un cable(figura 2.10). El cable sirve como soporte del geófono, como

estimador de la profundidad y a su vez como conductor de la electricidad para que la señal llegue a la superficie donde es grabada.

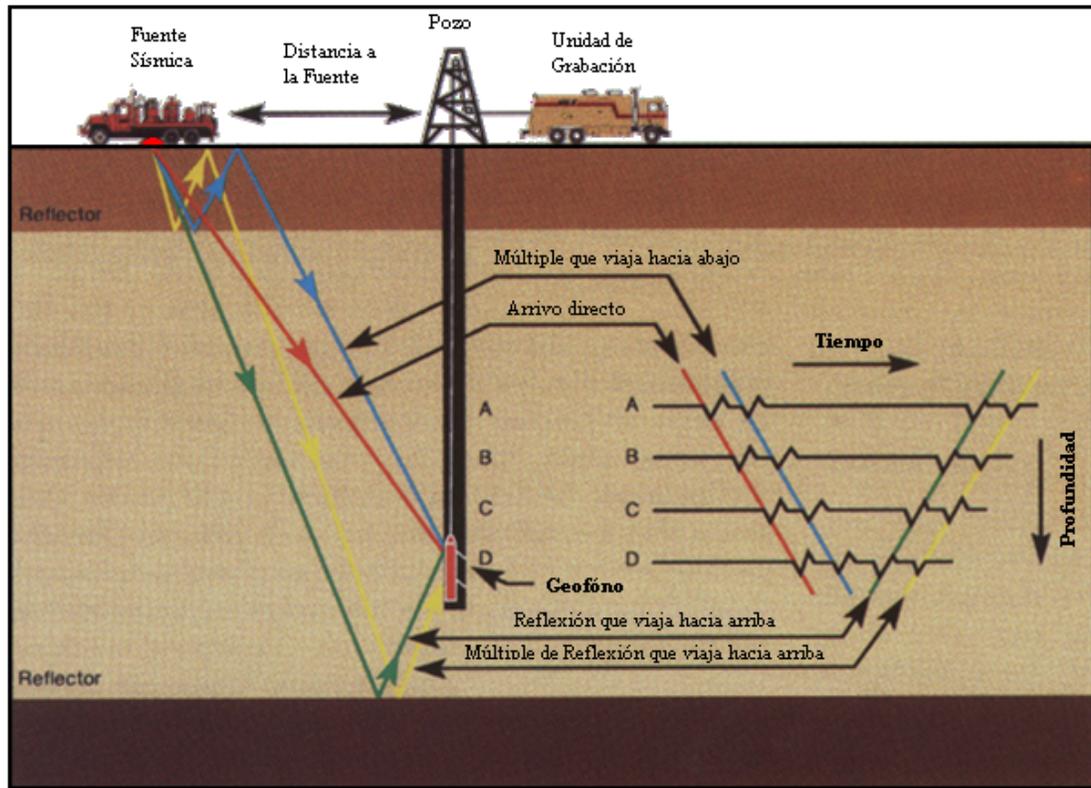


Figura 2.10.- Diagrama de adquisición de un Tiro de Verificación Sísmica (modificado de Schlumberger, 2007)

Velocidad Sísmica

La velocidad es una cantidad definida como la rapidez de propagación de una onda sísmica. La herramienta más útil para medir este tipo de velocidades en las rocas del subsuelo es el perfil sónico. La velocidad según Regueiro es calculada dividiendo las distancias de separación entre la diferencia de tiempo de tránsito del pulso acústico grabado por cada detector.

Existen distintas formas de interpretar las velocidades, según Regueiro (1997) son:

- a) *Velocidad Intrínseca*: la ya descrita en varias oportunidades, es una propiedad física del material, como lo son también la densidad, la permeabilidad y la porosidad.
- b) *Velocidad Interválica (VI)*: se asocia a la velocidad de propagación en una formación dada, y es ésta la que muchos interpretes asocian con la litología.
- c) *Velocidad Average (VA)*: es la velocidad interválica a través de una sección geológica integrada por más de una formación o litología. Este tipo de velocidad se obtiene directamente de los tiros de verificación.
- d) *Velocidades de Apilamiento (Vnmo)*: es la velocidad obtenida de la relación tiempo velocidad. Viene dado, en forma simple por:

$$V_{nmo} = \frac{x}{\sqrt{tx^2 - to^2}}$$

La velocidad es sensible a ciertos cambios en factores importantes de los estratos, según Regueiro (1997), éstos son:

- c) *Litología*: En rocas sedimentarias las velocidades altas generalmente indican carbonatos y las bajas generalmente indican arenas o lutitas, pero las velocidades intermedias pueden indicar cualquiera de las dos.
- d) *Densidad*: Las variaciones de la densidad juegan un papel muy importante en las variaciones de la velocidad, donde las altas densidades corresponden usualmente a altas velocidades.
- e) *Porosidades*: La porosidad generalmente disminuye con el incremento de la profundidad, cementación y edad. El aumento de la profundidad trae como resultado la disminución de la porosidad.

- f) *Edad*: La edad de las rocas puede ser un factor determinante que afecta la velocidad. La edad está relacionada a la vez, a otros factores importantes como el factor de soterramiento, que a la vez se relacionan a factores de porosidad y por lo tanto a la velocidad, pero esto requiere investigaciones paleogeológicas más precisas.

Curva Tiempo-Profundidad

Es una gráfica o tabla de reflexión en tiempo doble (o a veces tiempo sencillo), contra una profundidad de un reflector para la energía que viaja verticalmente. Es específico para una distribución de velocidad particular y es usada para convertir tiempos a su correspondiente profundidad. Cada segmento de una curva T-Z se encuentra representado por una relación empírica donde T representa el tiempo en milisegundos y Z la profundidad en pies.

De acuerdo con Regueiro (1997), todas las curvas T-Z están influenciadas por un tipo de anomalía, causada por fluctuaciones de velocidades debidas a cambios litológicos puramente locales. Esta anomalía usualmente se observa distribuida aleatoriamente con respecto a la profundidad, y si bien no afecta de manera notable la forma general de la curva, puede sin embargo distorsionar localmente segmentos de esta.

Impedancia Acústica, Coeficientes de Reflexión y Serie de Reflectividad.

La impedancia acústica (Z) se define como el producto de la densidad (ρ) por la velocidad (V), las cuales varían a lo largo de los estratos de rocas (Schlumberger Oilfield Glossary).

$$Z = \rho \cdot V$$

La impedancia acústica es importante ya que permite determinar los coeficientes de transmisión y reflexión en la interfaz de dos materiales que poseen dos impedancias acústicas diferentes.

Debido a que no existe una continuidad en los valores de las impedancias de dos medios adyacentes se producen reflexiones de la onda. La intensidad de la fracción de la onda incidente que se refleja puede ser obtenida a partir de la velocidad de la partícula y las presiones locales que son requeridas para tener un trayecto continuo a lo largo de la interfaz entre los materiales.

El coeficiente de reflexión se define como la proporción entre la amplitud de la onda reflejada y la onda incidente, es decir, cuanta energía es reflejada. Para ondas con incidencia normal, el coeficiente de reflexión se calcula de la siguiente manera:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Donde R = coeficiente de reflexión, cuyos valores oscilan entre -1 y 1.

ρ_1 = densidad del medio 1

V_1 = velocidad del medio 1.

ρ_2 = densidad del medio 2

V_2 = velocidad del medio 2.

Z_1 = impedancia acústica del medio 1

Z_2 = impedancia acústica del medio 2.

Los valores típicos de R son aproximadamente -1 si pasamos de agua a aire, significando que casi el 100% de la energía es reflejada y nada es transmitido; menor a 0.5 de agua a roca; y menor a 0.2 de lutita a arena. Para incidencia no normal, es decir, con un ángulo de incidencia diferente de cero, el coeficiente de reflexión definido como la proporción de las amplitudes depende de otros parámetros, como las

velocidades de las ondas de cizalla, y son descritos como función del ángulo de incidencia por las ecuaciones de Zoeppritz.

Una formación sobre otra de mayor impedancia acústica, produce un coeficiente de reflexión positivo, mientras que una formación sobre otra de menor impedancia acústica genera un coeficiente de reflexión negativo. Por lo tanto, una serie de capas pueden ser representadas por una serie de coeficientes de reflexión en sus bordes. Una onda sísmica generada en superficie se reflejará en las interfases con una amplitud proporcional al coeficiente de reflexión (Requena, 2000).

Los coeficientes de reflexión representan la ubicación y magnitud de los cambios litológicos del subsuelo por lo que constituyen el modelo geológico del mismo. La serie de reflectividad, no es más que asociar los coeficientes de reflexión a un valor de tiempo, por lo tanto, al final obtendremos un perfil que asemeja bastante bien la distribución de los estratos en el subsuelo.

Sismograma Sintético.

El sismograma sintético es una de las muchas formas de modelar para predecir la respuesta sísmica de subsuelo. Consiste de una traza sísmica artificial a lo largo del pozo, que se obtiene mediante la convolución de una ondícula, previamente seleccionada, con la serie de coeficientes de reflexión derivados de los perfiles de sónico ajustado y densidad.

El sintético, como comúnmente se denomina, es un modelo unidimensional de energía acústica que se propaga a través de los estratos del subsuelo. Se pueden comparar estratos definidos o realizar otra correlación de algún punto escogido en un registro de pozo con las reflexiones importantes de una sección sísmica. La calidad de la correspondencia en el sismograma sintético dependerá de cuán bueno es el registro

de pozo, el procesamiento de los datos y la habilidad para extraer una ondícula representativa de la datos sísmicos, entre otros factores.

Un sismograma sintético completo, presentaría los eventos primarios, primarios mas múltiples, múltiples solamente y primarios con pérdidas de transmisión. Como el propósito es lograr la mayor similitud entre datos de perfiles y la traza sísmica de superficie, es necesario un buen control de los parámetros de la ondícula que lo define (Requena, 2000).

El sismograma sintético puede ser graficado con ambas polaridades con la escala de tiempo que corresponda a la sección sísmica de superficie. Simultáneamente con el sismograma sintético se pueden graficar otros perfiles tales como sónicos ajustados, densidad de formación, impedancia acústica y coeficientes de reflexión (figura 2.11). Para efectos de correlación e interpretación se recomienda incluir perfiles tales como resistividad, gamma ray, calíper, porosidad, conductividad o cualquier curva proveniente de una evaluación petrofísica.

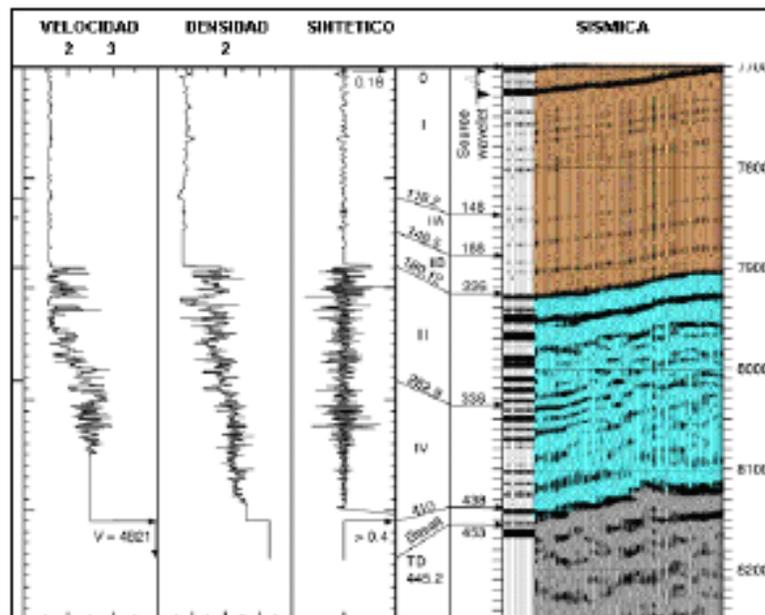


Figura 2.11.- Calibración sísmica mediante sismograma sintético (modificado de Schlumberger, 2007).

2.9.3.- Resolución Sísmica

El poder de resolución del geólogo de campo, en lo que se refiere al espesor y continuidad de los estratos es prácticamente ilimitada. Los registros de pozo proporcionan una buena resolución vertical de las capas en el subsuelo pero su resolución lateral es prácticamente cero (Regueiro,1997).

Resolución Vertical

La resolución vertical de un registro sísmico puede definirse como la menor distancia vertical entre dos interfases litológicas que producen dos reflexiones discretas, las cuales pueden separarse visualmente, todos los espesores por debajo de éste, estarán en entonación y podrán resolverse (figura 2.12).

Los dos parámetros más importantes que controlan el proceso de resolución son: ancho de banda de la señal sísmica y la velocidad interválica de la secuencia estratigráfica o estrato.

Esto implica que en capas de poco espesor, con velocidades interválicas, grandes, es necesario una señal sísmica lo más corta en tiempo posible para obtener la resolución apropiada. Una limitación natural en la resolución de los datos sísmicos es la causada por el fenómeno de absorción, así como la relación señal/ruido.

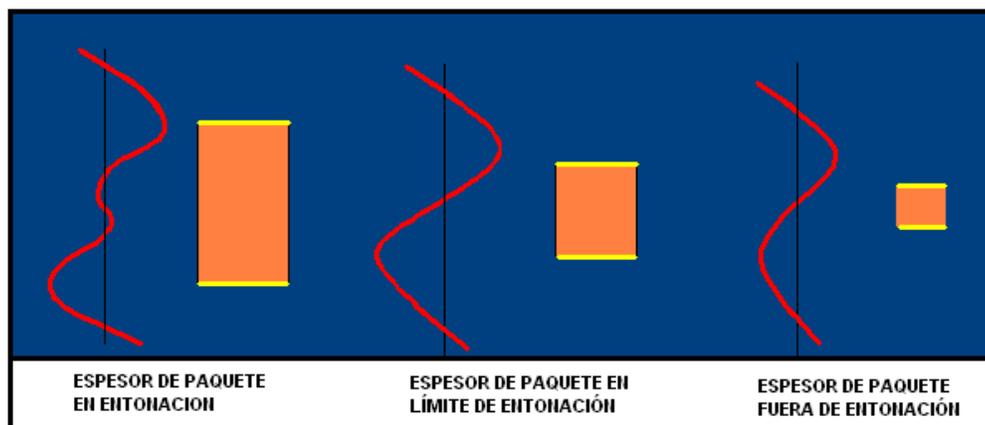


Figura 2.12.- Entonación y resolución sísmica vertical.

Generalmente es usado el criterio de Rayleigh, donde $\lambda/4$ es la mínima resolución que puede observarse en la sísmica (Sheriff, 1997).

Resolución Lateral

La resolución lateral en una sección sísmica está controlada principalmente por dos factores: el espaciamiento entre trazas y las dimensiones de la zona de Fresnel. Esta se refiere a que tan cerca dos puntos en el subsuelo se pueden separar horizontalmente. La resolución lateral está prácticamente relacionada a el fenómeno conocido como difracción, (Regueiro, 1997).

En el caso de eventos someros probablemente la separación entre trazas sea el factor más importante, mientras que en la zona de Fresnel es factor limitante a medida que nos profundizamos en la sección. Así pues, al igual que para el caso de la resolución vertical, la horizontal depende del ancho de banda de la señal la velocidad intervállica y el tiempo doble de viaje hasta el reflector (Regueiro, 1997).

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

3.1.- Evolución Tectónica del Caribe

Existen hasta el momento diversos modelos o teorías que pretenden explicar la evolución tectónica de la Placa Caribe, sus espesores anómalos, definir sus límites y establecer su interacción con las demás placas tectónicas, pero aún no se ha logrado definir un modelo único, que permita enmarcar en un contexto geológico regional, los estudios locales que involucren al Caribe. Por esta razón se presentan a continuación una breve descripción de los diversos modelos del Caribe y una comparación entre sus principios y argumentos.

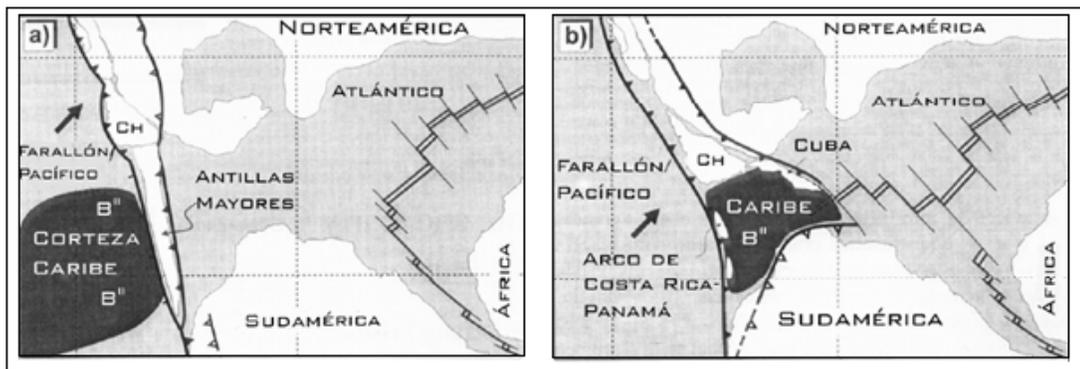


Figura 3.1.- Procedencia de la Placa Caribe a) Modelo Caribe aloctono, b) Modelo Caribe In-situ. (modificado de Meschede, 1998).

3.1.1.- Modelos Caribe In-Situ

Estos modelos son una variedad de intentos de reconsiderar algunos datos de paleomagnetismo, que sugieren que la Placa del Caribe no ha sufrido gran desplazamiento con respecto a su lugar de origen, sobre todo desde el punto de vista de cambios de latitud. Según estos modelos, los arcos volcánicos se desarrollaron cerca de las plataformas que rodean al Caribe, por lo que presentan como principal

problema la falta de evidencias de material volcánico mezclado con las secuencias de dichas plataformas. Tampoco se ha localizado material volcánico en los márgenes continentales. El hecho es que deberían existir horizontes de vulcanitas (tobas, tufitas, etc.) entre las secuencias de los márgenes pasivos si los arcos se desarrollaron contiguos a ellas. Otro factor importante es la falta de disponibilidad de corteza suficiente para que sea consumida en las zonas de subducción y genere magmatismo en los arcos.

También presentan problemas geométricos que se pueden observar al analizar los distintos modelos en detalle. Sin embargo, los científicos que proponen esta alternativa tratan de buscar solución a estos problemas.

3.1.2.- Modelos Caribe Alóctono

Los modelos que proponen un origen alóctono de la corteza del Caribe son los más aceptados actualmente. Estos modelos se basan en una conformación del Caribe en dos etapas. Durante la primera etapa tiene lugar la apertura y formación del espacio caribeño a partir de la separación de Laurasia (Norteamérica) y Gondwana (Sudamérica). Primero se forma una corteza "in situ" que se considera "Proto-Caribe". Durante la segunda etapa la corteza "protocaribeña" es desplazada, tanto consumida en zonas de subducción, como acresionada y dando lugar a los cinturones plegados que rodean el Caribe.

Se plantea que en el espacio caribeño se emplaza una corteza externa (alóctona), proveniente del Pacífico. Estos modelos no son muy semejantes entre sí, pues tienen una variedad de maneras de resolver los problemas que surgen al aplicarlos. Por ejemplo, no existe un acuerdo del momento en que comenzó el avance de la corteza pacífica dentro del Caribe. Tampoco hay un acuerdo en cómo y por qué se inició este proceso. Además no hay acuerdos de la manera en que tuvo lugar la interacción entre la corteza preexistente y la nueva corteza, a lo largo de los límites deslizantes (fallas transformantes). No existe un acuerdo en cuanto al frente de avance (frente convergente) de la placa alóctona y si se desarrolló un "gran arco" volcánico (versión de arco simple), o una variedad de ellos (versión multiarcos).

Asimismo, no hay un acuerdo sobre la polaridad de el(los) arco(s) y de su(s) zona(s) de subducción. Toda esta polémica es simplemente el reflejo de tres problemas:

- a) La falta de conocimientos que se tiene sobre la geología del Caribe y sus márgenes.
- b) Las propias limitaciones teóricas de la Tectónica de Placas, que es una concepción bastante nueva en pleno proceso de desarrollo, ya que apenas data de los años sesenta.
- c) La falta de una comunicación eficiente e intercambio de datos entre los especialistas, pues aunque se han desarrollado algunas iniciativas en este sentido, aún los resultados no son satisfactorios.

A continuación se presenta un cuadro comparativo de los diferentes modelos planteados para la evolución del Caribe (tabla 3.1), mientras que en la tabla 3.2 se presentan diversos autores y la comparación de sus trabajos tomando en cuenta los puntos clave de sus modelos.

Tabla 3.1.- Cuadro Comparativo de Modelos Tectónicos del Caribes en el Tiempo Geológico

Edad	Modelo Caribe In situ (Meschede, 1998; James, K. 2003)	Modelo Caribe Alóctono (Pindell y Dewey, 1986; Ross y Scotese, 1988)
Jurásico Medio (160 Ma)	Para este periodo se presume la apertura de Pangea por medio de un único evento “rift” que separa América de Europa y África, y que además la divide en la Placa Norteamérica y la Placa Sudamérica formando así Proto-Caribe, esta apertura se extiende hasta la Placa Farallón en el Pacífico. (Fig. 3.2b)	Se inicia la ruptura de Pangea a partir de la generación de dos eventos de apertura continental, uno separa Norteamérica de Europa y África, al mismo tiempo que otro separa a Norte y Sur América formando Proto-Caribe. (Fig. 3.2a)
Cretácico Temprano Neocomiense (140 Ma)	La subducción de la Placa Farallón por debajo de Norte y Sur América desactiva la propagación del “rift” inicial y se activa un nuevo “rift” que ocasiona la separación de Sudamérica y África. (Fig. 3.3b)	Comienza la subducción de la Placa Farallón por debajo de las placas sudamericana, norteamericana y Proto-Caribe generándose un arco volcánico que posiblemente formó las Antillas mayores. Además se propaga el “rift Atlántico” hacia el sur iniciando la separación entre Sudamérica de África. (Fig. 3.3a)
Albiense (100 Ma)	El apertura continental que separaba la Placa Norteamericana de la Sudamérica comienza a extinguirse e inicia la formación de la Placa Caribe debido a un engrosamiento por un proceso de “fusión por descompresión” del manto y se origina al oeste el arco volcánico de Costa Rica-Panamá producto de la subducción de la Placa Farallón por debajo esta nueva Placa Caribe. Al noreste se propaga otra subducción que introduce a la corteza oceánica del Atlántico también por debajo de Caribe. (Fig. 3.4b)	El Arco Volcánico del Pacífico comienza a introducirse entre las placas de Norte y Sur América mediante fallas transformantes generadas por una inversión en la polaridad de la subducción entre Farallón y Proto-Caribe. (Fig. 3.4a)
Campaniense (72 Ma)	El movimiento relativo de separación entre Norte y Sur América es prácticamente nulo, la subducción de la corteza Atlántica por debajo del Caribe formó el arco volcánico de Las Antillas Mayores y comienza a formar el Arco de Aves. (Fig. 3.5b)	El Arco Pacífico de las Antillas Mayores colisiona con la península de Yucatán y continua su movimiento con dirección noreste, comienza a crearse el Arco de Aves al este de la Placa Caribe. (Fig. 3.5a)
Paleoceno (60 Ma)	El arco de Las Antillas Mayores se sutura con el bloque de Yucatán y la plataforma de Bahamas formando la cuenca de Yucatán y propagando fallas transformantes en los bordes norte y sur de la Placa Caribe, cambiando su movimiento en dirección este-oeste. (Fig. 3.6b)	El arco volcánico de Las Antillas Mayores colisiona con la plataforma de Bahamas y consume finalmente la corteza de Proto-Caribe (colisión Oblicua), esta colisión genera una nueva zona de subducción al oeste de la placa Farallón provocando que Caribe se aisle y conforme un nuevo elemento tectónico que comienza a moverse en dirección este-oeste. (Fig. 3.6a)
Eoceno Medio (40 Ma)	A partir de la colisión oblicua ambos modelos convergen debido a la similitud de los datos geológicos, para este momento la Placa Caribe continua con un movimiento este-oeste con una componente compresiva sureste emplazando las Napas de Lara y posteriormente la Cordillera de la Costa. El Arco de Aves ya esta extinto y comienza la formación del Arco de las Antillas Menores, además las fallas transcurrentes ubicadas en los limites norte y sur de la Placa Caribe generan cuencas de tracción como la Fosa Cayman y posteriormente la Cuenca de Falcón.	
Mioceno Medio (15 Ma)	El Arco de Panamá colisiona con el Terreno Yucatán y con la Placa Suramericana emplazando lo que hoy se conoce como Centroamérica y activando la orogénesis de los Andes de Mérida e invirtiendo la Cuenca de Falcón, evento que continua hasta el Plio-Pleistoceno. (Fig. 3.7)	

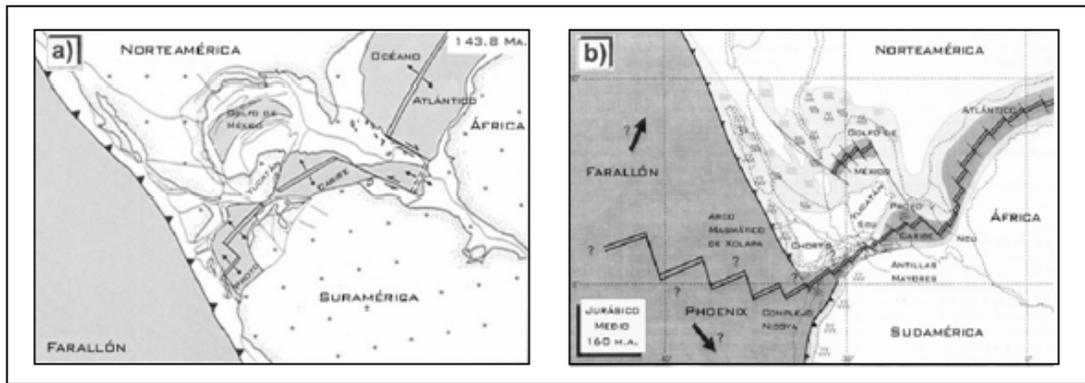


Figura 3.2.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Jurásico Medio. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).

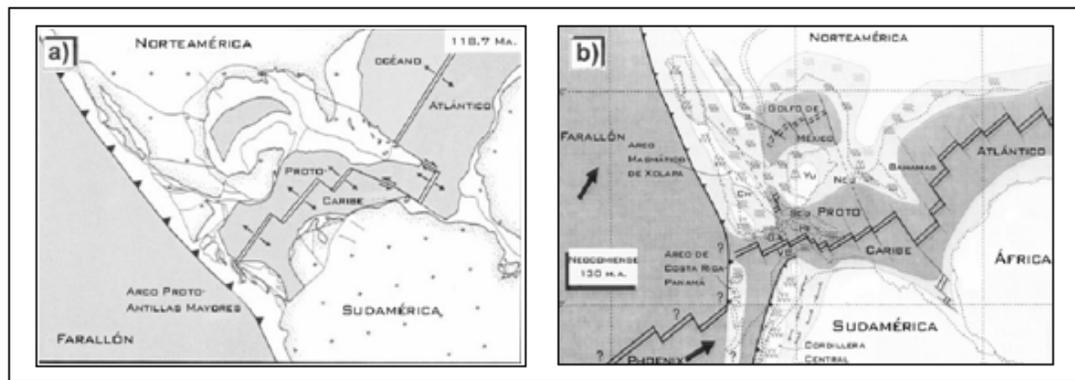


Figura 3.3.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Cretácico Temprano. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).

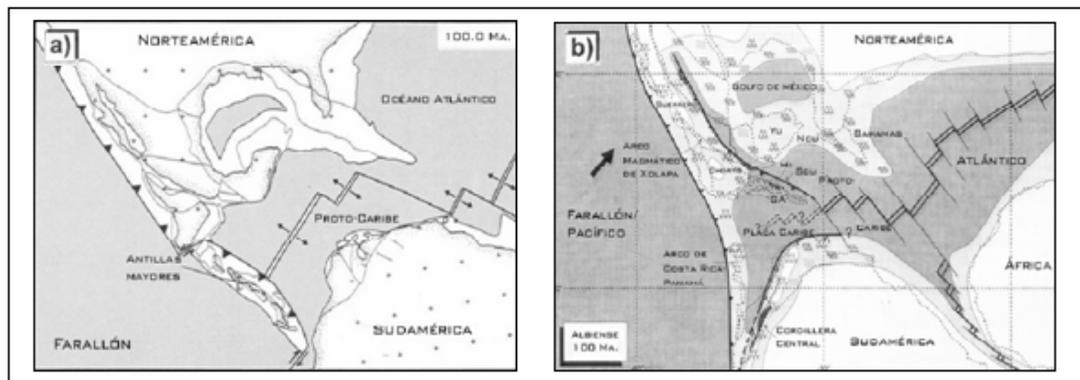


Figura 3.4.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Cretácico Medio. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).

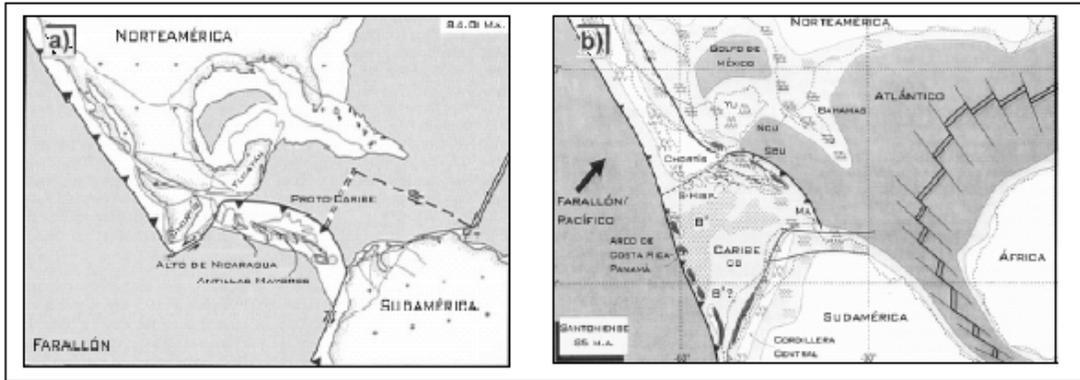


Figura 3.5.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Cretácico Medio-Tardío. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).

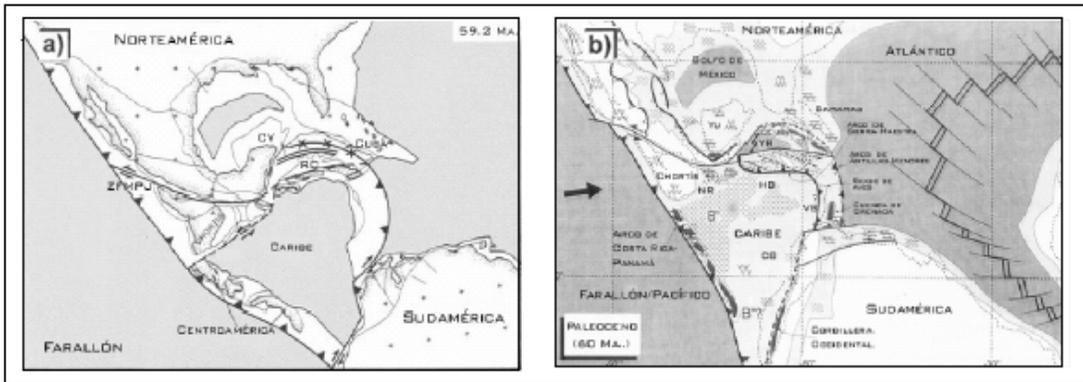


Figura 3.6.- Modelos Evolutivos del Caribe para el Paleoceno Temprano. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).

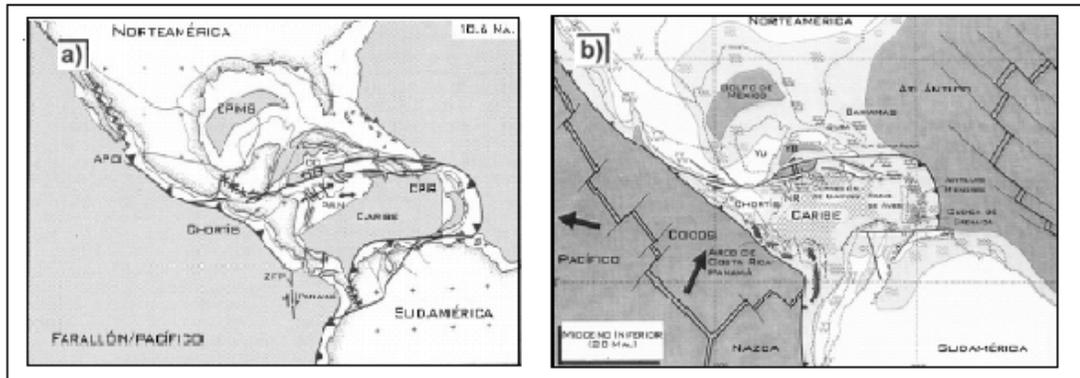


Figura 3.7.- Modelos Evolutivos del Caribe para Mioceno Temprano-Medio. a) Modelo In-situ. b) Modelo alóctono, (modificado de Meschede, 1998).

Tabla 3.2.- Cuadro Comparativo de los Argumentos de Diversos Autores para la Evolución Tectónica del Caribe.

	James, K (2003)	Escalona, A. y Mann, P. (2000)	Pindell, J. y Kennan, L. (2000)
Origen	In-situ	Pacífico	Pacífico
Técnica	Se basa en estudios de anomalías magnéticas del suelo oceánico, análisis estratigráfico a nivel regional (flysh, discordancias y depósitos carbonáticos), estudios geoquímicos de rocas presentes en la Antillas y movimientos en las fallas transformantes de la dorsal centro-atlántica	Se basa en la interpretación de transectos regionales, obtenidos por información sísmica 2D y 3D.	Estudio las cuencas intra-arco en los límites de la Placa Caribe y la rotación de los bloques Maya y Chortis
Interacción entre Placas	No existe colisión entre la Placa Caribe y las Placas de Norte y Sur América, todas las estructuras presentes en los límites de la Placa Caribe son atribuidos a procesos de subducción y obducción generados por la expansión y engrosamiento de la misma	La colisión oblicua entre las placas del Caribe y de Sudamérica del Paleogeno hasta hoy se ha desarrollado desde una zona convergente oblicuamente a un límite rumbo deslizante a lo largo de la costa norteña de Venezuela (Babb y Mann, 1999; Mann et al., 2006). Este cambio a través del tiempo, de oeste a este, implica que la placa del Caribe está escapando o migrando hacia el este con respecto a Sudamérica (Pérez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002).	Primero plantea una subducción de Farallón por debajo de Proto-Caribe y luego una inversión en la polaridad de la misma formando del Gran Arco Caribe, además plantea una serie de zonas de apertura “rift” en la separación de Norte y Sur América, y propone la presencia de una nueva placa “Kula” en la zona del Pacífico en contacto con Farallón
Arco de Islas	Los arcos presentes al norte y sur de la Placa Caribe cesaron su actividad en el Eoceno medio, mientras los que se encuentran al este y oeste fueron formados por procesos de subducción que ocurrieron casi simultáneos (Cretácico temprano) y se han desplazados unos 300 Km por el movimiento E-O que presenta Caribe actualmente.		El primer Arco en formarse fue el Gran Arco del Caribe (Antillas Mayores) a comienzos del Cretácico (Pre-Albiense) y posteriormente a finales del Cretácico inicia la subducción de Farallón por debajo de la nueva Placa Caribe que forma el Arco de Panamá, a comienzos del Paleoceno se forma el Arco de Aves que luego es abandonado y se produce la generación de otro nuevo arco (Antillas Menores)
Napas de Lara	Explica las Napas de Lara como una obducción de material Cretácico depositado al frente de un arco volcánico (Aruba-Blanquilla) que posteriormente es desplazado por la falla de Boconó al Mar Caribe	Una característica importante del cinturón de cabalgamiento plegado son las fallas oblicuas que abruptamente truncan estructuras contraccionales y exponen tendencias uniformes al este-sureste. Esto se reconoce en distintos trabajos como rampas laterales o fallas de desgarre. Estas son las siguientes fallas: Burro Negro, las de la Cordillera de la Costa, Urica, San Francisco y El Soldado. Según (Mathieu, 1989) son compuestas por arenas y lutitas marinas del Paleoceno-Eoceno, que contienen grandes olistolitos de rocas ígneas y bioclásticas depositadas durante el evento de cabalgamiento y de acuerdo con González de Juana (1980), la falla de Burro Negro separa abruptamente ambientes sedimentarios marinos someros al oeste de los de aguas profundas al este.	No le da mayor importancia a este cabalgamiento, pero plantea una componente oblicua de transpresión entre Caribe y Sur América
Cuenca de Maracaibo	Es una cuenca antepaís formada por subducción de la Placa Farallón y la Placa Caribe por debajo de la placa Suramericana	El noreste de la cuenca de Maracaibo fue deformado por el cabalgamiento del Paleógeno y una falla de desgarre asociada (zona de falla lateral derecha de Burro Negro). El depocentro Eoceno de la cuenca se desarrolló paralelo a una esta rampa lateral. En el tope superior del Eoceno se observan fallas normales reactivadas inversas a lo largo del margen Este del Lago. Se observa esta inversión a lo largo de la falla Icoeta, sugiriendo un acortamiento este-oeste en los estadios finales del plegamiento y cabalgamiento de las Napas de Lara.	Propone a la Cuenca de Maracaibo como una cuenca antepaís de retroarco generada por la subducción de Caribe en el oeste de Sudamérica y luego cerrado por el cambio en la dirección de movimiento de Caribe posterior a la colisión oblicua con Norteamérica
Engrosamiento de la Placa	Plantea que el plató Caribe se forme por un proceso de fusión por descompresión del manto superior y luego enfriamiento lento		Este modelo atribuye el engrosamiento de Caribe a una producción de material magnético entre la Placa Farallón y la Placa “Kula” que comenzó a cesar luego del aislamiento de Caribe con respecto a Farallón al momento de iniciarse la subducción que formó el Arco de Panamá

3.2.- Geodinámica de la Cuenca de Maracaibo

La cuenca de Maracaibo es una cuenca poli-histórica que se formó a partir del emplazamiento de tres fajas plegadas que la circundan y que se desarrollan durante el terciario. Esta fase poli-deformacional se superpone sobre un margen pasivo tipo Atlántico de edad jurásica-Cretácica, que descansa sobre un basamento pene-planado de edad Precámbrico-Paleozoico. (Audemard, 1991)

Numerosos eventos tectónicos han afectado la configuración de la cuenca de Maracaibo y sus tendencias estructurales; las cuales para la época actual deben ser subdivididas en 6 tendencias estructurales según Lugo (1991).

1. Fallas mayores con orientación NNE-SSO, entre las cuales se encuentran las fallas de Icotea, Pueblo Viejo, Urdaneta y Lama.
2. Fallas de corrimiento NO-SE, se localizan en las áreas de Centro Lago, Lagunillas, Bachaquero y Ambrosio, poseen una vergencia sur – suroeste lo cual indica un transporte tectónico desde el NNE, ocurrido durante el Eoceno Temprano a Medio.
3. Fallas normales de orientación NO-SE, las cuales son numerosas hacia la parte Norte del Lago de Maracaibo y afectan hasta la discordancia del Post-Eoceno. Algunas de estas fallas fueron reactivadas posteriormente durante el Mioceno.
4. Pliegues en sentido NE-SO, muchos de ellos de edad Mioceno que afectan toda la sección sedimentaria de la cuenca y constituyen las principales trampas de hidrocarburos.
5. Fallas de corrimiento N-S con vergencia principal al oeste, su ocurrencia es mayor en las áreas de Perijá y en menor proporción en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, su formación se asocia a una compresión regional con sentido E-O durante el Mioceno-Holoceno.

6. El evento más reciente se evidencia hacia el area Sur del Lago de Maracaibo, durante el Mioceno Tardío. Debido al levantamiento andino ocurre reactivación e inversión de las fallas preexistentes lo cual genera planos de despegue subparalelos a los planos de estratificación.

3.3.- Tectonosecuencias de la Cuenca de Maracaibo

De acuerdo con Parnaud *et al.* (1995), en la Cuenca de Maracaibo se pueden reconocer seis supersecuencias depositacionales limitadas por discordancias y relacionadas a diferentes eventos tectónicos, en dichas tectonosecuencias se evidencia la evolución dinámica durante el periodo Mesozoico–Cenozoico, pasando de un régimen de extensional a uno de colisión.

A continuación se realiza una descripción de las tectonosecuencias asociadas a la evolución de la cuenca de Maracaibo:

3.2.1.- Tectonosecuencia: Apertura (Triásico-Jurásico)

Durante el Triásico y Jurásico, ocurre un proceso de apertura del super-continente Pangea en el cual Sudamérica se separa de Europa y Norteamérica, iniciando un régimen extensivo al noroeste y noreste de Venezuela ocasionando una subsidencia termal, caracterizando por la generación de estructuras tipo “*horst*” y “*grabens*” como los surcos de Machiques y Uribante.

Estas estructuras en actualidad se encuentran parcialmente invertidas y orientadas en dirección NE-SO (González de Juana, 1980) y se desarrollaron principalmente en la región de la Sierra de Perijá, el Lago de Maracaibo y en el sur de los Andes de Mérida (figura 3.8).

De acuerdo con Parnaud et al (1995) el Grupo La Ge refleja depositación de ambiente continental con fuentes locales de material volcánico, y se puede observar la presencia de depósitos tipo “capas rojas” de la Formación La Quinta, típica de procesos de apertura.

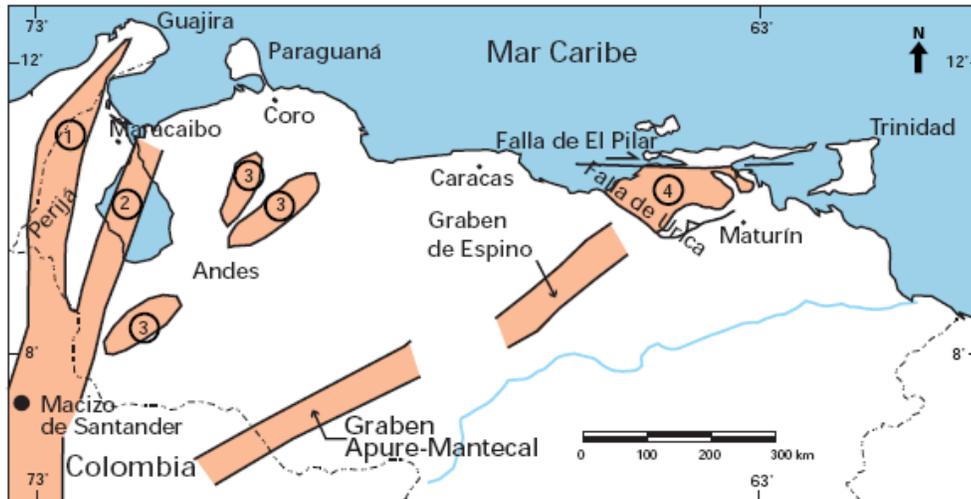


Figura 3.8.- Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, mostrando que las mismas se encuentra aflorando en la Sierra de Perijá (1), como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo (2), en los Andes (3), en el subsuelo de las cuencas de Barinas- Apure y Oriental (grabenos de Apure-Mantecal y Espino) y han sido interpretadas como involucradas en profundidad en los corrimientos de la Serranía del Interior (4). Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

3.2.2.- Tectonosecuencia: Margen Pasivo (Cretácico Temprano)

En el occidente la sedimentación fue controlada en su inicio por el sistema de fallas de los grábenes jurásicos, como se puede evidenciar en los espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro, los cuales varían desde más de dos kilómetros en el Surco de Machiques, hasta unos pocos metros en algunas localidades del Flanco Norandino. Posteriormente la subsidencia se estabilizó y el Grupo Cogollo se depositó en un extenso mar epicontinental transgresivo sobre Venezuela Occidental (figura 3.9).

Esta transgresión marina cretácica provocó la inundación del borde septentrional del Cratón de Guayana, dicha transgresión también es correlacionada con un cambio

eustático global y una paleoproductividad reportado en varias regiones del mundo entre el Cenomaniense-Campaniense.

De acuerdo con Parnaud et al (1995), para este período se desarrolla una cuenca de margen pasivo; sin embargo, algunos niveles volcánicos presentes dentro de la Formación La Luna sugieren la existencia de un arco volcánico al Oeste debido a la subducción pacífica. El periodo de margen pasivo finaliza con la colisión del arco volcánico pacífico con la Placa de Suramérica ocasionando el comienzo de la formación de una cuenca antepaís.

Durante este período se depositaron varias secuencias de tercer orden (figura 3.10), que son de la más antigua a más joven:

- Secuencia Neocomiense-Barremiense: la cual presenta depósitos transicionales de ambiente continental a fluvio-deltaico y corresponde a la sedimentación continental de la Formación Río Negro.
- Secuencia Aptiense: corresponde a una sedimentación nerítico-costera de plataforma poco profunda con una superficie de máxima inundación a los 116 m.a., sedimentándose la Formación Apón y la base de la Formación Peñas Altas.
- Secuencia Albiense (107 – 94 m.a.): corresponde a una sedimentación marina de plataforma carbonática poco profunda con una superficie de máxima inundación en 97 m.a., formaciones Lisure, Maraca, tope de Peñas Altas, Aguardiente y base de Escandalosa (miembros S y R)

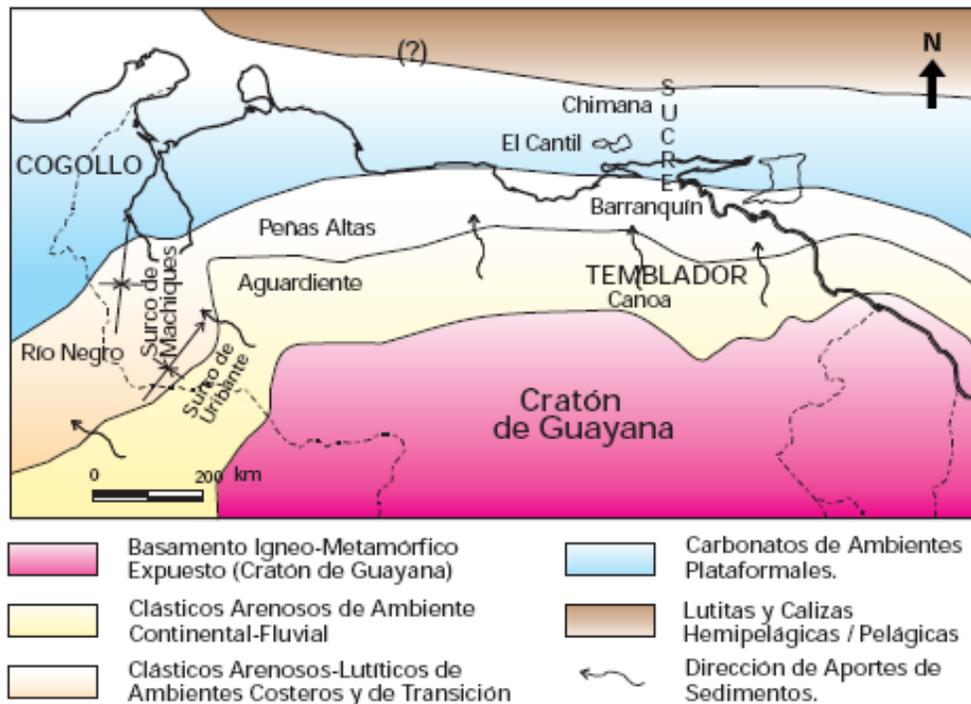


Figura 3.9.- Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dicha asociación de facies. (Tomado de Yoris y Ostos., 1997).

- Secuencia Cenomaniense-Campaniense Temprano (94 – 75 M.a.): corresponde a una sedimentación marina de plataforma media a externa con una superficie de máxima inundación a los 88 m.a., representada por las formaciones La Luna, Capacho, Escandalosa (miembros P y O) y Navay (miembros La Morita y Quevedo).

De acuerdo con Parnaud *et al.* (1995), en Perijá y el Lago de Maracaibo, la presencia de un hiato de edad Cenomaniense temprano es atribuible a la colisión del arco volcánico del Pacífico. En la Formación La Luna la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica bajo condiciones euxínicas. Se asocia al hundimiento rápido de la cuenca desde plataforma interior a batial, posiblemente reflejando la migración hacia el este del combamiento de antepaís.

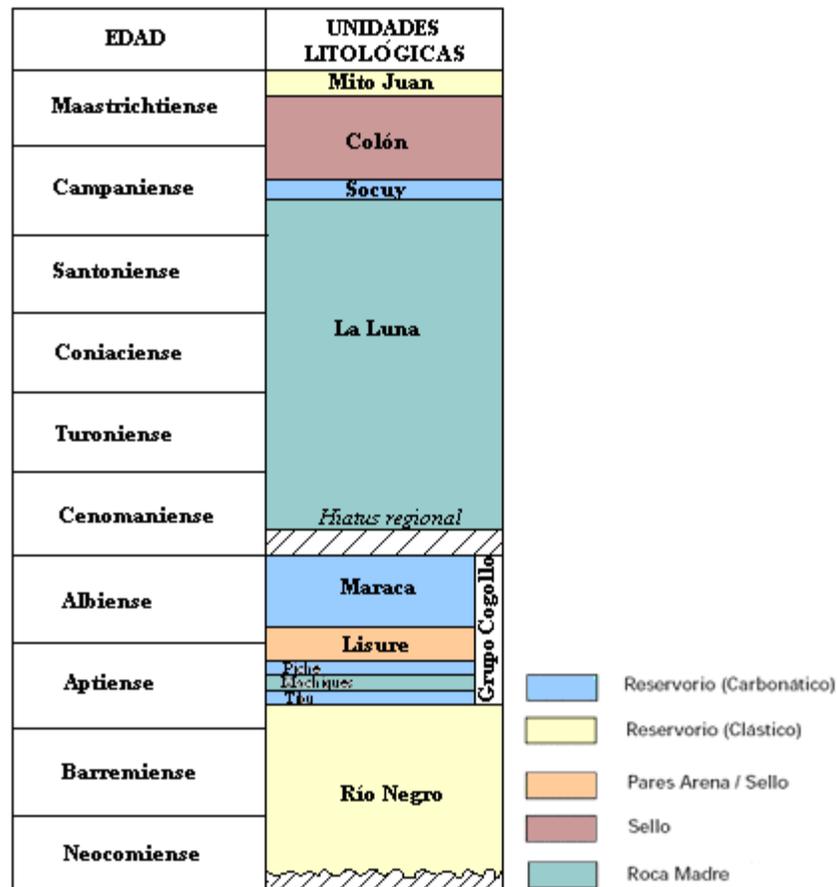


Figura 3.10.- Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico de la Cuenca de Maracaibo. (Modificado de Yoris y Ostos, 1997).

3.2.3.- Tectonosecuencia: Transición Margen Pasivo-Activo (Cretáceo Tardío-Paleoceno)

Se inicia una nueva fase en la evolución tectónica caracterizada por la colisión entre el Arco Pacífico y la Placa Suramericana, la cual transformó el margen pasivo en un cinturón activo, creando una cuenca antepaís con antefosa asociado al oeste en la zona de Perijá y un combamiento de antepaís en el área de Barinas (figura 3.11).

Sin embargo el margen pasivo persistió en el noreste de la Cuenca de Maracaibo hasta el emplazamiento de las Napas de Lara, que generó un cierre tipo tijera al viejo margen pasivo. La configuración mixta de margen pasivo hacia el Noreste y de

margen activo hacia el Oeste se prolonga durante el Cretácico Tardío y el Paleoceno Temprano (Parnaud, 1995).

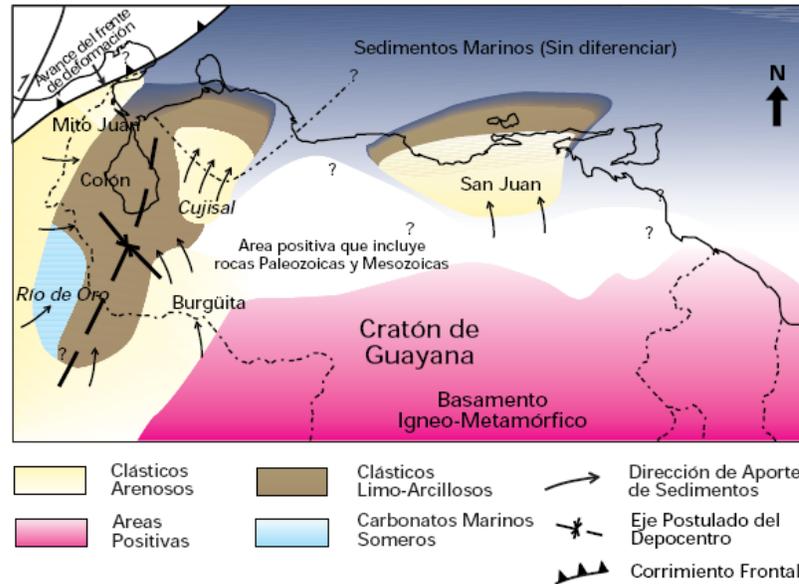


Figura 3.11.- Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dichas asociaciones de facies. Nótese que el eje del depocentro de Venezuela Occidental se alinea sub-parallelamente al frente de deformación al oeste de Venezuela, el cual es una consecuencia de la colisión entre las placas de Nazca y Suramérica. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

Según Parnaud *et al.* (1995), este período se caracteriza también por una fase regresiva, durante la cual se identifican tres secuencias de tercer orden (figura 3.12):

- La secuencia depositada durante el Campaniense tardío – Maastrichtiense (75 – 68 M.a.) a principios del Cretácico Tardío se inicia una regresión. Al mismo tiempo, en el Oeste del sector estudiado, la colisión del arco volcánico pacífico induce la formación de una fosa de antepaís en la cual se depositaran las facies lutíticas de la Formación Colon (Liddle, 1928). El combamiento de antepaís asociado se desplaza desde el sector del Lago de Maracaibo hacia la zona de Barinas-Apure, donde predominan ambientes litorales con la sedimentación de las facies arenosas de la Formación Burgüita (Renz, 1959).

La sedimentación de esta secuencia termina con el desarrollo de un sistema encadenado de nivel alto alimentado desde el Oeste que genera los depósitos de la Formación Mito Juan (Garner, 1926).

- La secuencia depositada en la cuenca del Lago durante el Maastrichtiense Tardío - Paleoceno Temprano, corresponde a una sedimentación de plataforma interna a media (Formación Guasare). Esta secuencia termina con la instalación de un sistema progradante deltaico (parte basal del Grupo Orocué).
- La secuencia depositada durante el Paleoceno Tardío, corresponde en la cuenca del Lago a una sedimentación regresiva durante la cual se instala un sistema deltaico progradante orientado Suroeste - Noreste (Grupo Orocué y Formación Marcelina).

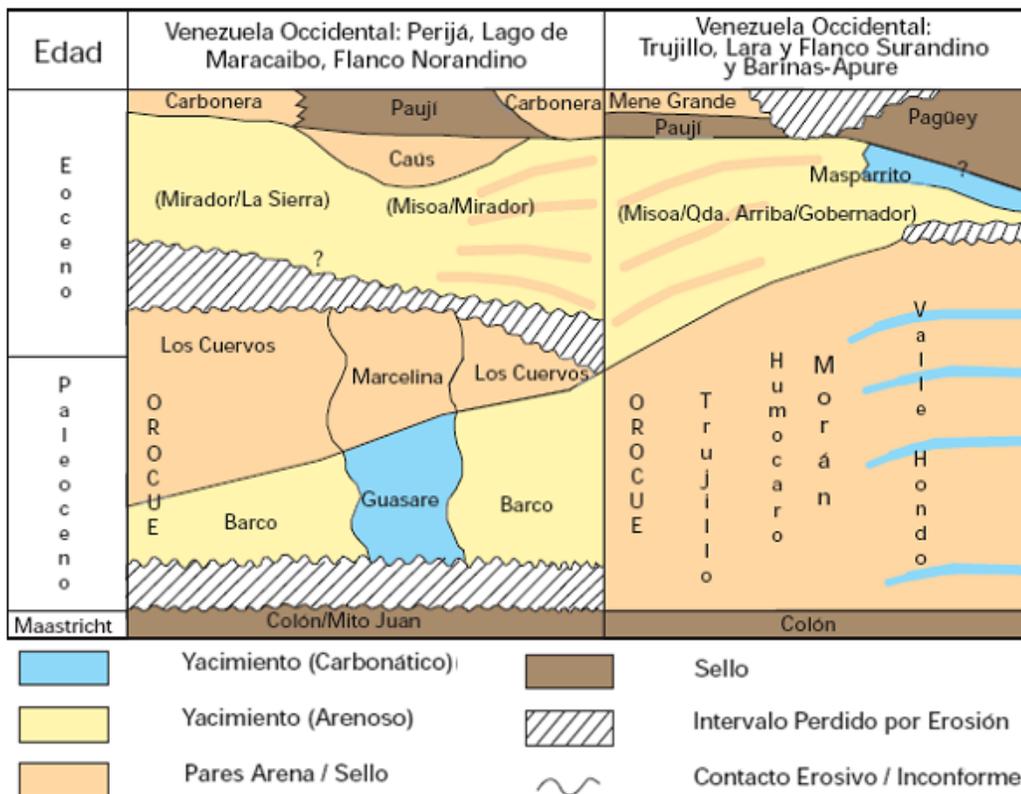


Figura 3.12.- Cuadro de correlación para el Paleoceno-Eoceno del Occidente de Venezuela. (Tomado de Yorís y Ostos, 1997).

3.2.4.- Tectonosecuencia: Cuenca Antepaís (Paleoceno Inferior-Eoceno Medio)

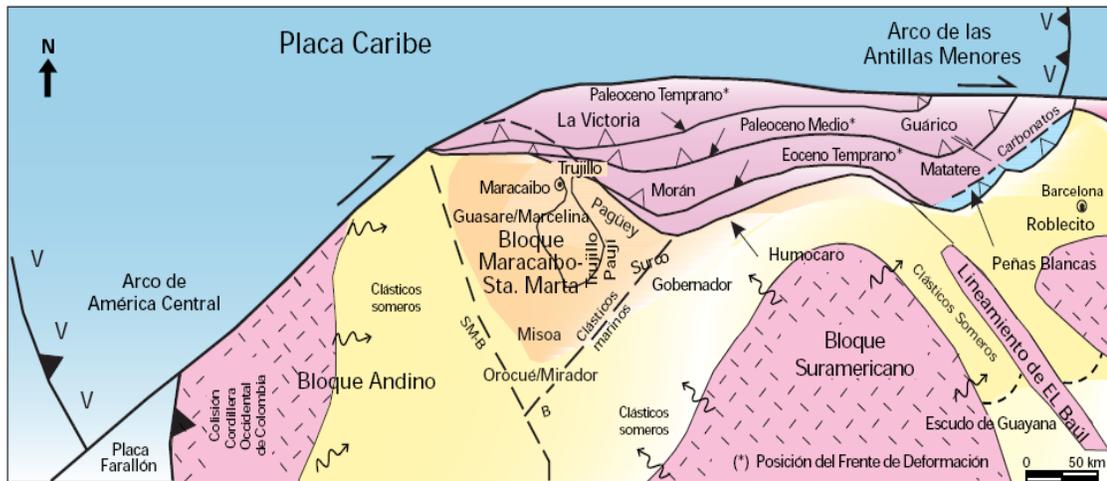
Durante la incursión oblicua de las Napas de Lara con una dirección aproximada de N 20° W a lo largo de la costa oeste de Venezuela durante el Paleoceno Superior-Eoceno Medio, se originó una serie de eventos transgresivos y regresivos debido a la deformación flexural provocada por esta obducción (figura 3.13).

Durante la primera parte de esta fase la erosión fue seguida de sedimentación continental hacia el sur de la cuenca de Maracaibo mientras al norte permanecían condiciones marina profunda resultando la depositación de las turbiditas de bajo nivel de la Formación Trujillo.

Parnaud (*op cit.*), reconoce tres dominios sedimentarios el primero de ellos hacia el oeste y sur de la cuenca de Maracaibo caracterizado por sedimentación continental en la formación Mirador, en el centro de la cuenca se reconoce un dominio de plataforma interior el cual es reflejado por arenas y lutitas de la formación Misoa. El tercer dominio sedimentario consiste en lutitas marino profundas de la Formación Trujillo, la sedimentación aumenta hacia el antefosa de las Napas de Lara.

Durante el Eoceno Medio, dos grandes eventos cambiaron la configuración de la cuenca. El primero de ellos fue la irrupción de las Napas de Lara la que provocó una subsidencia flexural de la cuenca Barinas- Apure y una inundación marina; segundo, la carga tectónica de las Napas de Lara produjo una línea de bisagra a lo largo de de la plataforma del lago de Maracaibo en el sector noreste. El crecimiento de las Napas de Lara se reflejó en una progradación forzada hacia el noreste.

De acuerdo con Escalona y Mann (2005), la carga flexural produjo un combamiento de antepaís hacia el sur, exponiendo la plataforma paleocena y generando la discordancia del Paleoceno. Sedimentos clásticos comienzan a rellenar la cuenca, las turbiditas fueron depositadas en aguas más profundas de la cuenca de Maracaibo, al noroeste de la Falla de Burro Negro.



- | | |
|---|--|
| Orocue/Mirador = Evento Fms. Barco-Los Cuervos-Mirador-Carbonera (Paleoceno-Eoceno) | |
| Guárico = Evento Fms. Garrapata-Guárico (Paleoceno) | Gobernador = Evento Fms. Gobernador-Masparrito (Eoceno) |
| Trujillo = Evento Fm. Trujillo (Paleoceno-Eoceno) | Humocaro = Evento Fms. Humocaro-Quebrada Arriba (Eoceno) |
| Misoa = Evento Fms. Misoa-Caus-Pauji (Eoceno) | La Victoria = Evento Fms. La Victoria-Santa Rita-Jarillal (Eoceno) |
| ~ = Aporte de Sedimentos | ▨ = Areas Expuestas |
| ▲ = Frente de Corrimiento | |

Figura 3.13.- Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela Occidental y sedimentación epi/perisutural asociada durante el Paleoceno-Eoceno. (Tomado de Yoris Ostos, 1997).

3.2.5.- Tectonosecuencia: Cuenca de Antepaís (Eoceno Superior- Oligoceno)

Hacia el final del eoceno el área entera cambió. Un relieve positivo en el este y noreste separó la cuenca de Maracaibo de la cuenca marina localizada en Falcón, levantamientos en el oeste y sur de la Sierra de Perijá alimentaron un sistema depositacional fluviodeltaico Fm. Misoa, la circulación marina provenientes del este continua afectando la cuenca Barinas Apure, esta influencia se extiende a el lago de Maracaibo en el Oligoceno Superior- Mioceno Inferior.

Se reconocen dos secuencias depositacionales, la primera de ellas caracterizada por, un dominio deltaico en el hacia la parte oeste fue alimentado desde Colombia evidenciado en la Formación Carbonera, mientras que hacia la parte oeste fueron

depositados sedimentos marinos, donde la cuenca estuvo abierta al mar, tal como se observa en el Miembro Arauca de la Formación Guafita.

La segunda secuencia fue depositada en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano durante una extendida inundación marina, tal como se puede observar en la Formación León en la cuenca del Lago de Maracaibo.

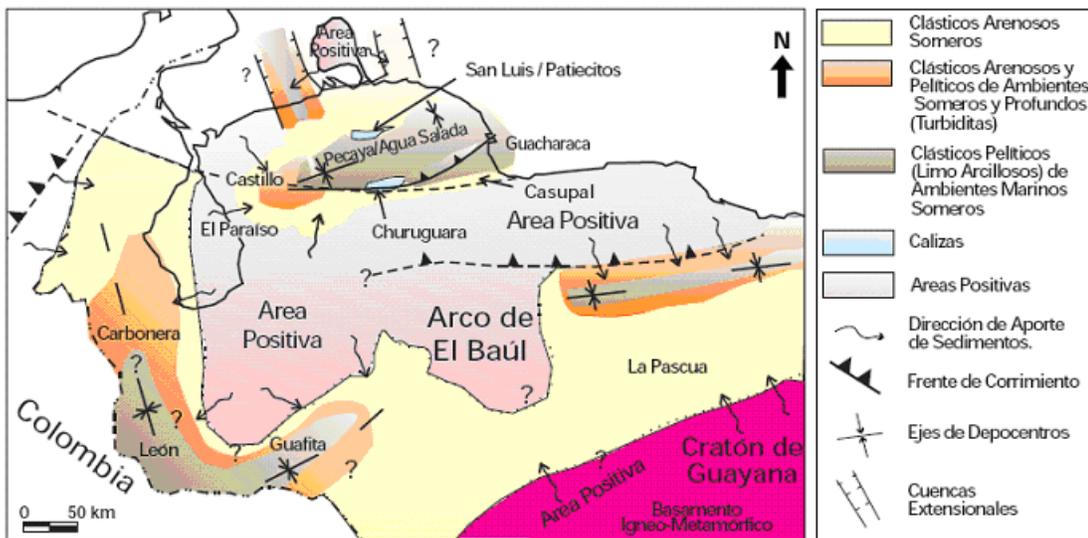


Figura 3.14.- Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela Occidental (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure). (Modificado de Yoris y Ostos., 1997).

3.2.6.- Tectonosecuencia: Cuenca de Antepaís (Mioceno Medio- Pleistoceno)

Durante el Mioceno Medio el fuerte evento tectónico compresivo al Oeste provoca el levantamiento del Macizo de Santander, de la Serranía de Perijá y de Los Andes de Mérida. Este último tendrá su fase paroxismal durante el Plio-Pleistoceno.

Estos abruptos levantamientos estarán acompañados de una sedimentación molásica a lo largo de la Cordillera de Los Andes, mientras que en el Lago de Maracaibo persiste un ambiente de sedimentación marino que evolucionara poco a poco hacia un ambiente de agua dulce con influencias marinas en el Norte. De estos dos eventos tectónicos resulta la separación definitiva de la cuenca de Barinas-Apure de la cuenca del Lago.

En la cuenca del Lago una nueva fase transgresiva empieza durante el Mioceno Medio de la cual resulta la sedimentación de la Formación La Rosa, con presencia de solapamientos en su base. Después de esta invasión marina empieza una fase regresiva durante la cual y en varias pulsaciones se instalará un dominio cada vez menos marino (Formación Lagunillas). Al mismo tiempo y a lo largo de Los Andes de Mérida se depositan las molasas de la Formación Betijoque.

En el centro del Lago de Maracaibo, se instala un dominio de agua dulce en el cual se depositan las formaciones La Puerta y Los Ranchos. En la cuenca de Barinas-Apure, se depositan al mismo tiempo las secuencias molásicas de las formaciones Parángula y Río Yuca.

En los frentes de montaña Norte y Sur de Los Andes se notan varias discordancias angulares que indican las pulsaciones tectónicas.

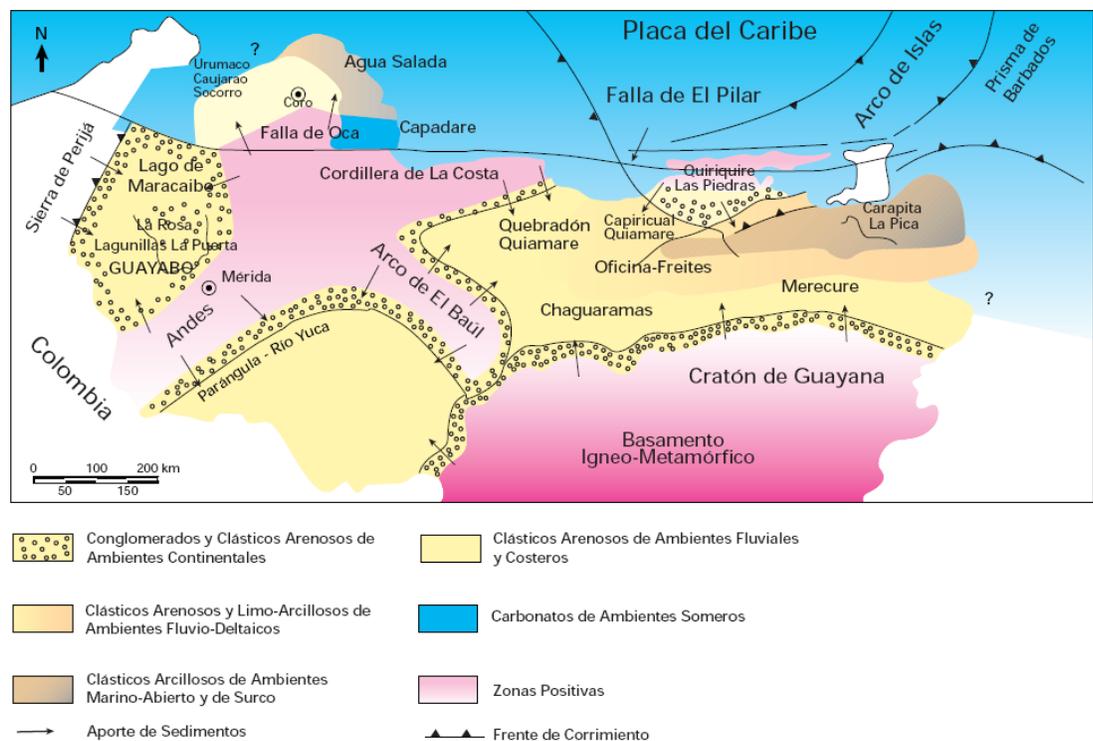


Figura 3.15.- Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuenca de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Las mayores acumulaciones de sedimentos continentales se dan en los flancos de la Cadena Andina y la Cordillera de La Costa; las rocas-yacimiento más importantes de Venezuela occidental y oriental se depositan en esta época: Formaciones La Rosa, Lagunillas, Isnotú (Grupo Guayabo), Carapita, Oficina, Chaguaramas y Merecure. (tomado de W.E.C., 1997).

3.4.- Estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo

En la tabla 3.3 se esbozan las características de las formaciones geológicas mas importantes para este estudio:

Tabla 3.3.- Resumen de la Estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo

FORMACION (EDAD): ESESORES	DESCRIPCION	PALEOAMBIENTES	CONTACTOS/CORRELACION
LA ROSA (MIOCENO TEMPRANO): ALCANZA HASTA 1006 M EN EL NOROESTE DEL CAMPO LA ROSA	EL MIEMBRO SANTA BARBARA SON ARENISCAS ARCILLOSAS POCO CONSOLIDADAS, LUTITAS INTERLAMINADAS CON ARENISCAS. EL RESTO DE LOS MIEMBROS SON DE CARÁCTER INFORMAL O INVÁLIDO CONFORMADOS POR LUTITAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS DELGADAS FOSILIFERAS -LUTITAS DE LA ROSA-, ARENAS ARCILLOSAS EN CAPAS DELGADAS CON LUTITAS VERDOSAS FOSILÍFERAS Y ARCILITAS ARENOSAS, ENTRE OTRAS DESCRIPCIONES	EL MIEMBRO SANTA BÁRBARA REPRESENTA LA PRIMERA ETAPA DE LA INVASIÓN MARINA, SOBRE LA SUPERFICIE EROSIONADA DEL EOCENO; LA INFORMACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y FOSILÍFERA INDICAN AGUAS POCO PROFUNDAS. LAS LUTITAS DE LA ROSA CORRESPONDEN A LA MÁXIMA EXTENSIÓN DE LA TRANSGRESIÓN DE UN MAR POCO PROFUNDO. EL RESTO DE LOS MIEMBROS SUPRAYACENTES REPRESENTAN EL PROCESO REGRESIVO SIGUIENTE, Y SE CARACTERIZAN POR DEPÓSITOS DE BARRAS DE DESEMBOCADURA Y BARRAS DE PLAYA.	SUPRAYACE EN NOTABLE DISCORDANCIA ÁNGULAR SOBRE MISOA Y PARACONCORDANTE SOBRE ICOTEA MIENTRAS QUE INFRAYACE TRANSICIONALMENTE CON LAGUNILLAS. SE CORRELACIONA AL ESTE CON AGUA CLARA.
MENE GRANDE (EOCENO MEDIO): ESPESOR MÁXIMO MEDIDO DE 655 M.	TASH (1937) REFIERE A ARNOLD Y DAGENAIS (1915, INFORME PRIVADO) QUE MENCIONAN "ARENISCAS GRIS OSCURO EN CAPAS DELGADAS Y LUTITAS NEGRAS", ADEMÁS DE MENCIONAR LENTES DE CALIZAS ORBITOIDALES, DESCRITAS POR BLUMENTHAL (INFORME PRIVADO). SE PRESENTA DIACLASADA Y OXIDADA.	SEGÚN FURRER (1967) REPRESENTA DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS ACUMULADOS EN AGUAS TANTO O MÁS PROFUNDAS QUE LAS DE LA FORMACIÓN PAUJÍ.	YACE CONCORDANTE Y TRANSICIONALMENTE SOBRE LA FORMACIÓN PAUJÍ Y EL TOPE ESTÁ TRUNCADO, QUEDANDO EN DISCORDANCIA BAJO LA FORMACIÓN ISNOTÚ. LAS CORRELACIONES DE ESTA FORMACIÓN CON OTRAS NO SON AÚN CLARAS.
PAUJÍ (EOCENO MEDIO): 1200 M EN SU SECCIÓN DE REFERENCIA EN EL RÍO SAN PEDRO.	LA UNIDAD ES UNA ESPESA SECUENCIA DE LUTITAS, LAS TÍPICAS TIENEN COLOR GRIS MEDIANO A OSCURO, Y SON MACIZAS A FÍSILES Y CONCRECIONARIAS.	SEGÚN GRAVES (1985) FUE DEPOSITADA EN AGUAS LIMPIAS Y PROFUNDAS, DE TALUD SUPERIOR Y MEDIO. CONSTITUYE UNA TRANSGRESIÓN MARINA DESDE EL ESTE-NORESTE, SOLAPANDO SOBRE LA FORMACIÓN MISOA.	CONTACTO INFERIOR GENERALMENTE TRANSICIONAL Y CONCORDANTE CON MISOA MIENTRAS QUE EL SUPERIOR ES DISCORDANTE Y ÁNGULAR CON FORMACIONES MÁS JÓVENES EXCEPTO CON MENE GRANDE. EXISTEN DIVERSAS CORRELACIONES CONFUSAS PARA ESTA FORMACIÓN; SE SEÑALAN LAS FORMACIONES CÁUS, Y JARILLAL.
MISOA (EOCENO TEMPRANO A MEDIO): BRONDIJK (1967) SUGIERE UNA POSIBLE VARIACIÓN DE 3500 A 5500 M.	LAS CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS VARIAN DE ACUERDO A SU POSICIÓN: AL NORESTE HAY MÁS LUTITAS Y ARENISCAS DE GRANO FINO, MIENTRAS QUE HACIA EL SUR Y SURESTE, EL PORCENTAJE DE ARENA AUMENTA AL 80 Y 90% DE LA SECCIÓN, Y LOS GRANOS SE HACEN MÁS GRUESOS. EN TODA LA SECCIÓN HAY ARENISCAS, LIMOLITAS Y LUTITAS INTERCALADAS EN DISTINTAS CANTIDADES Y AL ESTE CAPAS DE CALIZA EN LA PARTE-INFERIOR. EN EL LAGO DELGADAS DE CALIZA, EN LA PARTE INFERIOR.	REPRESENTA UN PROCESO SEDIMENTARIO QUE VARÍA DESDE DELTAICO ALTO, AL SUROESTE Y SUR, A DELTÁICO BAJO Y MARINO SOMERO AL NORTE Y NORESTE. VAN VEEN (1972) DESPUES DE CIERTOS ESTUDIOS ESTABLECE QUE MISOA Y SU EQUIVALENTE HACIA EL SUROESTE, LA FORMACIÓN MIRADOR, FUERON DEPOSITADAS POR UN ENORME COMPLEJO FLUVIO-DELTAICO. GHOSH Y ODREMAN (1989) RECONOCEN AMBIENTES QUE VARIAN DESDE FLUVIAL A DELTAICO Y PRÓXIMO COSTERO, EN LAS ÁREAS DE LAGUNILLAS Y UR DANETA, A NERÍTICO INTERNO, EN LA PARTE SUR DEL ÁREA DE LAGUNILLAS Y EN LA DE BARÚA-MOTATÁN.	CONTACTO SUPERIOR CONCORDANTE CON PAUJÍ; EL CONTACTO PUEDE SER ABRUPTO O TRANSICIONAL. LA BASE SE DEFINE COMO UN CAMBIO, EN SENTIDO DESCENDENTE, A LAS LUTITAS DE LA FORMACIÓN TRUJILLO; EL CONTACTO NO SE HA DELIMITADO EN DETALLE, DEBIDO A LA FRECUENTE PRESENCIA DE ARENISCAS DE GRAN ESPESOR EN TRUJILLO; MIENTRAS QUE EN EL LAGO SUPRAYACE DISCORDANTEMENTE CON LAS FORMACIONES GUASARE O MARCELINA. CON EL CONTACTO DEL PALEOCENO SE COLOCA EN LA PRIMERA CAPA DE CALIZA O CARBÓN, PRESENTE POR DEBAJO DE LA ARENISCA COMPUESTA INFERIOR EXTREMA DE MISOA. EQUIVALE LATERALMENTE CON RANCHERÍA, VALLE HONDO, MIRADOR Y TRUJILLO.

<p>TRUJILLO (PALEOCENO – EOCENO MEDIO): 1800 A 2700 M SEGÚN BRONDIJK (1967)</p>	<p>EN SU LOCALIDAD TIPO SE COMPONE DE LUTITAS GRIS AZULADO OSCURO, A GRIS OSCURO Y NEGRO Y ARENISCAS GRISAS Y PARDAS EN MENOR PROPORCIÓN, LAS PRIMERAS SON LOCALMENTE MICÁCEAS Y CARBONOSAS MIENTRAS QUE LAS ARENISCAS SON DE GRANO FINO A MEDIO, MICÁCEAS Y LOCALMENTE CARBONOSAS, BIEN ESTRATIFICADAS EN CAPAS DE UNOS POCOS CENTÍMETROS HASTA 2 M (SUTTON, 1946).</p>	<p>REPRESENTA UN PROCESO SEDIMENTARIO TURBIDÍTICO, EVIDENCIADO POR LAS ARENISCAS GRADADAS, MARCAS DE BASE, ETC. SEGÚN BRONDIJK (1967) Y MACSOTAY <i>ET. AL.</i> (1989) LA FAUNA DE MICROMOLUSCOS SUGIERE UNA PALEOBATIMETRÍA DE 2000 A 5000 M, O SEA, UN AMBIENTE DE TALUD EPICONTINENTAL PROFUNDO.</p>	<p>LA FORMACIÓN DESCANSA CONCORDANTEMENTE SOBRE GUASARE, AL IGUAL QUE SU CONTACTO SUPERIOR CON MISOA, A PESAR DE CIERTOS INDICIOS DE DISCORDANCIA ANGULAR. MACSOTAY <i>ET. AL.</i> (1989) COLOCA A TRUJILLO SOBRE LAS FORMACIÓN CAÚS. SE CORRELACIONA EN EL SURESTE DE LA CUENCA DE MARACIBO CON RANCHERÍA Y VALLE HONDO, AL OESTE MISOA, MIENTRAS QUE AL ESTE CON MORÁN Y MATATERE.</p>
<p>GUASARE (PALEOCENO): DESDE 120 M A 370 M.</p>	<p>CALIZAS PARDO GRISACEO A GRIS AMARILLENTO O GRIS, INTERCALADAS CON LUTITAS Y LIMOLITAS GRISAS A PARDUSCAS Y ARENISCAS GRISAS, CALCÁREAS Y GLAUCONÍTICAS AL IGUAL QUE LAS CALIZAS.</p>	<p>REPRESENTA LA SEDIMENTACIÓN DE PLATAFORMA. SU LITOLOGÍA Y CONTENIDO FOSILÍFERO, CORRESPONDE A UN AMBIENTE MARINO NERÍTICO, EL CUAL ESTUVO SUJETO A INFLUENCIAS DE TIPO DELTAICO, ESPECIALMENTE HACIA EL SUROESTE.</p>	<p>EL CONTACTO INFERIOR CONCORDANTE CON MITO JUAN Y COÓN. CONTACTO SUPERIOR TRANSICIONAL CON MARCELINA Y DISCORDANTE AL ESTE CON MISOA. SE CORRELACIONA HACIA EL ESTE Y SURESTE DEL LAGO CON TRUJILLO Y RANCHERÍA.</p>
<p>MITO JUAN (CRETÁCICO TARDÍO – MAESTRICHTIENSE TARDÍO): HEDBERG Y SASS (1937) REPORTAN ESPESORES DE 100 A 300 M</p>	<p>SE CARACTERIZA POR ARCILLAS GRISAS, GRIS VERDOSAS Y NEGRAS, LOCALMENTE ARENOSAS, EN LAS CUALES EL CONTENIDO DE LIMO Y ARENA AUMENTA EN SENTIDO ASCENDENTE Y EN CUYA PARTE SUPERIOR SE ENCUENTRAN A VECES CAPAS DELGADAS DE CALIZAS Y ARENISCAS. EN LA PARTE INFERIOR DE LA FORMACIÓN HAY ALGUNAS ARCILLAS LAMINARES GRISAS QUE SON INDISTINGUIBLES LITOLÓGICAMENTE DE LAS ARCILLAS DE COLÓN.</p>	<p>AMBIENTES DE AGUAS SALOBRES, POCO PROFUNDAS INDICADO POR LA MICROFAUNA, EVIDENCIANDO EN ESTA FORMA EL RELLENO DE LA CUENCA (SUTTON, 1946).</p>	<p>CONTACTO INFERIOR TRANSICIONAL CON COLÓN E INFRAYACE CON GUASARE. LATERALMENTE SE RELACIONA CON COLÓN EN LA ZONA DE ESTUDIO.</p>
<p>COLÓN (CRETÁCICO TARDÍO – MAESTRICHTIENSE): 900 M EN SU LOCALIDAD TIPO.</p>	<p>LUTITAS MICROFOSILÍFERAS GRIS OSCURO A NEGRAS, MACIZAS, PIRÍTICAS Y OCASIONALMENTE MICÁCEAS O GLAUCONÍTICAS, CON MARGAS Y CAPAS DE CALIZA SUBORDINADA. LAS LUTITAS SON MÁS ARENOSAS HACIA LA BASE Y HACIA LA PARTE SUPERIOR. EL MIEMBRO SOCUY CONSTA DE 40 M DE CALIZA MARGOSA DE COLORES CLAROS CON INTERCALACIONES MUY ESCASAS DE LUTITAS</p>	<p>PARA GONZALEZ DE JUANA, <i>ET AL.</i> (1980) LA FORMACIÓN REPRESENTA UN INTERVALO MARINO NERÍTICO E INDICA LA ESTABILIDAD DE LA CUENCA. CONDICIONES DE POCA OXIGENACIÓN DE LA COLUMNA DE AGUA QUE CARACTERIZARON LA SEDIMENTACIÓN, SEGÚN PERALTA (1991), POSTERIORMENTE, SE ASENTÓ UNA BUENA CIRCULACIÓN DE LAS AGUAS QUE INCREMENTÓ LA EXPANSIÓN DE OXÍGENO EN LA CUENCA.</p>	<p>EL CONTACTO INFERIOR DE LA UNIDAD CON LA LUNA ES APARENTEMENTE CONCORDANTE, MIENTRAS QUE EL SUPERIOR ES CONCORDANTE Y TRANSICIONAL CON MITO JUAN Y CUANDO ESTEDESAPARECE LO HACE CONCORDANTEMENTE CON GUASARE, TRUJILLO, RANCHERÍA O VALLE HONDO.</p>
<p>RÍO NEGRO (CRETÁCICO TEMPRANO) EN EL SURCO DE MACHIQUES, SE MIDIERON ESPESORES DE 1.500 METROS. LA UNIDAD SE ADELGAZA FUERA DE LA DEPRESIÓN DEL TÁCHIRA</p>	<p>ARENISCAS BLANCAS, GENERALMENTE DE GRANO GRUESO, CONGLOMERADOS HETEROGÉNEOS. DE ACUERDO CON SU FUENTE SEDIMENTARIA, LAS ARENISCAS VARÍAN DESDE MUY CUARZOSAS (SURCO DE URIBANTE), A MUY FELDESPÁTICAS (SURCO DE MACHIQUES).</p>	<p>LA SECUENCIA CALCÁREA-LUTÁCEA Y YESÍFERA, SE DEPOSITÓ EN UN AMBIENTE DE LAGUNAS COSTANERAS, LLANURAS DE MAREA, LA SECUENCIA DE ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA, EN UN AMBIENTE DELTÁICO A MARINO COSTANERO; Y LA SECUENCIA DE CONGLOMERADOS Y ARENISCAS COGLOMERÁTICAS, EN UN AMBIENTE DELTÁICO. FLUVIAL.</p>	<p>EL CONTACTO BASAL, ES DISCORDANTE SOBRE ROCAS PRECAMBRICAS (SIERRA NEVADA, TOSTOSA); PALEOZOICAS (MUCUCHACHÍ); MESOZOICAS (LA QUINTA). EL CONTACTO SUPERIOR, CON LAS CALIZAS DE LA FORMACIÓN APÓN ES GENERALMENTE ABRUPTO, AUNQUE APARENTEMENTE CONCORDANTE Y LIGERAMENTE DIACRÓNICO.</p>
<p>LA QUINTA (JURÁSICO) ESPESOR MUY VARIABLE (BENEDETTO Y ODREMAN, 1977)</p>	<p>CONSTA DE TRES INTERVALOS: UNO INFERIOR, COMPUESTO POR UNA CAPA DE TOBA VÍTREA DE COLOR VIOLÁCEO, DE 150 M DE ESPESOR, UNO MEDIO, SECUENCIA INTERESTRATIFICADA DE TOBA, ARENISCAS GRUESAS Y CONGLOMERÁTICAS, LIMOLITA Y CAPAS DELGADAS DE CALIZA, (ESPESOR: 840 M); Y UN INTERVALO SUPERIOR, FORMADO POR LIMOLITA Y ARENISCAS, INTERCALADAS CON ALGÚN MATERIAL TOBÁCEO, DE 620 M DE ESPESOR (SCHUBERT ET AL., 1979)</p>	<p>CON BASE EN LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS, LITOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN DE LAS ROCAS PIROCLÁSTICAS SE HA POSTULADO QUE LA DEPOSICIÓN DE LAVAS, DESORGANIZÓ EL DRENAJE Y PRODUJO CONDICIONES DE LAGUNA O PANTANO LOCALES, EN LAS CUALES EXISTÍAN CONDICIONES REDUCTORAS Y UNA DEPOSICIÓN LOCAL CALCÁREA. CUANDO CESÓ LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA, SE RESTABLECIÓ EL DRENAJE Y SE DEPOSITÓ LA SECUENCIA DE CAPAS ROJAS SUPERIORES.</p>	<p>EN LA SECCIÓN TIPO, LA FORMACIÓN LA QUINTA CUBRE DISCORDANTEMENTE A FILITAS DE LA FORMACIÓN MUCUCHACHÍ (PALEOZOICO SUPERIOR) Y EL CONTACTO CON LA FORMACIÓN RÍO NEGRO (CRETÁCICO INFERIOR), ES UNA DISCORDANCIA PARALELA O ES TRANSICIONAL (SCHUBERT ET AL., 1979)</p>

CAPÍTULO IV

BASE DE DATOS

En este capítulo se describen la información utilizada en el desarrollo del Trabajo Especial de Grado.

Los datos sísmicos y de pozos, así como, superficies interpretadas previamente fueron suministrados por la empresa Petróleos de Venezuela S.A. (PDVSA), por lo que se modificaron los nombres originales a fin de preservar la confidencialidad de la información, también se usaron mapas geológico y topográfico de acceso al público.

4.1 Sísmica

Los datos sísmicos disponibles corresponden a 5 levantamientos sísmicos 2D y el cubo combinado 3D del lago de Maracaibo y Tomoporo.

En general la calidad de la imagen sísmica es media y en las líneas cercanas a la Serranía de Trujillo es baja, en las líneas se presentan zonas caóticas asociadas a fallas subverticales y a tectónica de lodo.

De acuerdo con Usta (2002), en profundidad no se resaltan los horizontes, aun cuando el objetivo era profundo. Debido a que el ruido ambiental influyo en la adquisición, la relación señal/ruido varió de una línea a otra. En los monitores del campo no siempre se aprecia la señal reflejada, especialmente cuando la fuente es vibratoria, acentuándose en las zonas urbanizadas, como la ciudad de Cabimas

En los levantamientos sísmicos 2D la calidad de la sísmica baja drásticamente a partir de los 2.5 segundos, afectando los reflectores más profundos: tope del Cretácico y Paleoceno. La sísmica 2D se encuentra migrada con aplicación de filtro pasa banda 8-40Hz, debido a que es una sísmica a 8 bit se infiere un objetivo

estructural. En la tabla 4.1 se esbozan las características más importantes de los diferentes levantamientos sísmicos utilizados.

Tabla 4.1.- Características de los levantamientos sísmicos

Levantamiento Sísmico	Año de adquisición	Tiempo de grab. (ms)	Versión	Resolución (Bit)	Intervalo de muest (ms)	Calidad/ Cualitativa
CPB	1995	6200	Migrada con FPB 8-40Hz	8	4	Media
LBV	1995	6200	Migrada con FPB 8-40Hz	8	4	Media a baja
NTO	1989	5000	Migrada con FPB 8-40Hz	8	4	Media a alta
SPM	1995	6000	Migrada con FPB 8-40Hz	8	4	Baja a muy baja
ZO	1991	7400	Migrada con FPB 8-40Hz	8	4	Media
ONE	1997	7000	Migrada con FPB 8-40Hz	8	4	Media
Lago Merge	Comb. 1999	5500	Migrada con FPB 8-40Hz	-	4	Media a alta

De manera de conocer las características de las líneas sísmicas a interpretarse, fue necesario obtener los parámetros de adquisición y secuencias de procesamiento, se tuvo acceso a esta información, a través, de trabajos previos como lo son el de Usta (2002). A continuación se describen los parámetros de adquisición y procesamiento de la sísmica disponible.

4.1.1.- Adquisición de los Levantamientos Sísmicos 2D LVB y CPB

De acuerdo con Usta (2002); la adquisición de los levantamientos sísmicos LBV y CPB fue realizado por la empresa EXGEO C.A., para MARAVEN S.A. ex-filial de PDVSA. Del total de 643.5 Km, fueron grabados 579Km en 1995 y 64km en 1996. La separación de las líneas sísmicas es de 3Km, corresponde a un mallado irregular y dirección NE-SO, NNO-SSE y NO-SE.

Para la adquisición de datos sísmicos se uso el equipo Sercel SN 388 con 240 canales. Este trabajo se realizó en dos etapas: la primera empleándose dos fuentes de energía simultánea: explosivos y vibradores de barridos aleatorios. En la segunda etapa se combinó vibradores y cañones de aire.

Las líneas del levantamiento LBV fueron registradas utilizando el cable de bahía de aguas someras (Shallow Water) usando como fuente de energía cañones de aire, las líneas del levantamiento CPB fueron registradas usando como fuente de energía explosivos.

A continuación se presentan los parámetros de adquisición de los levantamientos sísmicos 2D LBV y CPB, se describen los parámetros de fuentes tanto explosivos (tabla 4.2) como fuente vibratoria (tabla 4.3), también se presentan los parámetros de tendido (tabla 4.4), de receptores (tabla 4.5) y los parámetros del instrumento de grabación (tabla 4.6).

Tabla 4.2.- Parámetros de fuente explosiva, levantamientos LBV y CPB.

Distancia PT	40 mts
Numero de pozos	9 huecos
Profundidad	2 metros
Cantidad de carga	250 gr/pozo
Intervalos de pozo	6.66 mts
Tipo de arreglo	Lineal centrado entre estacas

Tabla 4.3.- Parámetros de fuente vibratoria, levantamientos LBV y CPB.

Distancia entre PV	40 metros
Tipo de vibrador	Mertz- 27
Frecuencia de barrido	10-80 Hz
Tipo de barrido	Random (polinomial)
Longitud de barrido	20-12seg
Drive de vibrador	40%-80%

Tabla 4.4.- Parámetros de tendido, levantamientos LBV y CPB.

Numero de canales	240
Ventana	360 mts (8 de gap) entre canal 120 y 121
Intervalo de traza	40 metros
Dimensión del tendido	4940-180-0-180-4940
Tipo de tendido	Roll-on y roll-off

Tabla 4.5.- Parámetros de receptores, levantamientos LBV y CPB.

Tipo	SM-4U
Numero de geófonos/traza	24
Frecuencia natural	10hz
Distancia entre geófono	1.67 mts
Tipo de arreglo	Lineal centrado entre estacas

Tabla 4.6.- Parámetros del instrumento de grabación, levantamientos LBV y CPB.

Tipo	SN 388
Rata de muestreo	2ms
Tiempo de escucha	6 seg
Filtro corte bajo	Fuera
Filtro Notch	Fuera
Ganancia preamplificador	24 dB

Otros parámetros de grabación fueron:

- Para la fuente explosiva

Filtro antialias: fase mínima con frecuencia de 125 Hz, para canales de datos y auxiliares 1.2 y 3.0

- Para fuente vibratoria

Filtro antialias: fase mínima con frecuencia de 125 Hz, para canales de datos y auxiliar 1 (Barrido piloto)

Operador de correlación: auxiliar una fase mínima

Sumación: diversidad con 64 ventanas

4.1.2.- Secuencia de Procesamiento de los Levantamientos Sísmicos 2D, LBV y CPB

El procesamiento también fue realizado por la compañía contratista EXGEO C.A. durante el año 1996, siguiendo a Usta (2002), la secuencia de procesamiento utilizada fue la siguiente:

a) Reformateo

La información sísmica llega a la cuadrilla grabada en cartuchos 3480, en formato SEGD demultiplexado. El tiempo de registro fue de 6 seg, y el paso de muestreo de 2 ms. Se hizo la transcripción de la data del formato SEGD al formato interno CGG 32 bits y el remuestreo de 2ms a 4 ms.

b) Geometría

El archivo de la geometría fue leído y extraído del encabezado de las trazas a partir de las cintas de campo, este archivo fue chequeado de acuerdo a los comentarios presentes en el reporte del observador. Fue aplicada las coordenadas de las trazas a fin de actualizar las distancias PT receptor y la numeración de CDP.

c) Edición

Consistió en la detección y eliminación de “spikes”, trazas muertas y trazas ruidosas a partir de los comentarios del reporte de campo y de manera automática, por medio de la comparación de los valores de amplitud de las trazas.

d) Corrección de fase instrumental

Tanto la data de vibroseis de la cadena instrumental como para la data dinamita y cañón de aire, se eliminó la distorsión de fase provocada por la cadena instrumental. La respuesta impulsiva de la cadena instrumental fue obtenida a partir de un pulso interno de una prueba de campo (para la dinamita) y por medio de la auto correlación del sweep (para vibradores)

e) Conversión a fase mínima

Este estudio comprende tres tipos distintos de fuentes: cañones de aire, dinamita y vibradores, muchas veces en la misma línea. Para evitar un eventual desfase en la data en el apilamiento debido a un cambio de fuentes, se decidió hacer la conversión de la data de vibro para que se comporte como la data de dinamita. Se optó por convertir la data a dinamita debido a que el proyecto existente en la misma área (ZO) se realizó con fuente explosiva.

f) Conversión de hidrófonos a geófonos

En las líneas marinas que fueron posteriormente empalmadas con la parte terrestre, se hizo la conversión de los hidrófonos a geófonos, a través de la aplicación de un filtro de desfase de otra línea a 90grados. El ángulo negativo crea un retardo en la onda, haciendo un desplazamiento del pico positivo a tiempos más grandes.

g) Recuperación de amplitud

Para compensar la atenuación debido a la divergencia esférica y absorción, fueron realizadas pruebas con distintas curvas de recuperación en función del tiempo, concluyendo que la mas apropiada para este estudio fue $T/250*1.5$. Con esta función

de recuperación se logra compensar dicha atenuación y preservar las amplitudes relativas a las trazas.

h) Deconvolución

Las pruebas de deconvolución se hicieron básicamente en la línea LBV-30. Primeramente se analizaron algunos puntos de tiro a lo largo de la línea y sus respectivas autocorrelaciones, para así obtener las características de la señal a convolucionar.

En la secuencia se efectuaron pruebas de convolución monocanal sobre los puntos de tiros con diferentes longitudes del operador, “grap”, una y dos ventanas. Los resultados fueron comparados a través de la graficación de los PT y sus respectivas autocorrelaciones.

Para obtener una verdadera estimación multicanal se optó por aplicar una deconvolución “spike” consistente con la superficie, la cual proporciona una estimación de filtros fuentes, filtros receptores, filtros de receptores comunes y filtros de "offsets" comunes.

Los parámetros escogidos para la deconvolución fueron:

Longitud del operador: 300 ms

Ruido blanco: 0.1%

Ventanas de cálculo: 0- 1500 ms

1200- 4000 ms

i) Balanceo espectral

A partir del análisis del comportamiento del espectro de frecuencias sobre algunos puntos de tiro de verificación, así como de comparaciones efectuadas a nivel de apilamiento, se decidió por la aplicación de un balanceo espectral.

La banda de frecuencia utilizada fue de 10-80hz, entre 0- 600ms. El programa empleado para el balanceo espectral actúa como una deconvolución de amplitudes sin tocar la fase, ecualizando el espectro de frecuencia.

j) Estática por refracción

Las estáticas de refracción fueron calculadas por el método GARNER y consistió básicamente en: 1) creación de un archivo conteniendo los tiempos de las primeras llegadas de cada traza. El picado se hace dentro de una ventana definida a partir de un mute. El control de calidad de los picado, así como cualquier modificación necesaria se hizo de manera interactiva, es de suma importancia considerar siempre el mismo refractor. 2) una vez que se tiene el archivo de los tiempos de las primeras llegadas chequeado, se procede a la creación del archivo de estáticas por refracción

El programa aplica una edición automática de los picado malo o anómalo y luego se calcula un modelo geológico de superficie. 3) Después de calculadas las estáticas se controlaron los valores de estas en cada una de las interacciones con las demás líneas.

Los parámetros utilizados en el programa fueron:

Velocidad de capa meteorizada= 1000m/s

Velocidad de corrección = 2000m/s

Se aplicó estáticas por refracción solamente en la parte terrestre, mientras en las líneas marinas se aplico estáticas por elevación, luego, a nivel de apilamiento, se aplico un ajuste para compensar esta diferencia.

k) Análisis de velocidades

En este estudio se efectuaron tres análisis de velocidades paraca cada línea como se detalla a continuación:

- Un primer análisis de velocidad se hizo cada 2km. Con estas velocidades se hizo un apilamiento preliminar y se calcularon las estáticas primeras residuales.
- Después calculadas, aplicadas las estáticas residuales se hizo un segundo análisis de velocidad en las líneas, cada 1 km.

- Después del cálculo de las estáticas segundas residuales y del proceso DMO se analizaron por tercera vez las velocidades, a cada 1 km.

l) Estáticas residuales

Se hicieron dos pasos de cálculo de estáticas residuales consistentes en superficie, utilizándose todas las trazas. El programa empleado selecciona de manera automática los mejores eventos dentro de la ventana escogida en base a su amplitud y continuidad espacial. En una segunda etapa se calculo las correcciones residuales para cada punto de tiro y estaciones.

La ventana seleccionada para el cálculo de las residuales no fue siempre la misma para todas las líneas, dependiendo de la complejidad y disposición de los eventos en cada una de ellas. El rango de frecuencias utilizado en el primer paso fue de 12hz – 40hz. Y el segundo paso fue de 12hz – 50hz. Los valores de estáticas calculados para puntos de tiro y estaciones fueron generalmente de poca magnitud.

m) Secuencia DMO

El programa DMO desarrollado a partir del algoritmo Kirchhoff permite remover los efectos de las pendientes sobre el campo de velocidades, actuando como una migración parcial antes del apilamiento, a nivel de planos de “offsets”. El número de planos “offsets” utilizados en este estudio fue de 60. Una vez hecho el DMO se picaron nuevas velocidades y el apilamiento DMO resultante presento grandes mejoras, con los eventos mejor definidos, con más continuidad y una data más pura.

n) Deconvolución.

En las líneas marinas y terrestres, se hicieron pruebas de deconvolución predictivas después del apilamiento DMO, con GAPS distintos. Después de analizar los apilamientos con convolución aplicada y sus respectivas autocorrelaciones se decidió aplicar una deconvolución post-apilamiento con los siguientes parámetros:

Longitud del operador: 200 ms

GAP: 28ms

Ruido blanco: 1.0%

Ventanas: 0- 1500 ms
1200- 4000ms

o) Atenuación del ruido aleatorio

La atenuación del ruido aleatorio se hizo en el dominio FX, sin afectar la coherencia espacial de los eventos. En las líneas empalmadas, para reducir el efecto de reverberación en la parte marina, se empleo un “ADD BACK” de 70%, es decir se preservó el 70% de la traza inicial.

p) Transformación de distancia entre CDP de 20 a 25m.

Para poder empalmar bien la parte marina con la terrestre, la cual presenta 20m de CDP, se tenía la necesidad de convertir la distancia entre líneas de 25m entre CDP a 20m en la parte marina.

Fue necesario hacer una reenumeración de los CDP en la parte marina y de aplicar un desplazamiento de aproximadamente 20ms en las líneas, una vez que en la parte marina se utilizaron estáticas por elevación y en la parte terrestre estáticas por refracción.

q) Migración

La migración utilizada fue del tipo de frecuencias finitas, en el dominio de la frecuencia FX. Sobre el apilamiento final se efectuaron pruebas utilizando el 90%, 100% y 110%, de las velocidades DMO, donde se decidió migrar las líneas terrestres con el 100% de las velocidades DMO y para las líneas que son empalmadas (marina +terrestre) se utilizo el 90%.

Es importante destacar que las líneas empalmadas se unieron a nivel de apilamiento DMO y fueron migradas posteriormente.

r) Filtro y ecualización de traza

Después de efectuados los análisis de frecuencias y pruebas del operador, se eligió para la presentación final de la data apilada y migrada:

AGC= 500 de 0-2000ms

1000 de 2000- 6000ms

Filtro pasa banda= (0.5, 10-70, 80) Hz de 0-1800ms

(0.5, 10-45, 55)Hz de 1800-6000ms

4.1.3.- Adquisición del Levantamiento Sísmico 2D, ZO

La adquisición de datos sísmicos fue ejecutada por EXGEO C.A. en 1991, para MARAVEN S. A., ex-filial de PDVSA, se adquirieron un total de 1393Km distribuidos en 54 líneas.

La orientación de las líneas fueron aproximadamente este oeste para seguir la orientación de los estratos y perpendiculares a estas siguiendo el buzamiento regional.

A continuación se presentan los parámetros de adquisición del levantamiento sísmico 2D ZO, se describen los parámetros de fuente explosiva (tabla 4.7), también se presentan los parámetros del instrumento de grabación (tabla 4.8) y los parámetros de receptores y tendido (tabla 4.9).

Tabla 4.7.- Parámetros de fuente explosiva, levantamiento ZO

Numero de pozos	10 huecos
Profundidad	De 1.20 a 1.50mts
Cantidad de carga	De 200 a 1000 gr/pozo
Intervalos de pozo	17.5 mts

Tabla 4.8.- Parámetros del instrumento, levantamiento ZO

Instrumentos de registro	SERCEL SN 348
Tipo de formato	SEG-B
Densidad	6250 BPI
Numero de canales	192
Preamplificadotes	42 dB
Longitud de registro	6seg
Muestreo	2ms
Filtros bajos	0 Hz
Filtro alto	125 Hz/72 dB
Filtro Notch	Desconectado
Cobertura	9600%

Tabla 4.9.- Parámetros de receptores y tendido, levantamiento ZO

Tipo	GSC20D
Numero de geófonos/trazas	12
Frecuencia natural	10hz
Distancia entre geófonos	2.92 mts
Tipo de arreglo	4 * 3
Intervalos entre grupos	35 mts
Intervalos entre puntos de tiro	35mts
Tipo de tendido	"Split Spread" Simétrico
"Offset"	17.5 m
Tipo de punto de tiro	Punto medio entre dos grupos

4.1.4.- Secuencia de Procesamiento del Levantamiento Sísmico 2D, ZO

El procesamiento final de los datos de grabación del proyecto fue efectuado por EXGEO C.A. en 1991, de acuerdo a la secuencia de procesamiento descrita a continuación.

a) Demultiplexado

La información de campo fue demultiplexada y remuestreada a 4ms, aplicándosele un filtro antialias, transformando el formato SEGB original, en formato interno CGG (32bits). Fueron procesados un total de 6 seg de información.

b) Puesta al día de etiquetas de trazas

En el encabezamiento de cada traza fue colocada la información correspondiente a la geometría de registro

c) Edición

Las trazas muertas y ruidosas fueron eliminadas, utilizando para ello, el reporte de campo y visualización de puntos de tiros.

d) Recuperación de la amplitud

La divergencia esférica y atenuación fueron compensadas conservando las amplitudes relativas a la señal.

e) Corrección de fase instrumental

La distorsión de fase provocada por la cadena instrumental fue removida mediante la aplicación de un filtro inverso, a partir de la prueba de pulso sobre geófonos grabado en el campo.

f) Deconvolución antes del apilamiento

Fue aplicada una convolución spike, el operador fue calculado por auto correlación, en dos diferentes ventanas y con los siguientes parámetros:

Longitud del operador	Ventana	Preblanqueo
140ms	0-2200ms	1%
140ms	2000-6000ms	1%

g) Balanceo espectral

La deconvolución realizada a fase cero antes del apilamiento proveyó un blanqueo del espectro de amplitud. El rango de frecuencia utilizado fue de 8 Hz a 80Hz.

h) Corrección estáticas primarias

Se realizó el picado de los primeros quiebres de manera interactiva, luego se calculo un modelo geológico de superficie para después calcular estáticas primarias. Los parámetros utilizados para el cálculo fueron los siguientes

- Plano de referencia: 0ms
- Velocidad de corrección: variable
- Números de capas meteorizadas: 1

Teniendo en cuenta las importantes variaciones topográficas existentes en el área, se optó por procesar con un plano de referencia flotante, el cual fue tomado como tiempo de referencia en el cálculo y aplicación de velocidades de apilamiento.

i) Análisis de velocidades

El estudio de velocidades se efectuó mediante el método de velocidades constantes, en el cual se utilizaron un grupo de 40 CDP consecutivos.

En total se realizaron tres análisis de velocidades, variándose para cada paso la ubicación de los mismos, según es detallado a continuación:

- Antes del apilamiento preliminar, cada 100 CDP, en grupos de 40.

- Después del primer paso de estáticas residuales, cada 60 CDP, en grupos de 40.
- Luego del proceso DMO con el incremento anterior y tratando de ubicarlos centradamente sobre los cruces de las líneas.

j) Estáticas residuales

Se efectuaron dos pasos de estáticas residuales consistentes en superficie. Para el primer paso y a fin de evitar el efecto perjudicial de posibles problemas de velocidad remanentes del primer análisis, no se utilizaron las trazas lejanas. Durante el segundo cálculo de estáticas residuales, al contarse ya como un campo de velocidades bien ajustado, se utilizaron las trazas en su totalidad.

k) Proceso DMO

Este proceso permite remover los efectos de las pendientes haciendo una migración parcial antes del apilamiento. El estudio de velocidad después de DMO permite una mejor optimización del apilamiento final

l) Conversión a fase cero

El programa usado provee una deconvolución multicanal, utilizando un operador de cambio de fase, el cual no afecta el espectro de amplitud.

m) Migración en tiempo antes del apilamiento

Se utilizó un algoritmo de diferencias finitas, el cual resuelve la ecuación de la onda acústica en el dominio FX. Las velocidades utilizadas fueron las resultantes del proceso DMO y aplicadas en 100% de su valor.

n) Eliminación de ruidos aleatorios

Se atenúa el ruido aleatorio mediante el cálculo de un operador de predicción en el dominio FX. Este proceso mejora la relación señal/ruido sin realizar mezclas de trazas.

o) Presentación final

Las secciones “Apilamiento final” y “Migración final” fueron generadas en las dos escalas siguientes:

Escala horizontal: 1/50000

Escala vertical: 5 cm/seg

Ganancia: 3 dB

Escala horizontal: 1/25000

Escala vertical: 3.5 cm/seg

Ganancia: 4 dB

4.1.5.- Adquisición del Levantamiento Sísmico 2D, NTO

Según Ramones (1992), la adquisición de datos sísmicos fue realizada en 1991, de acuerdo a los siguientes parámetros de adquisición.

A continuación se muestran los parámetros del instrumento de grabación (tabla 4.10), los parámetros de fuente explosiva (tabla 4.11), también se presentan los parámetros de receptores y tendido (tabla 4.12).

Tabla 4.10.- Parámetros del instrumento, levantamiento NTO

Instrumentos de registro	SERCEL SN 348
Tipo de formato	SEG-B
Numero de canales	192
Preamplificadotes	42 dB
Longitud de registro	6seg
Muestreo	2ms
Filtros bajos	Fuera
Filtro alto	125 Hz/72 dB
Filtro Notch : 60 Hz	Fuera

Tabla 4.11.- Parámetros de fuente explosiva, levantamiento NTO

Numero de pozos	1 hueco
Profundidad	3 mts
Cantidad de carga	1 Kg/pozo

Tabla 4.12.- Parámetros de receptores y tendido, levantamiento NTO

Tipo	MS4
Numero de geófonos/trazas	12
Frecuencia natural	10hz
Distancia entre geófonos	1 m
Tipo de arreglo	Lineal
Intervalos entre grupos	35 mts
Intervalos entre puntos de tiro	35mts
Tipo de tendido	Split Spread Simétrico
"Offset"	35 m
Tipo de punto de tiro	Punto medio entre dos grupos

4.1.6.- Secuencia de Procesamiento del Levantamiento Sísmico 2D, ZO

El procesamiento final de los datos de grabación fue efectuado de acuerdo a la secuencia de procesamiento descrita a continuación.

a) Demultiplexado y correlación

La información de campo fue demultiplexada y remuestreada a 4ms, transformando el formato SEGB original, en formato interno.

b) Recuperación de la amplitud

La divergencia esférica y atenuación fueron compensadas conservando las amplitudes relativas a la señal.

c) Edición

Las trazas muertas y ruidosas fueron eliminadas, utilizando para ello, el reporte de campo y visualización de puntos de tiros.

d) Geometría – Cálculo de estáticas

Se realizó el cálculo de las estáticas aplicando el método de estáticas por primeros quiebres.

e) Ordenamiento por CDP's

Se ordenaron las trazas por CDP's para realizar el apilamiento.

f) Prefiltro Pasa Banda

Filtro 8 Hz/36dB – 60Hz/ 72dB

g) Deconvolución antes del apilamiento

Fue aplicada una convolución “spike”, el operador fue calculado por auto correlación, en dos diferentes ventanas y con los siguientes parámetros:

Ventana de auto correlación	Ventana de aplicación	Operador
500 - 2000ms	0-2200ms	200ms – 24ms
2000- 4000ms	2000-6000ms	200ms – 24ms

h) Análisis de velocidades

El estudio de velocidades se efectuó mediante el método de velocidades constantes a dos pasos.

i) Aplicación de correcciones estáticas y dinámicas

Se realizó la aplicación de las estáticas calculadas y la corrección NMO, se aplicó Mute.

j) Estáticas residuales

Se efectuaron dos pasos de estáticas residuales automáticas (DEWL). Para el primer paso y a fin de evitar el efecto perjudicial de posibles problemas de velocidad remanentes del primer análisis, no se utilizaron las trazas lejanas. Durante el segundo calculo de estáticas residuales, al contarse ya como un campo de velocidades bien ajustado, se utilizaron las trazas en su totalidad.

k) Apilamiento

Se realizó un apilado de 9600%

l) Filtro pasa banda variante en el tiempo

Ventana de aplicación	Filtro
0 -2000ms	12 Hz/ 36 dB -58 Hz/ 72 dB
2500-3500ms	10 Hz/ 36 dB -48 Hz/ 72 dB
4000-6000ms	10 Hz/ 36 dB -35 Hz/ 72 dB

m) Igualación de trazas

Se igualaron las trazas antes del apilamiento para obtener un mejor resultado, la ventana de aplicación fue de 1000ms

n) Migración

Se utilizó un algoritmo de diferencias finitas.

o) Igualación de trazas

Después del apilamiento con una ventana de 500ms.

p) Graficación

4.2.- Datos de Pozos

En el proyecto original se encuentran cargados 115 pozos de los cuales se seleccionaron 22 para el área central, cuya información fue validada por el CIAN-Occidente. Estos poseen datos básicos tales como: coordenadas (superficie y de fondo), profundidad total (TD), Desviación, UWI, nombre del pozo, nombre común del pozo, elevación, datum, campo y operadora.

Núñez et al (2005) señala en el informe del proyecto que: de no existir el archivo de desviación del pozo se tomaría en cuenta las coordenadas de fondo, lo cual implicó una perforación con pendiente única y de ser iguales a las de superficie, se consideró un pozo vertical; muchos de los pozos no poseen una desviación asociada, ya sea por no haberse cargado originalmente o por su antigüedad. Es importante destacar que, los marcadores geológicos y los registros cargados ya habían sido validados por el petrofísico del proyecto.

En la tabla 4.13, se presenta la información contenida en los 22 pozos en el área de estudio, así como, el inicio y el fin de cada registro; adicionalmente, en la tabla 4.14 se muestran los marcadores de los topes validados para estos pozos.

Tabla 4.13.- Registros de Pozo

Pozo	TVS	Desviación	TD	Registro	Inicio (ft)	Fin (ft)
1	NO TIENE	NO TIENE	13200	GR	1000	13097
				LN	500	13200
				RESD	500	13200
2	SI	NO TIENE	18000	CAL	100	17500
				LN	0	18000
				RESD	100	17500
				RESS	100	17500
				SDT	100	17500
				SN	0	18000
				SP	100	17500
3	NO TIENE	NO TIENE	4200	DT	3230	4154
				GR	2321	3549
				RESD	200	4200
				RESS	200	4200
				SP	200	4200
4	NO TIENE	NO TIENE	8500	DT	3971	8108
				GR	1000	8119
				RESD	1000	8120
				RESS	1000	8120
				RHOB	3794	8119
5	SI	NO TIENE	10100	DT	750	9944
				LN	800	9970
				RHOB	750	9944
				SN	800	9995
				SP	800	9995
6	SI	NO TIENE	15000	RESD	512	14725
				RESS	512	14725
				SP	512	14725
7	NO TIENE	NO TIENE	14200	DT	250	10978
				GR	250	14124
				RESD	279	14138
				RESS	279	14138
				RHOB	2991	14155
				URAN	10914	14123
8	NO TIENE	NO TIENE	14000	RESS	100	14000
				SP	2798	14000
9	NO TIENE	NO TIENE	13500	GR	1000	13097
				RESD	18	13099
10	NO TIENE	NO TIENE	14620	DT	9000	14530
				GR	7200	14600
				RESD	2070	14556
				RESS	2066	14566
				RHOB	7200	14600

Tabla 4.13.- Registros de Pozo (continuación)

Pozo	TVS	Desviación	TD	Registro	Inicio (ft)	Fin (ft)
11	SI	NO TIENE	18000	DT	1500	17860
				GR	1500	17860
				RESD	1500	17870
				RHOB	6250	17700
12	NO TIENE	NO TIENE	18000	DT	4430	17678
				GR	8898	17696
				RESD	2246	16800
				RHOB	2279	17696
13	SI	NO TIENE	14710	DT	4004	14700
				GR	3915	14675
				LLD	3915	14704
				NPHI	3992	11460
				RESD	3915	14700
				RESS	3915	14700
				RHOB	3989	6511
				SN	3915	14703
				SP	3915	14703
14	NO TIENE	SI	14511	GR	1435	8655
				RESD	1521	8673
				RESS	1473	8673
15	SI	NO TIENE	17000	DT	7999	16445
				GR	8282	16450
				LLD	8282	16522
				LLS	11169	16523
				RHOB	11130	16480
16	NO TIENE	NO TIENE	3000	GR	193	2842
				RESD	240	2832
				RESS	240	2832
				RHOB	1567	2855
17	NO TIENE	NO TIENE	2000	DT	263	1803
				GR	200	1822
				RESD	200	1811
				RESS	200	1811
				ZDEN	205	1834
18	NO TIENE	NO TIENE	13500	RESS	1023	13428
19	NO TIENE	NO TIENE	17766	NO TIENE	-	-
20	NO TIENE	NO TIENE	7573	NO TIENE	-	-
21	NO TIENE	NO TIENE	9673	NO TIENE	-	-
22	NO TIENE	NO TIENE	13820	NO TIENE	-	-

Tabla 4.14.- Marcadores Geológicos validados

Pozo	Secuencia o Evento	Prof. al tope (ft)	Tiempo doble (ms)
1	EM4	1773.60	271.43
	EM1	6706.43	1126.68
2	Discordancia post eocena	91.50	11.53
	EM4	1458.16	1421.18
	EM1	3757.01	657.92
	EI3	9886.33	1697.83
	Paleoceno	13651.90	2236.58
	Cretáceo	15926.10	2552.93
3	Discordancia post eocena	3313.00	946.31
4	Discordancia post eocena	3972.01	1079.50
	EM4	6598.41	1507.71
	EM1	7740.91	1700.11
5	Discordancia post eocena	4906.92	
	EM4	7080.00	
	EM1	9500.00	
6	Discordancia post eocena	1630.00	426.21
	EM4	2113.00	
	EM1	3027.24	758.42
	EI3	7508.02	1623.13
	Paleoceno	12233.80	2299.14
	Cretáceo	13885.00	2527.44
7	Discordancia post eocena	8305.89	1954.41
8	Discordancia post eocena	111.93	
	EM4	1621.90	
	EM1	3815.90	
	EI3	10195.40	
9	Discordancia post eocena	3655.00	
	EM4	6605.00	

Pozo	Secuencia o Evento	Prof. al tope (ft)	Tiempo doble (ms)
10	Discordancia post eocena	7374.00	1869.23
	EM4	9525.00	
	EM1	9431.70	
	EI3	13275.00	
	Paleoceno	14450.00	
11	Discordancia post eocena	5477.30	
	EM4	7727.40	
	EM1	10927.90	
	EI3	15124.40	
	Paleoceno	17250.00	
12	Discordancia post eocena	5754.67	1547.61
	EM4	7673.3	1952.17
	EM1	9083.33	2210.00
	EI3	13762.90	3096.81
	Paleoceno	14930.00	3293.88
	Cretáceo	16718.00	3616.44
13	Discordancia post eocena	7346	1863.44
14	Discordancia post eocena	4176.59	1318.8
17	Discordancia post eocena	1603.54	324.847

4.3.- Superficies Interpretadas Previas

Como parte de la visión del proyecto macro de Tigre- Pueblo Viejo se contó con una serie de interpretaciones previas y superficies cargadas en el proyecto, las cuales corresponden al norte del área en estudio, y algunas cubren parte del Lago de Maracaibo.

Las superficies cargadas en el proyecto corresponden a los siguientes horizontes:

- Discordancia post Eocena
- Arena C3 de Misoa
- Discordancia SB 42.5
- Arena B6 de Misoa
- Tope del Paleoceno
- Tope del Cretáceo

De acuerdo con Núñez (2005), estos horizontes están asociados a superficies interpoladas principalmente de la costa oriental del lago, lo cual permitirá un mejor amarre de la interpretación y además delimitan en buena manera la extensión espacial del sistema de fallas.

4.4.- Cartografía Utilizada

Con el fin de relacionar la geología, topografía y los datos sísmicos, se creó un proyecto, donde se utilizó el Mapa Geológico Estructural de Venezuela (1984) y Relieve de Sur América generado de la misión Shuttle Radar Topographic, véanse las figuras 4.1 y 4.2 respectivamente.

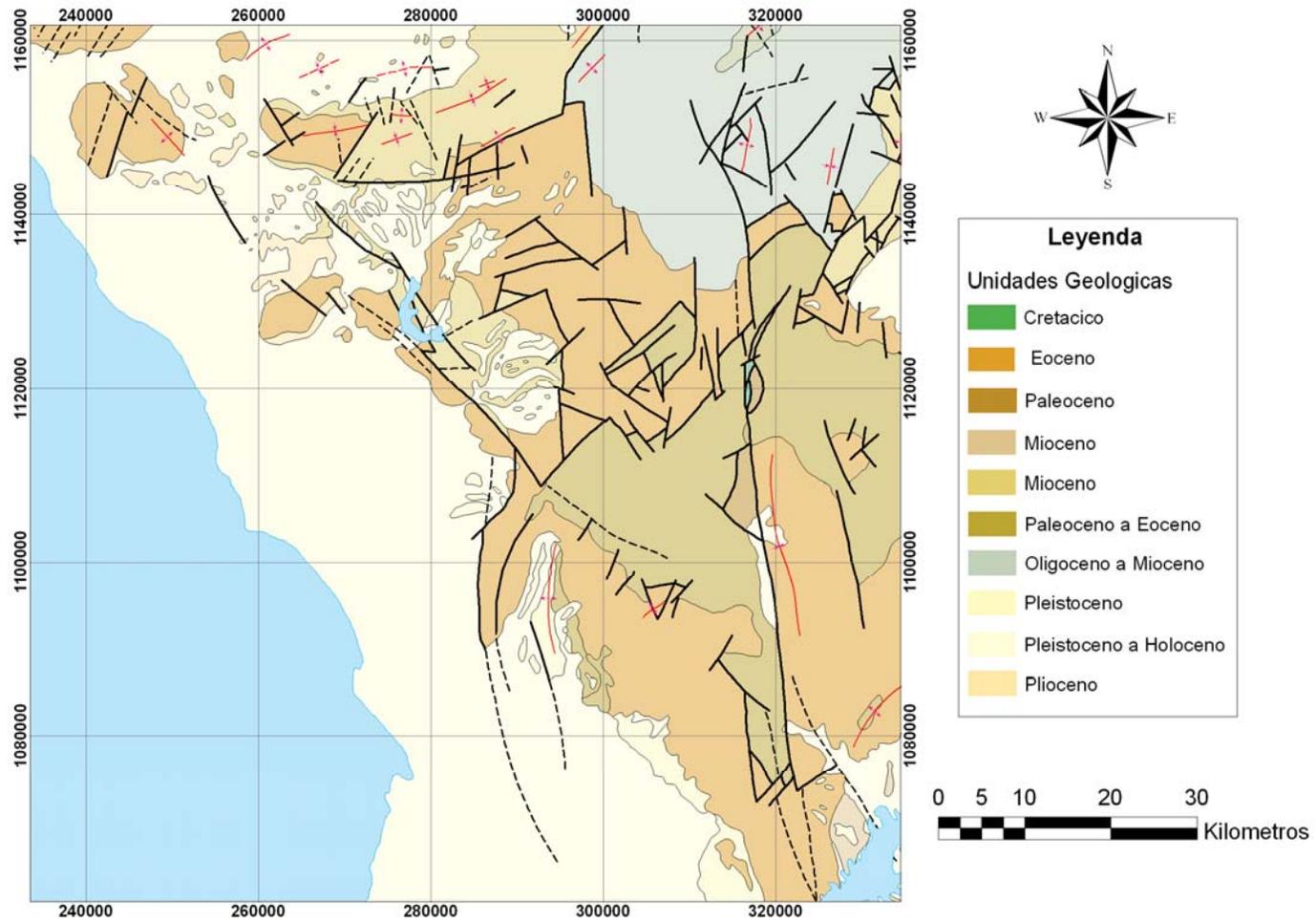


Figura 4.1.- Mapa geológico estructural del área en estudio. (Tomado de Hackley *et al.* 2006)

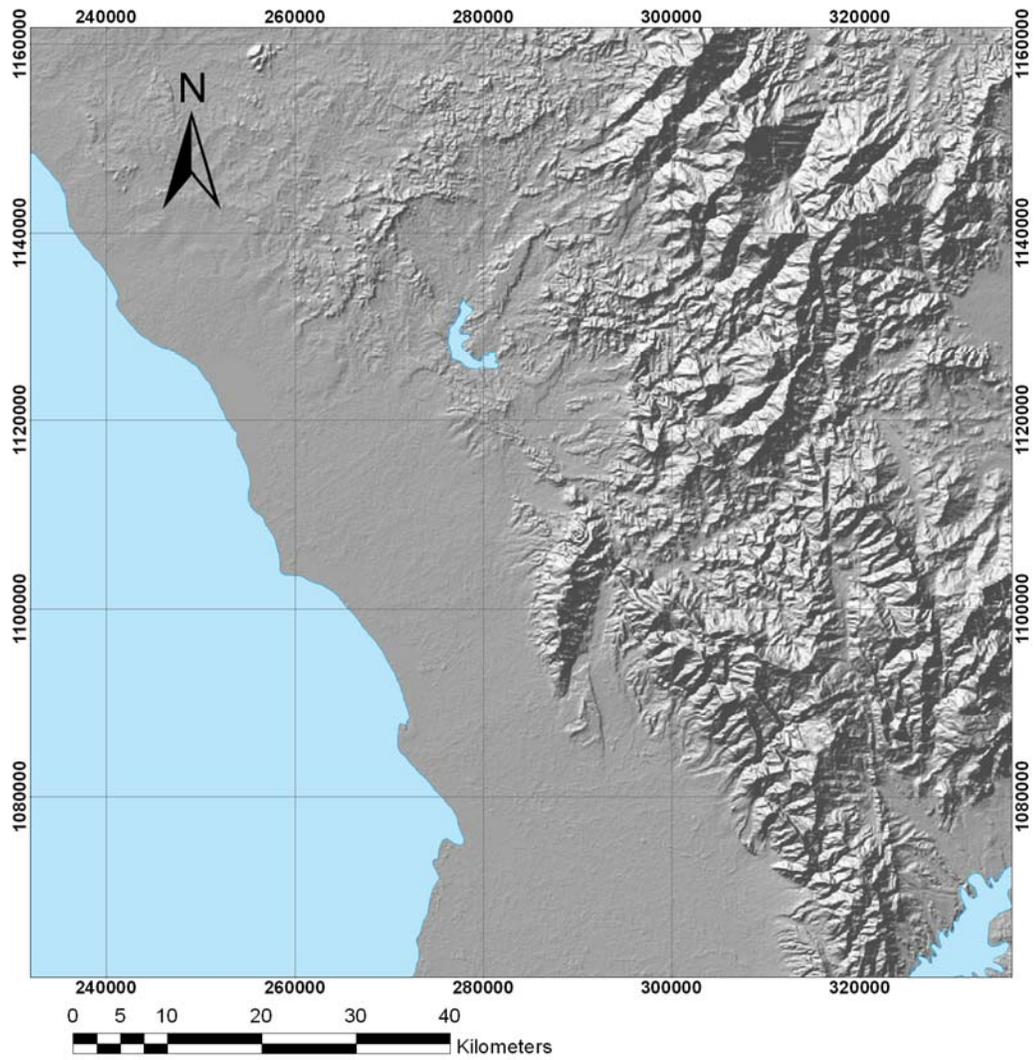
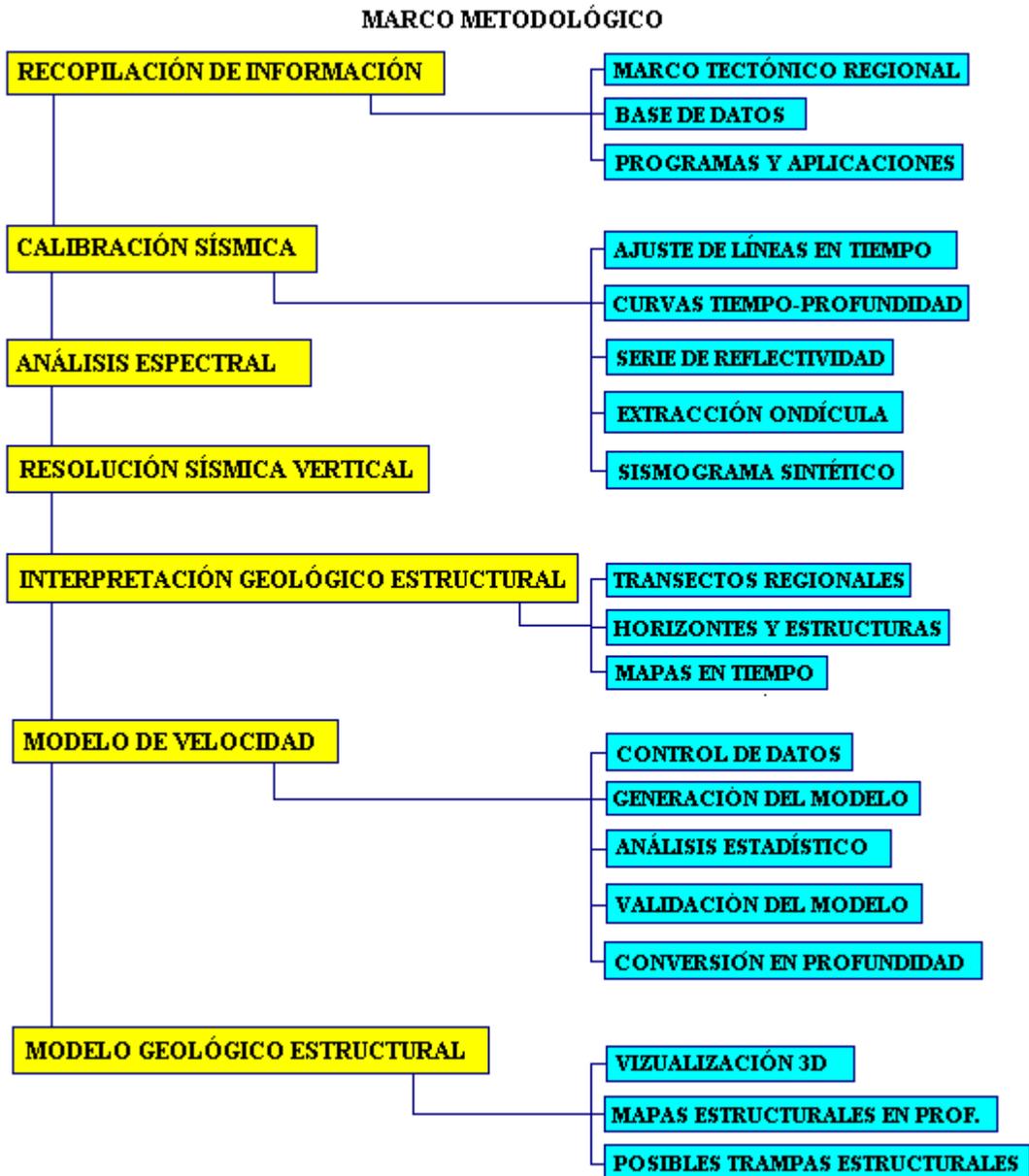


Figura 4.2.- Relieve del área en estudio. (Tomado de USGS, 2000)

CAPÍTULO V

MARCO METODOLÓGICO

El desarrollo de este Trabajo Especial de Grado se llevó a cabo de acuerdo al marco metodológico que se describe en las siguientes etapas:



5.1.- Recopilación de la Información

En primer lugar, se procedió a la recopilación y revisión bibliográfica de la región de Zulia Oriental, realizando una colección de publicaciones, informes técnicos y mapas; a partir de los cuales se estableció el marco tectónico regional.

De igual manera se recopilaron los datos geológicos, petrofísicos y geofísicos, esta información comprende: marcadores geológicos validados previamente en el proyecto, registros de pozos, sísmica 2D y 3D; dicha información fue revisada con el objetivo de generar una base de datos, en la que se esbozan las características más importantes de la información disponible en el área.

En esta etapa fue necesario revisar las carpetas de pozos correspondientes a fin de verificar las curvas originales, los registros y marcadores geológicos validados por los petrofísicos del área. Se depuraron datos, y se seleccionaron los pozos adecuados a ser usados en el proyecto, tomando como principal privativa la localización. También fue necesario examinar los diferentes levantamientos sísmicos a fin conocer sus principales características y verificar si se encontraban bien cargados los datos.

Se realizó una base de datos, donde se reúne toda la información disponible en el área de estudio, en la cual se realiza una descripción detallada de sísmica, tanto la calidad como las secuencias de adquisición y procesamiento; de igual manera se desglosan la información de pozos tanto geológica como petrofísica; adicionalmente; se describe la cartografía utilizada en este estudio.

En general se contó con 6 levantamientos de sísmica 2D y cubo sísmico combinado del Lago de Maracaibo. Se contó con un total de 22 pozos con sus respectivos registros y marcadores cargados. Tal como se puede observar en el mapa base (figura 5.1). La información en detalle se encuentra en el capítulo 4 correspondiente a la base de datos.

5.2.- Aplicaciones Utilizadas

Se usaron distintos programas y aplicaciones especiales para el desarrollo del proyecto los cuales se enumeran a continuación:

Aplicaciones:	Utilidad:
GEOFRAME 4.2 ®	Interpretación de líneas sísmicas.
IN DEPTH ®	Generación de modelo de velocidades, conversión a profundidad.
WELLEDIT ®	Generación de registros sintéticos y edición de curvas.
SINTETIC ®	Generación de sismogramas sintéticos y calibración.
ARCGYS ®	Mapas geológico y relieve, interpretación de transectos regionales.
GOCAD ®	Visualización de modelo geológico estructural en tres dimensiones.
CANVAS 9 ®	Edición de mapas en profundidad

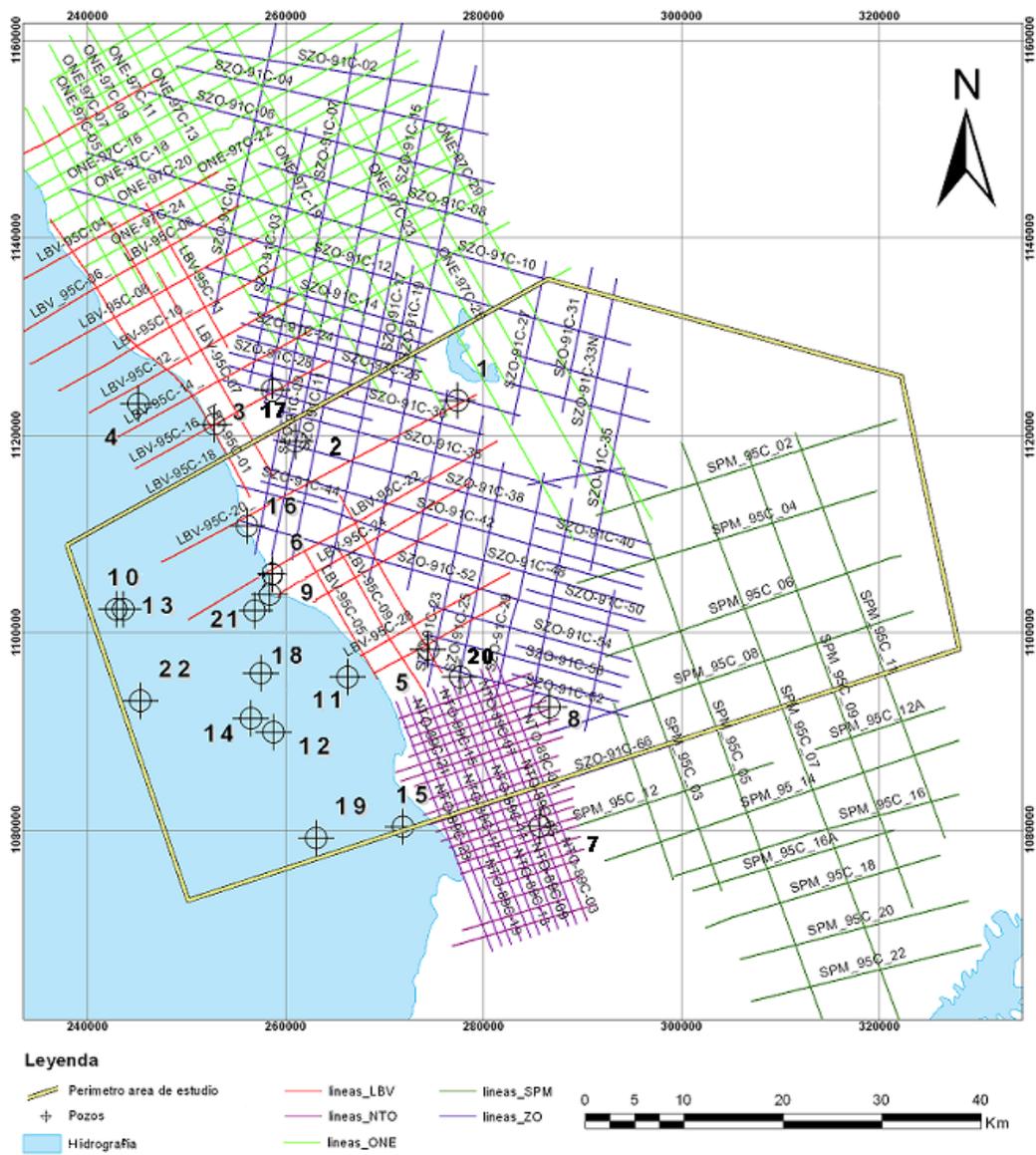


Figura 5.1.- Mapa Base del área en estudio

5.3.- Calibración Sísmica - Pozo

La calibración sísmica se llevó a cabo para vincular los datos sísmicos con la información petrofísica y geológica obtenida de los pozos.

En la elaboración de esta calibración fue necesario la construcción de sismogramas sintéticos, así como, gráficos Tiempo – Profundidad, generación de seudo registros de densidad a partir de registros sísmicos usando la ecuación empírica de Gardner, generación de registros seudo sísmicos a partir de registros de resistividad usando la ecuación empírica de Faust, ajuste de sísmica 2D en tiempo y verificación de velocidades de reemplazo de las líneas sísmicas que lo requirieron.

Como paso previo a la calibración sísmica-pozo se realizó el ajuste de las líneas sísmicas en tiempo, con el fin de disminuir el error entre ellas (figura 5.2).

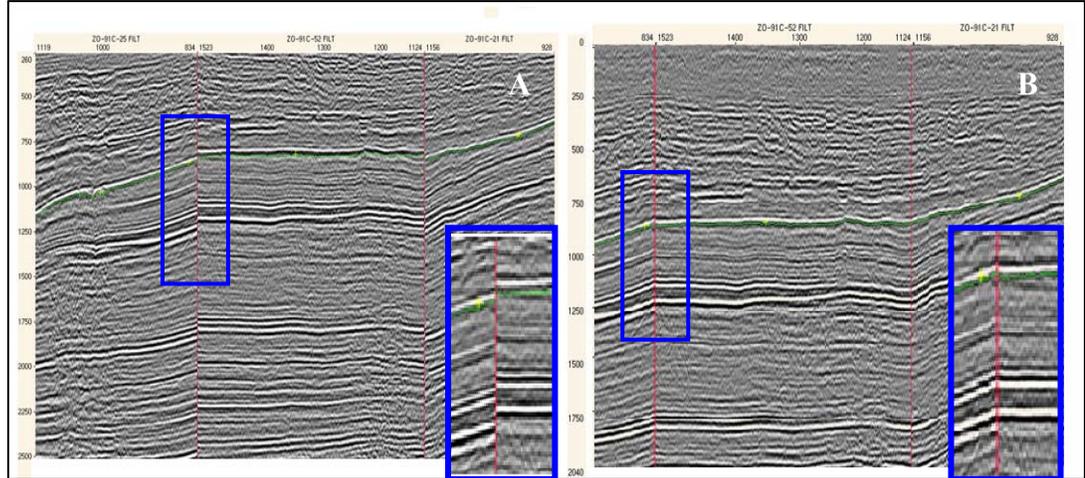


Figura 5.2.- Corrección del error en tiempo entre líneas sísmicas. A) Líneas con errores en tiempo. B) Líneas con corrección.

Se calibraron once (11) pozos en el área y lo cual fue realizado en diferentes etapas (figura 5.4), primero se graficaron las curvas tiempo-profundidad, tomando

primordialmente las generas por Tiros de Verificación Sísmica o se construyeron a partir de registros sínicos.

Para cada pozo se construyó una serie de reflectividad, usando los registros sínicos y de densidad validados.

Debido a que algunos pozos no tienen registros sínicos, pero si registros de resistividad, se utilizó la ecuación de Faust, para obtener registros seudo sínicos. Esta ecuación relaciona la velocidad con la resistividad, de la siguiente manera:

$$DT.Faust = \frac{10^6}{c \cdot R^{n_1} \cdot P^{n_2}}$$

Donde:

R son los valores de resistividad, **P** es la profundidad, **c**, **n₁** y **n₂** son constantes que pueden ser modificadas para un mejor ajuste de la curva. Para este estudio, tal como lo plantea Urbina (2001) para el área de Barua-Motatan y Tomoporo, se utilizaron los valores originales utilizados por Faust (1953):

$$c= 1948, n_1= 0.167 \text{ y } n_2= 0.167$$

De igual manera, en el caso de no poseer registros de densidad se generaron seudo registros de densidad a partir de registros sínicos y viceversa, usando la ecuación empírica de Gardner:

$$DT.Garnerd = 10^6 \left(\frac{c}{RHOB} \right)^{\frac{1}{n}}$$

Donde:

RHOB son los valores de densidad, **c** y **n** son constantes que pueden ser modificadas para un mejor ajuste de la curva.

Para el área se utilizaron los siguientes valores:

$$c= 0.23 \text{ y } n= 0.25$$

La serie de reflectividad conseguida fue convolucionada con ondiculas extraídas de la sísmica, debido a que no se contó con los informes de adquisición. En general las ondiculas extraídas de la sísmica fueron obtenidas de manera estadística y por auto correlación, siendo de polaridad normal y de fase cero (figura 5.3).

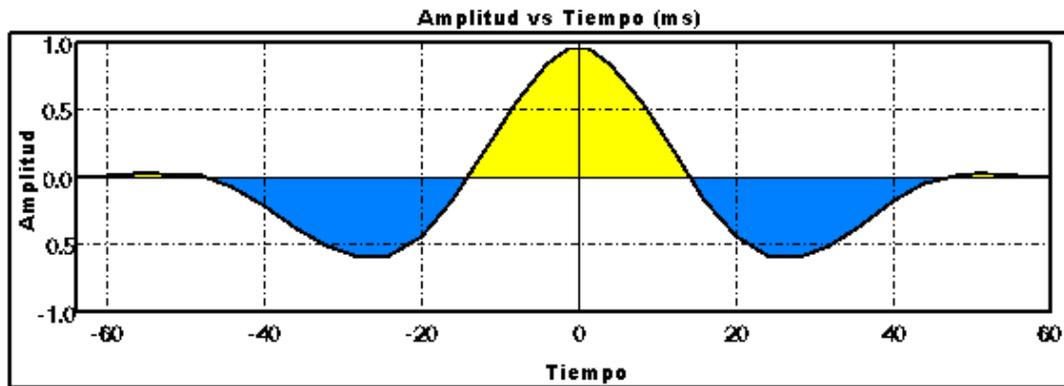


Figura 5.3.- Ondícula extraída de la sísmica. Levantamiento ZO (500 -2700 ms)

De la convolución resulta el sismograma sintético, que fue ajustado a la sísmica, alcanzando una buena correlación entre estos (fig. 4.4). De esta manera se obtuvo una curva tiempo-profundidad calibrada para cada pozo y los marcadores geológicos fueron vinculados a la sísmica.

La siguiente tabla describe los resultados obtenidos en la calibración de cada pozo.

Tabla 5.1 Resultados de la calibración sísmica

Pozo	Curva TvsZ	Registro Sónico	Ondicula	Correlación	RHOB
1	DT	Faust	ZO	0.33	Gardner
2	CS Original	Faust	ZO	0.25	Gardner
4	DT	DT original	3D	0.32	Original
5	DT	DT original	LBV	0.27	Original
6	CS Original	Faust	LBV	0.23	Gardner
7	DT extendido	DT original	NTO	0.22	Original
10	Pozo 13	DT original	3D	0.24	Original
11	DT	DT original	3D	0.28	Original
12	DT	DT original	3D	0.24	Original
13	CS Original	DT original	3D	0.25	Original
15	DT	DT original	3D	0.31	Original

5.4.- Análisis Espectral de la Sísmica

Se realizó espectros de frecuencias a cada una de los levantamientos sísmicos, este análisis se efectuó en tres rangos de tiempo: 0-1500ms, 1500-3000 y 3000-5000ms (figuras 5.5 a 5.10).

Se pudo verificar que la calidad de la sísmica es muy baja, ya que en general los espectros de frecuencia presentan fuertes variaciones de energía a nivel de los objetivos (figura 5.6), lo cual puede ser causado por las zonas caóticas asociadas a las principales estructuras en el área.

A continuación se muestran los espectros de frecuencia asociados a los levantamientos sísmicos CPB y LBV, donde se observan como las zonas caóticas afectan los espectros del levantamiento CPB, esto se repite para los demás levantamientos, el levantamiento LBV se muestra con mayor estabilidad de las bandas, sin embargo como se esperaría se encuentran zonas caóticas en el rango se

tiempo mayor. De acuerdo con el análisis espectral se esperan problemas de continuidad de los reflectores en especial los objetivos profundos que se encontrarían mayormente en el rango de 3000 a 5000 ms.

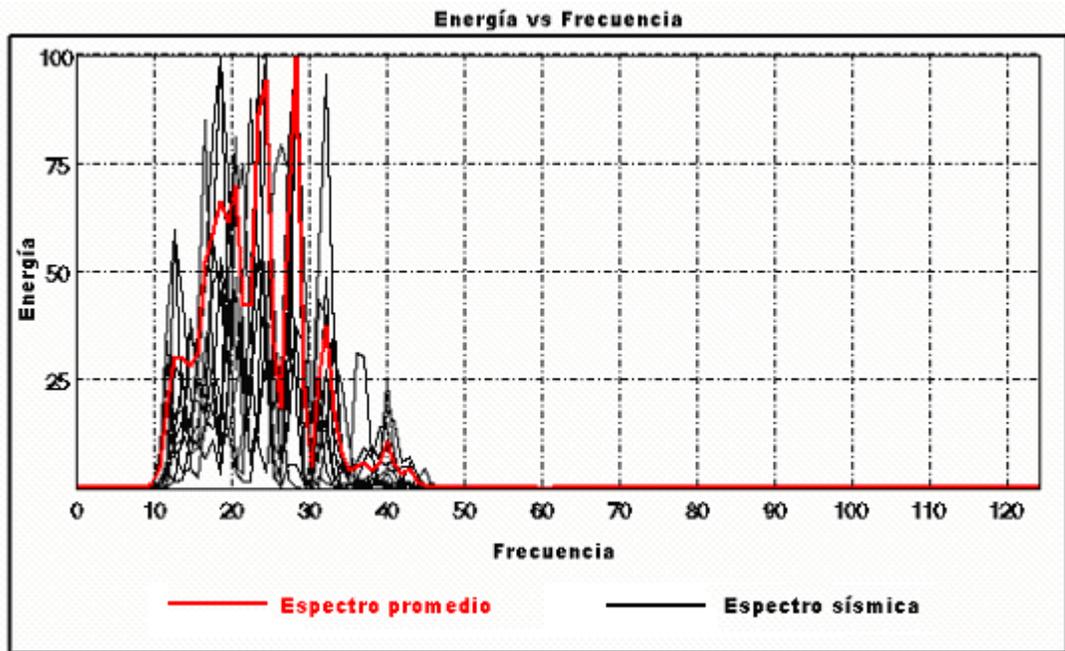


Figura 5.5.- Espectro de frecuencias levantamiento CPB (0-1500ms)

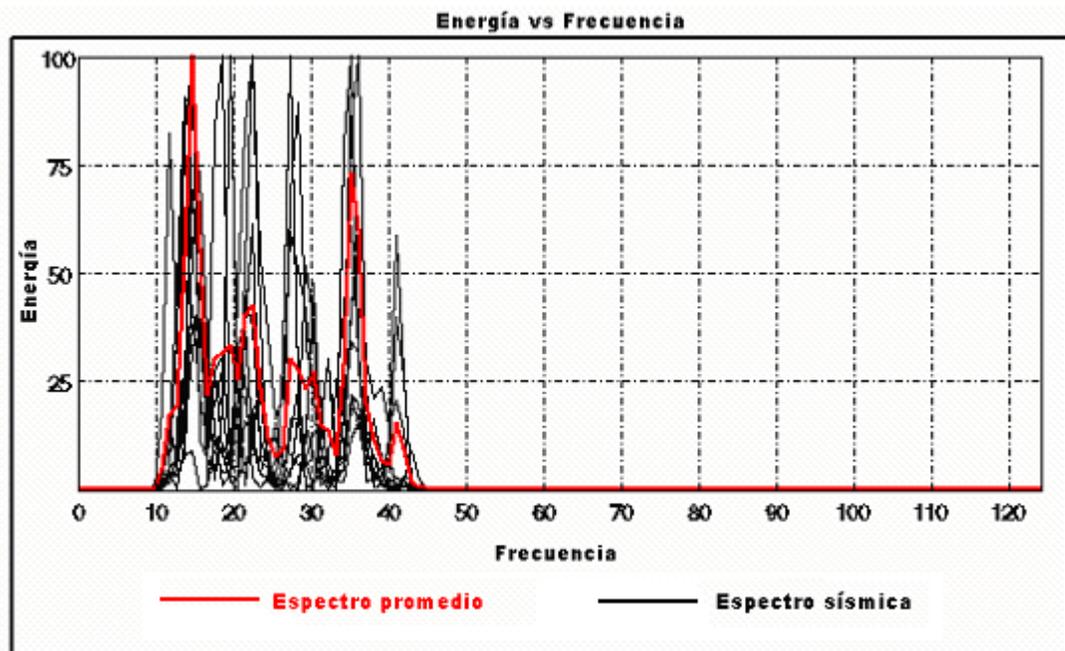


Figura 5.6.- Espectro de frecuencias levantamiento CPB (1500-3000ms)

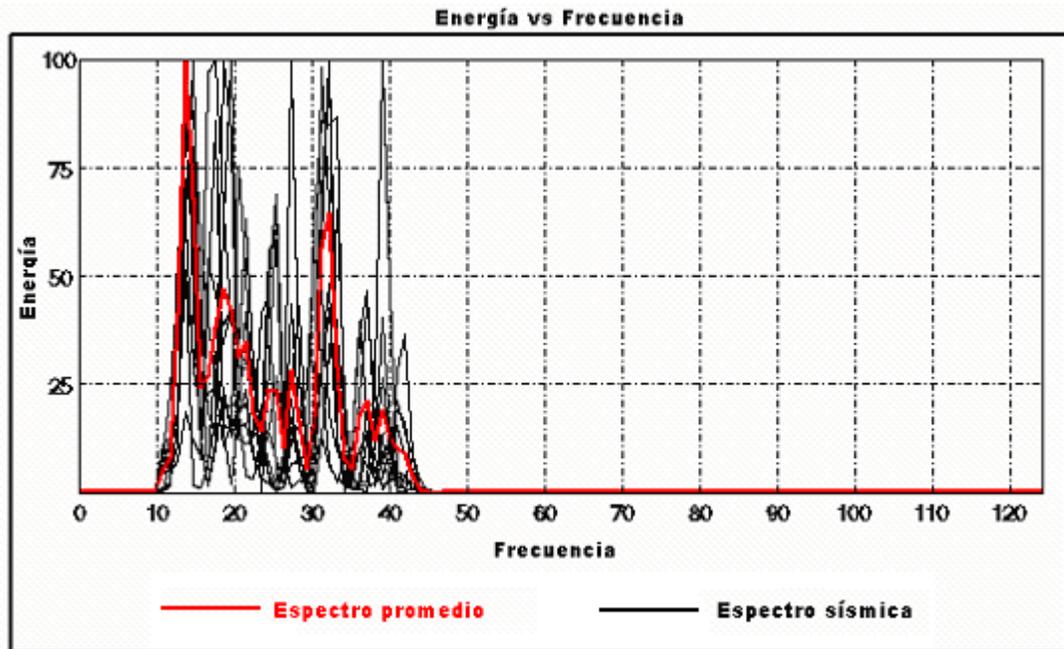


Figura 5.7.- Espectro de frecuencias levantamiento CPB (3000-5000ms)

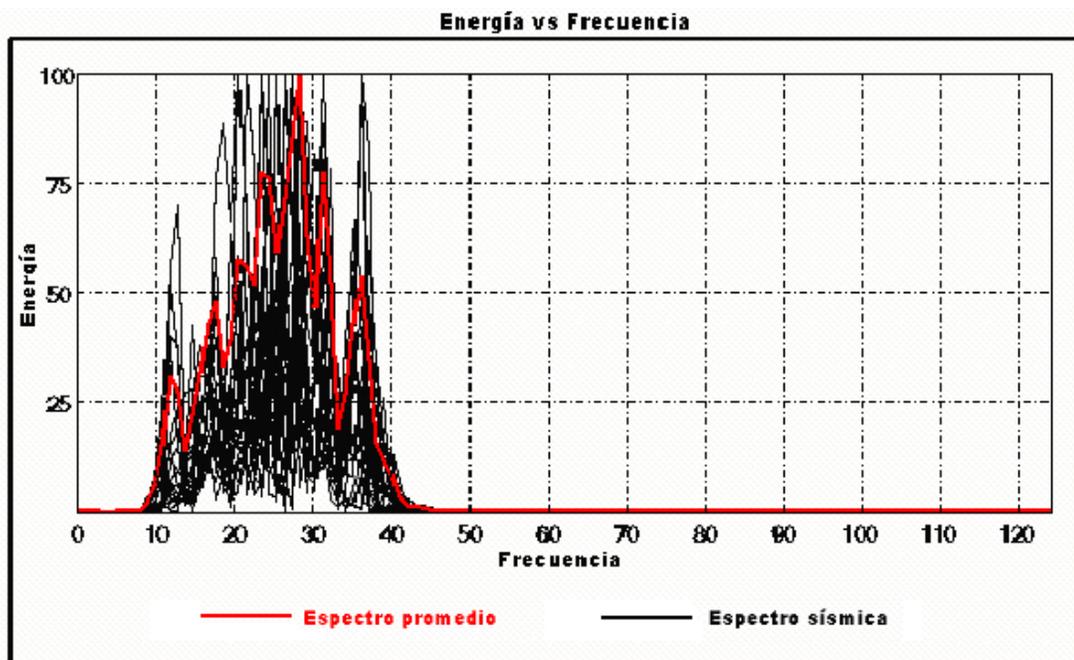


Figura 5.8.- Espectro de frecuencias levantamiento LVB (0-1500ms)

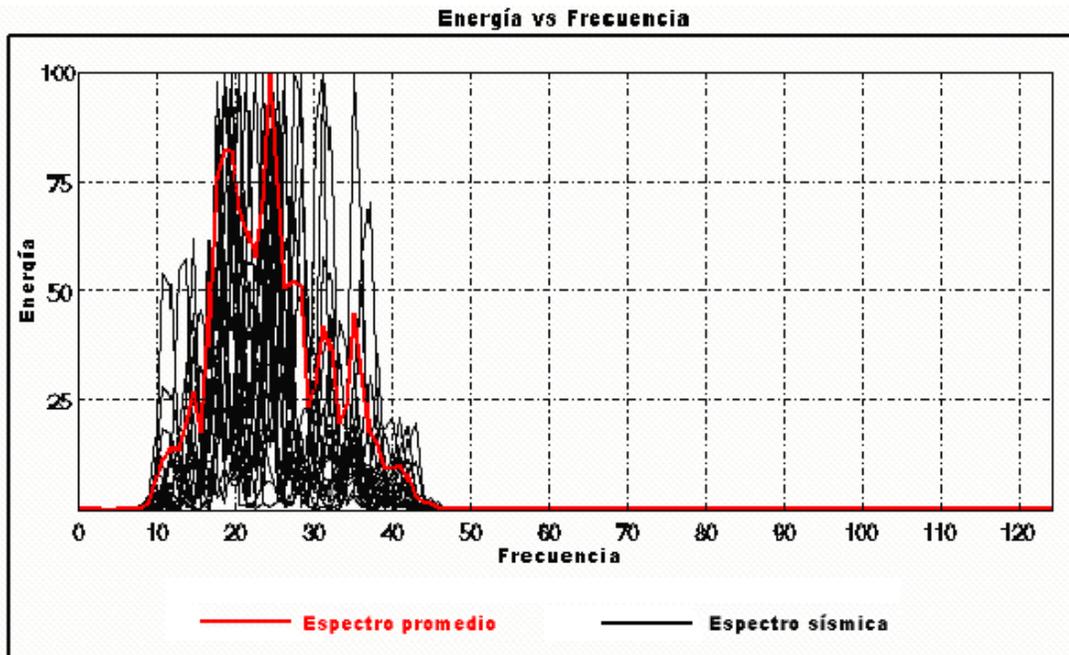


Figura 5.9.- Espectro de frecuencias levantamiento LVB (1500-3000ms)

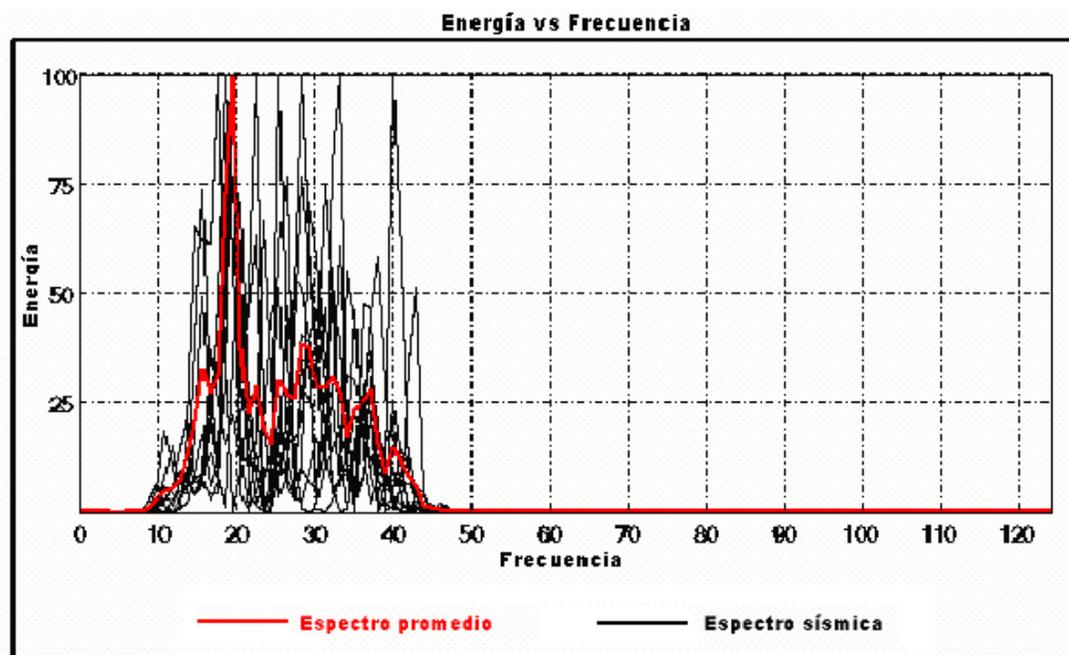


Figura 5.10.- Espectro de frecuencias levantamiento LVB (3000-5000ms)

En la tabla 5.2 se resumen los resultados obtenidos del análisis de frecuencias de los seis (6) levantamientos sísmicos 2D en el área, mostrándose la frecuencia dominante solo cuando se notaba estabilización de las bandas, de lo contrario se señalo como “caótica”.

Tabla 5.2.- Análisis de frecuencias de los levantamientos sísmicos

Levantamiento	Rango de tiempo	f min (hz)	f max (hz)	f dom (hz)
NTO	0-1500	8	55	33,5
	1500-3000	10	40	26
	3000-5000	10	28	19
ONE	0-1500	8	60	35
	1500-3000	8	50	32,5
	3000-5000	8	35	22,5
ZO	0-1500	8	45	30
	1500-3000	8	25	17,5
	3000-5000	8	20	15
CPB	0-1500	10	35	23,5
	1500-3000	10	35	15,2
	3000-5000	10	35	14
LBV	0-1500	8	37	27
	1500-3000	8	37	23
	3000-5000	8	35	19
SPM	0-1500	8	20	15
	1500-3000	8	40	caótica
	3000-5000	8	30	caótica

5.5.- Resolución Sísmica – Vertical

Una vez realizado el análisis espectral y con las velocidades promedio de las secuencias, se realizó el cálculo de la resolución sísmica vertical, con el fin de determinar los saltos de fallas que podrían resolverse, obteniéndose que se podrán observar saltos menores en las secuencias mas jóvenes (tabla 5.3).

Para el cálculo se utilizó el criterio de Rayleigh:

$$RV = \lambda/4, \text{ donde } \lambda = V/f_{dom}$$

Tabla 5.3.- Resolución sísmica de las diferentes secuencias.

Secuencia	V (pies/s)	f dom(Hz)	λ (pies)	RV (pies)	RV (m)
Cretácico-Paleoceno	14512,50	19,00	763,82	190,95	58,20
Paleoceno-Eoceno Medio	12164,69	26,00	467,87	116,97	35,65
Eoceno Medio-Superior	10846,97	26,00	417,19	104,30	31,79
Mioceno- Pleistoceno	8871,14	33,50	264,81	66,20	20,18

5.6.- Interpretación Geológico – Estructural

El área a interpretar consta de 2150 Km², y contiene sísmica 2D, sin embargo fué necesario extender la interpretación a fin de disminuir los efectos de borde, mejorar la calidad de los mapas y el modelo geológico estructural; de igual manera la interpretación se extendió hasta datos 3D ubicados en el Lago de Maracaibo, a fin de definir mejor el sistema de fallas de Pueblo Viejo, así también, lograr incorporar información de pozos ubicados en el Lago de Maracaibo, ya que se contaba con poca información de pozos en el área asignada a este proyecto. En general fue interpretada un área aproximadamente de 4500 Km², con 3600 Km de sísmica 2D y 1500 Km² de sísmica 3D.

La interpretación geológica - estructural de los datos sísmicos, se realizó de acuerdo a la siguiente estrategia:

5.6.1.- Interpretación de Transectos Regionales

Primero se seleccionaron e interpretaron 7 transectos sísmicos regionales (figura 5.11), cuyos criterios de selección fueron: la cercanía a pozos con registros y marcadores validados, la calidad de las secciones y su orientación con respecto a las estructuras principales (tabla 5.4).

Tabla 5.4.- Orientación y longitud de transectos regionales.

Transecto	Orientación aproximada	Longitud (Km)
1	N - S	98
2	N - S	93
3	N 80 O	85
4	N 80 O	56
5	N 80 O	51
6	N 80 E	66
7	N 80 E	33

En esta etapa se definieron los estilos estructurales presentes en el área de estudio; se observaron los mapas de geología y relieve, y se relacionaron con los datos sísmicos, a fin de definir los sistemas de fallas mayores: Falla de Burro Negro y Falla de Pueblo Viejo.

Los transectos fueron interpretados en papel, se correlacionaron las estructuras y principales paquetes de fases sísmicas, luego se llevó la interpretación a la aplicación utilizada, con el fin de continuar con la segunda etapa de la interpretación.

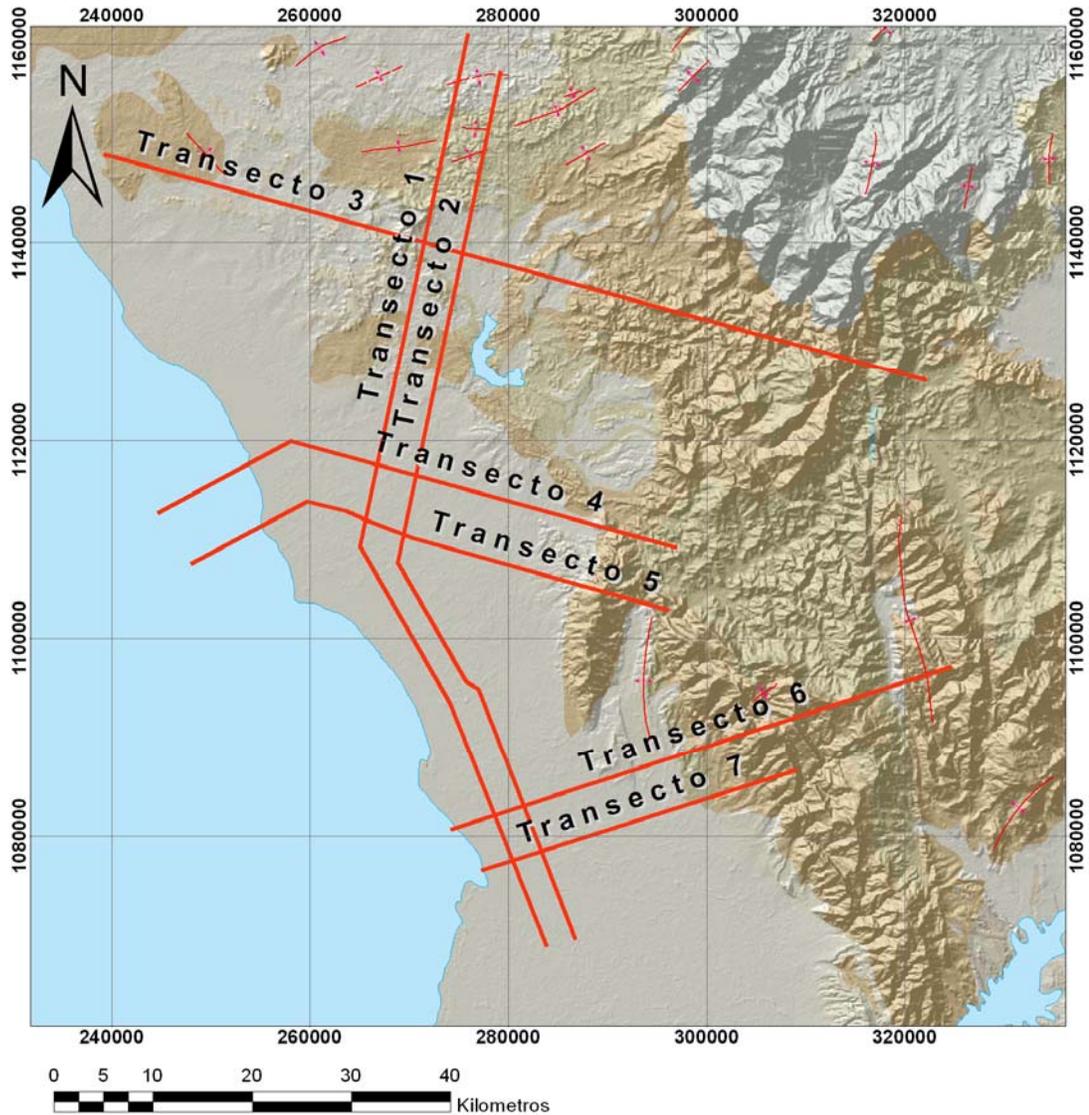


Figura 5.11.- Ubicación de transectos regionales.

5.6.2.- Interpretación de Horizontes y Estructuras Geológicas.

La segunda etapa consistió en realizar una interpretación mas detallada de la sísmica seleccionada previamente, siguiendo los horizontes y estructuras principales interpretados en los transectos regionales, definiendo de igual manera las estructuras a menor escala.

En general fueron interpretados seis (6) horizontes correspondientes a los siguientes eventos geológicos:

Tabla 5.5.- Horizontes Interpretados

Horizonte	Edad	Evento y características geológicas	Descripción sísmica
Tope del Cretáceo (Socuy)	Maastrichtiense Temprano o Campaniense Tardío	Calizas margosas, transición de margen pasivo a activo.	Reflector fuerte, constante y continuo. Abundantes fallas normales no rotacionales.
Paleoceno (Guasare)	Paleoceno	Calizas, correlacionada con la porción inferior de la Formación Trujillo: arenas turbidíticas margen activo, cuenca antepaís.	Reflector fuerte, constante y continuo.
EI-3	Eoceno Temprano	Periodo eustático bajo, instalación al sur de la cuenca del lago de un dominio continental acompañado de una fuerte erosión y en la zona norte un dominio de nivel bajo turbidítico con los depósitos "Flysh" de la Formación Trujillo	Discordancia angular.
EM-1	Eoceno Medio	Discordancia eocena mas importante, coincide con SB44, se encuentre en la base de la arena B-6 de Formación Misoa. Se debe probablemente a una fase compresiva Stephan (1985), esta discordancia se puede relacionar al relajamiento cortical despues del emplazamiento de las Napas de lara.	Discordancia claramente angular en el centro sur del lago
EM-4	Eoceno Medio	Discordancia de importancia local, coincide con SB42.5 Relacionado a pulsos compresivos	Discordancia angular.
Discordancia Post- Eocena	Finales del Eoceno Tardío hasta Mioceno Medio-Tardío	Levantamiento general de la cuenca a finales del Eoceno, genéticamente relacionada a la interacción de las placas del Pacífico y Suramericana	Discordancia regional claramente angular y fácilmente apreciable.

Durante la interpretación fue necesario utilizar la correlación sísmica o “mascaras” (figura 5.12 y 5.13), debido a zonas caóticas asociados a fallas subverticales o tectónica de lodo, o en general cuando se dificultó seguir los reflectores.

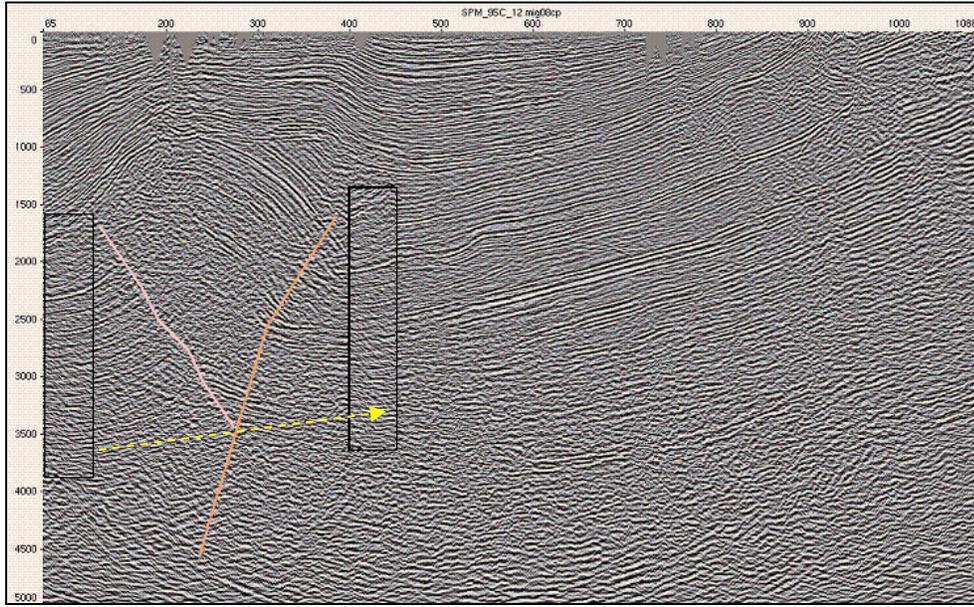


Figura 5.12.- Línea con discontinuidad de horizontes por fallas

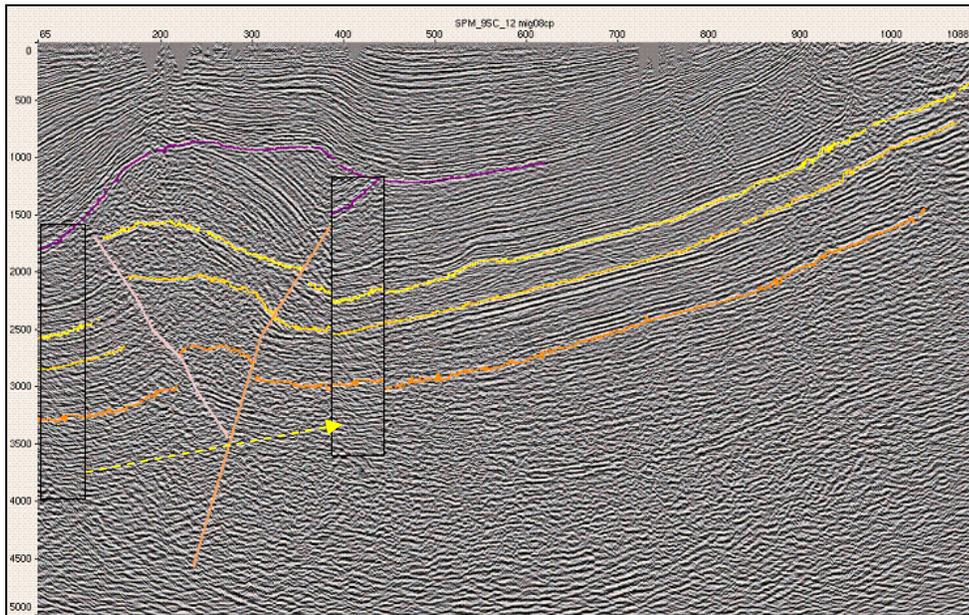


Figura 5.13.- Aplicación de correlación sísmica.

De forma similar en las líneas cercanas a la Serranía de Trujillo, al sureste del área en estudio, la relación señal ruido es baja (figura 5.14) por lo que para interpretar las zonas de fallas en esta área se aplicó un atributo de frecuencia instantánea, lográndose buenos resultados (figura 5.15).

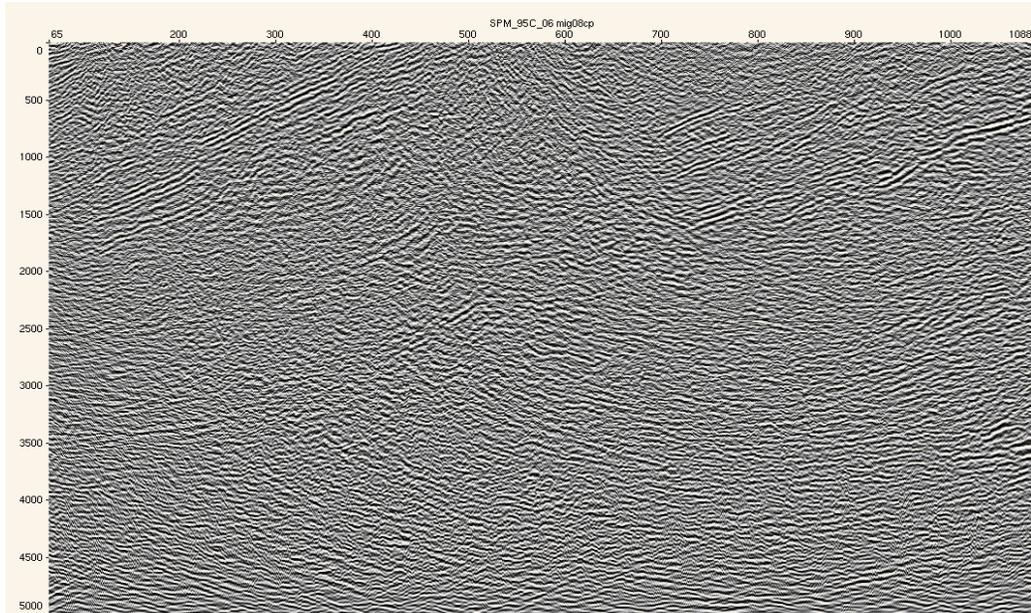


Figura 5.14.- Línea con baja relación señal ruido

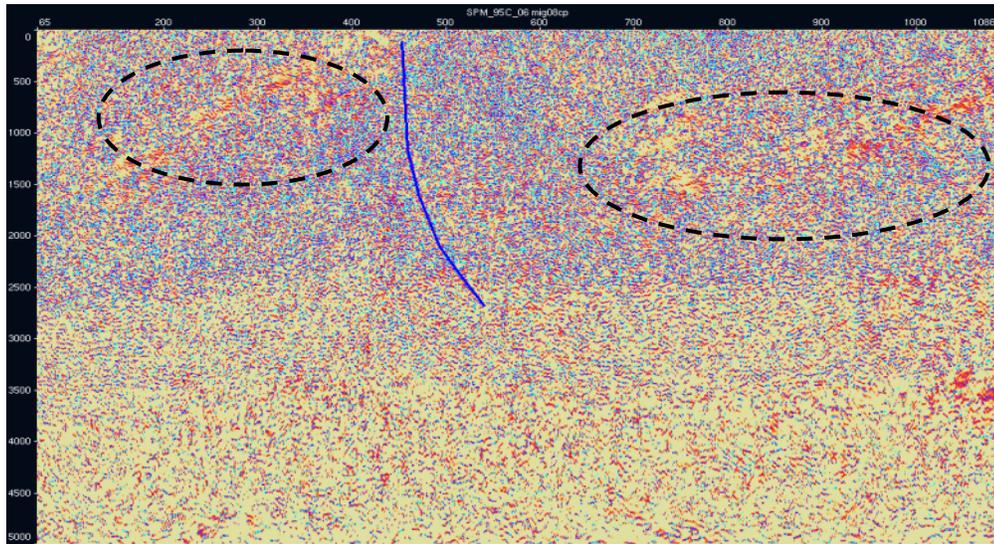


Figura 5.15.- Aplicación de atributo de frecuencia instantánea a línea con baja relación señal ruido y ubicación de falla.

Para la interpretación de las fallas, se siguieron los estilos estructurales definidos en la primera etapa, los cuales corresponden a dos sistemas mayores de fallas de rumbo (Pueblo Viejo y Burro Negro- Mene Grande), con presencia de otras estructuras asociadas, así como, posibles estructuras previas.

Los horizontes interpretados fueron interpolados de forma convergente y respetando los polígonos de falla, generando de esta manera un total de seis mapas en tiempo doble de viaje, que posteriormente serán convertidos a profundidad mediante un modelo de velocidades.

5.7.- Generación de Modelo de Velocidades y Mapas en Profundidad

Con el fin de obtener los mapas de profundidad, se construyó un modelo de velocidades que consta de cinco curvas tiempo profundidad (Fig. 5.16) correspondientes a los pozos: 1, 2, 5, 6 y 7.

El modelo de velocidades toma en cuenta los cambios importantes de velocidad, los cuales se dan en las superficies de la Discordancia Post Eoceno (Fig.5.22), Discordancia del Eoceno Medio (EM1) (Fig.5.21), las calizas de la Formación Guasare que representa el Paleoceno(Fig.5.20) y la caliza del miembro Socuy de la Formación Colón tradicionalmente usado como tope del Cretáceo (Fig.5.19). Para ser usadas en el modelo de velocidades se generaron superficies continuas, para evitar errores en el cálculo de la velocidad interválica.

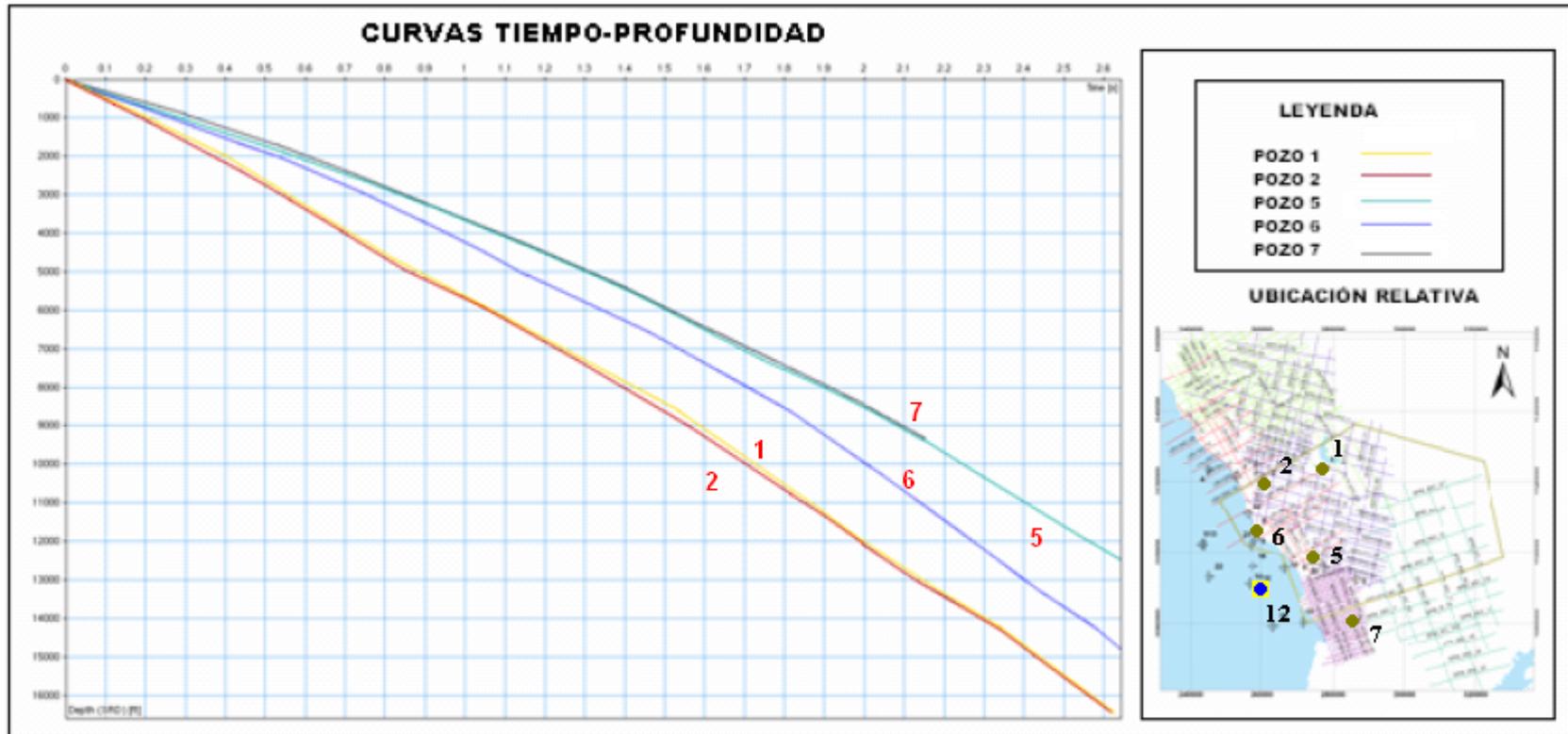


Figura 5.16.- Curvas utilizadas para el modelo de velocidades

De igual manera se realizó un control de calidad de las superficies generadas, observando máximos o mínimos anómalos, los cuales fueron comunes en la línea de costa debido al limbo (zona sin información sísmica) existente entre los levantamientos 2D y 3D, que a su vez coincidió con la ubicación de la falla de Pueblo Viejo, sin embargo fue revisada y corregida la interpretación. La figura 5.17 muestra el limbo entre la sísmica 2D y 3D y un mínimo anómalo que se encuentra corregido en la figura 5.18.

También se verificó que no se cortasen las superficies por errores de interpolación, lo cual podría ocurrir en las zonas con fallas de gran salto y alto buzamiento.

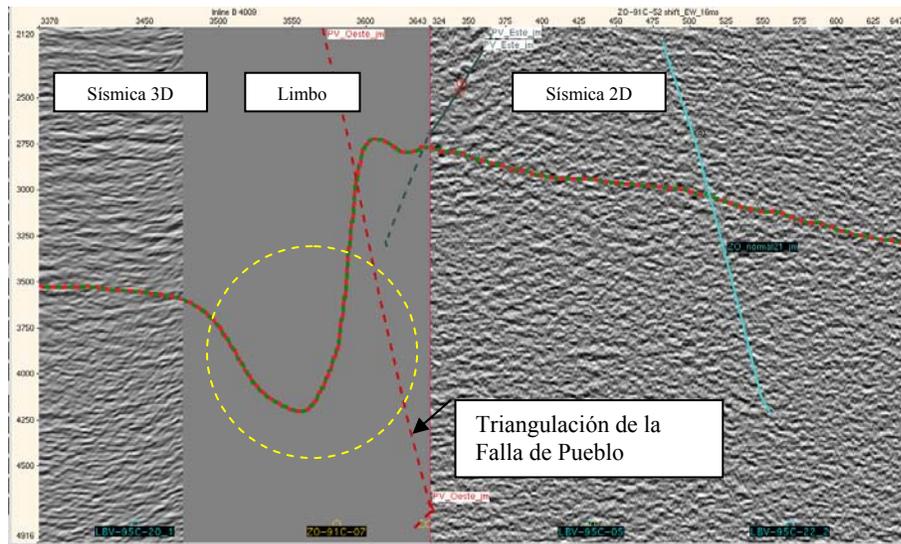


Figura 5.17.- Línea compuesta de sísmica 2D y 3D, con un mínimo anómalo en la superficie del tope del Cretáceo.

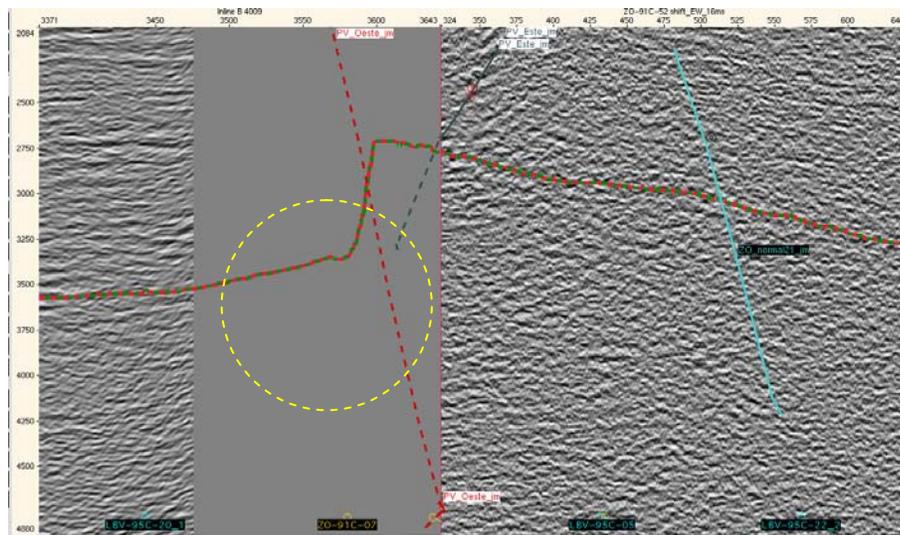


Figura 5.18.- Línea compuesta de sísmica 2D y 3D, con la superficie del tope del Cretáceo corregida.

TOPE DEL CRETÁCICO

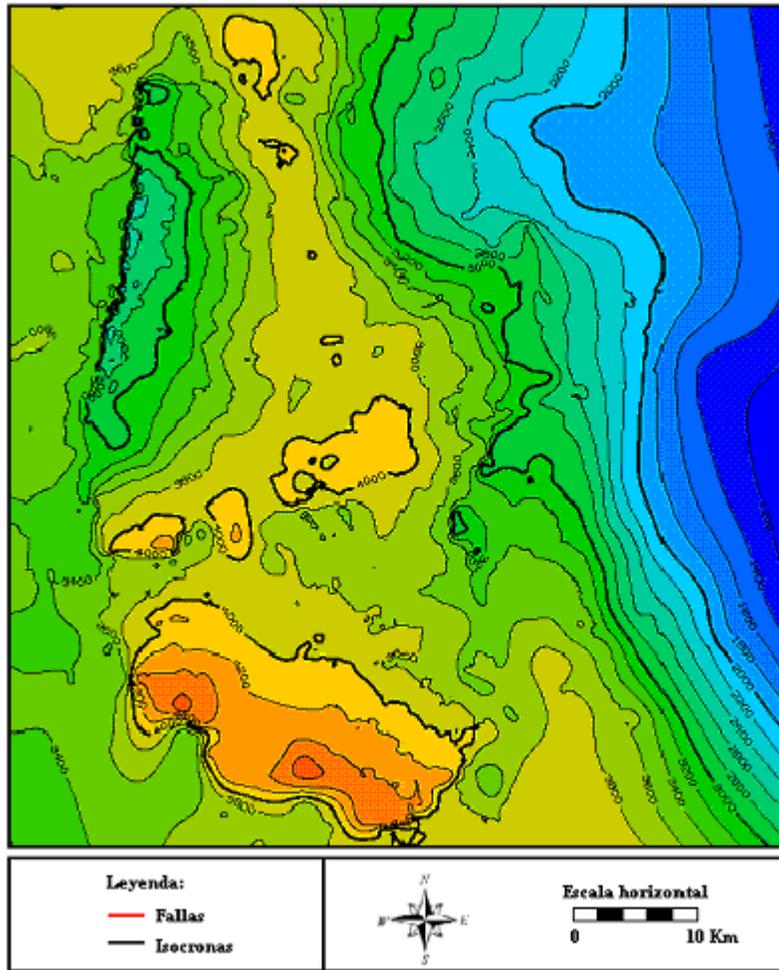


Figura 5.19.- Horizonte en tiempo del tope del Cretáceo sin fallas, para ser usado en modelo de velocidades.

PALEOCENO

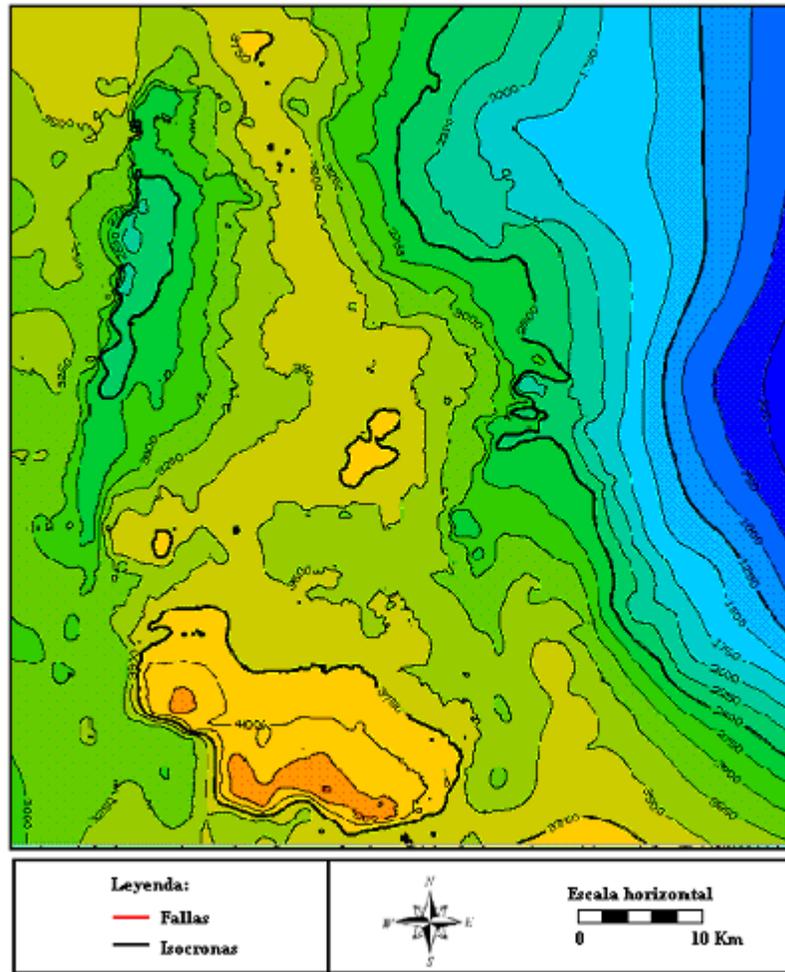


Figura 5.20.- Horizonte en tiempo del Paleoceno sin fallas, para ser usado en modelo de velocidades.

TECTONOSECUENCIA EM1

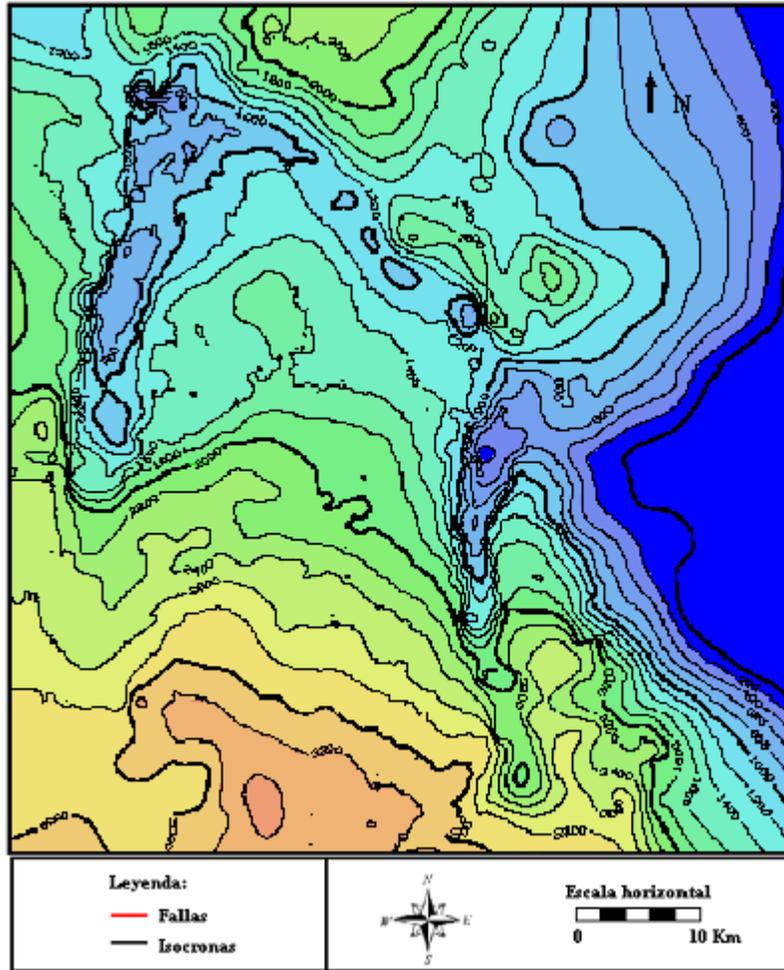


Figura 5.21.- Horizonte en tiempo de la Discordancia del Eoceno Medio sin fallas, para ser usado en modelo de velocidades.

EROSIÓN POST-EOCENA

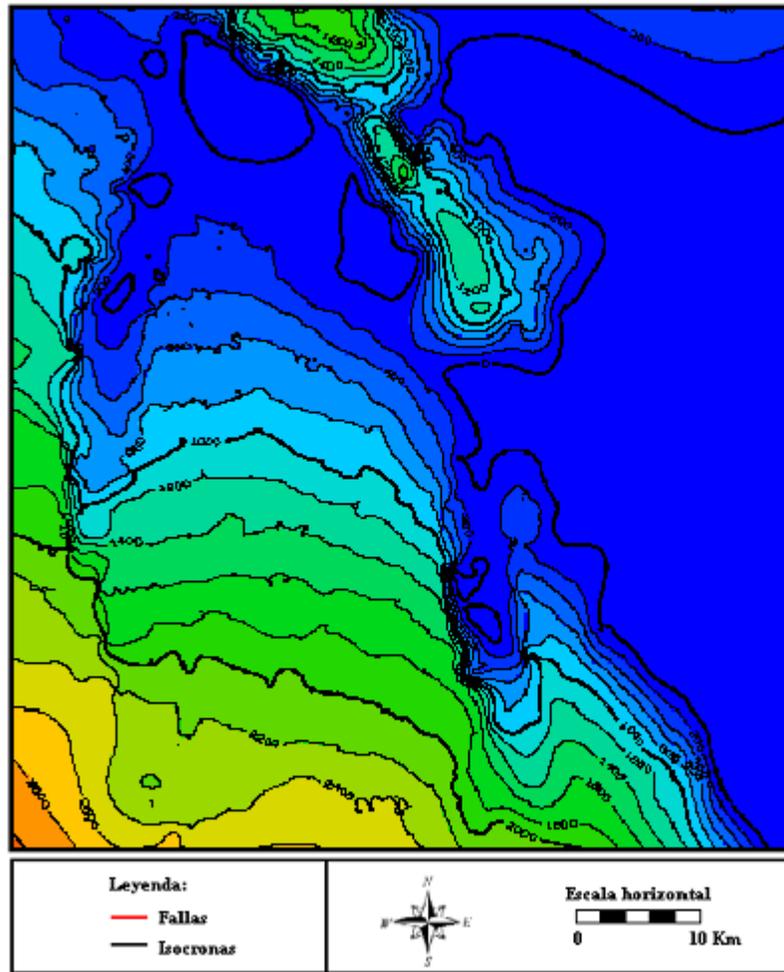


Figura 4.22.- Horizonte en tiempo de la Discordancia Post Eoceno, para ser usado en modelo de velocidades.

Se obtuvo un modelo de velocidades para la conversión tiempo-profundidad, para su verificación se observaron los mapas de velocidades correspondientes a cada uno de los horizontes utilizados (figura 4.23) donde se puede observar variaciones laterales coherentes y los cambios marcados asociados a los sistemas de fallas principales.

Se calcularon algunos parámetros de estadística descriptiva a cada superficie de velocidad, los cuales se esbozan en la tabla 5.4, donde se puede observar que las superficies de velocidades correspondientes a discordancias poseen mayor desviación de los datos siendo coherente con la naturaleza de estas superficies. De igual manera se muestra un aumento de las velocidades promedio con la profundidad relacionada con el soterramiento.

Tabla 5.4.- Estadística descriptiva de las superficies de velocidad

Mapa de Velocidad	Vmin (ft/s)	Vmax(ft/s)	Vmedia(ft/s)	Desv. Estand(ft/s)
Discord Post Eocena	6493.95	11761.40	8871.14	1209.20
Discord. Eoceno Medio	6877.08	13026.69	10846.97	1063.42
Paleoceno	11077.63	13391.36	12164.69	469.52
Cretáceo	14349.63	14696.34	14512.50	70.41

Se realizó la conversión tiempo-profundidad de los horizontes interpretados mediante el modelo de velocidades, obteniendo de esta forma mapas de contornos en profundidad, de igual manera se realizó la conversión tiempo profundidad de las fallas geológicas interpretadas.

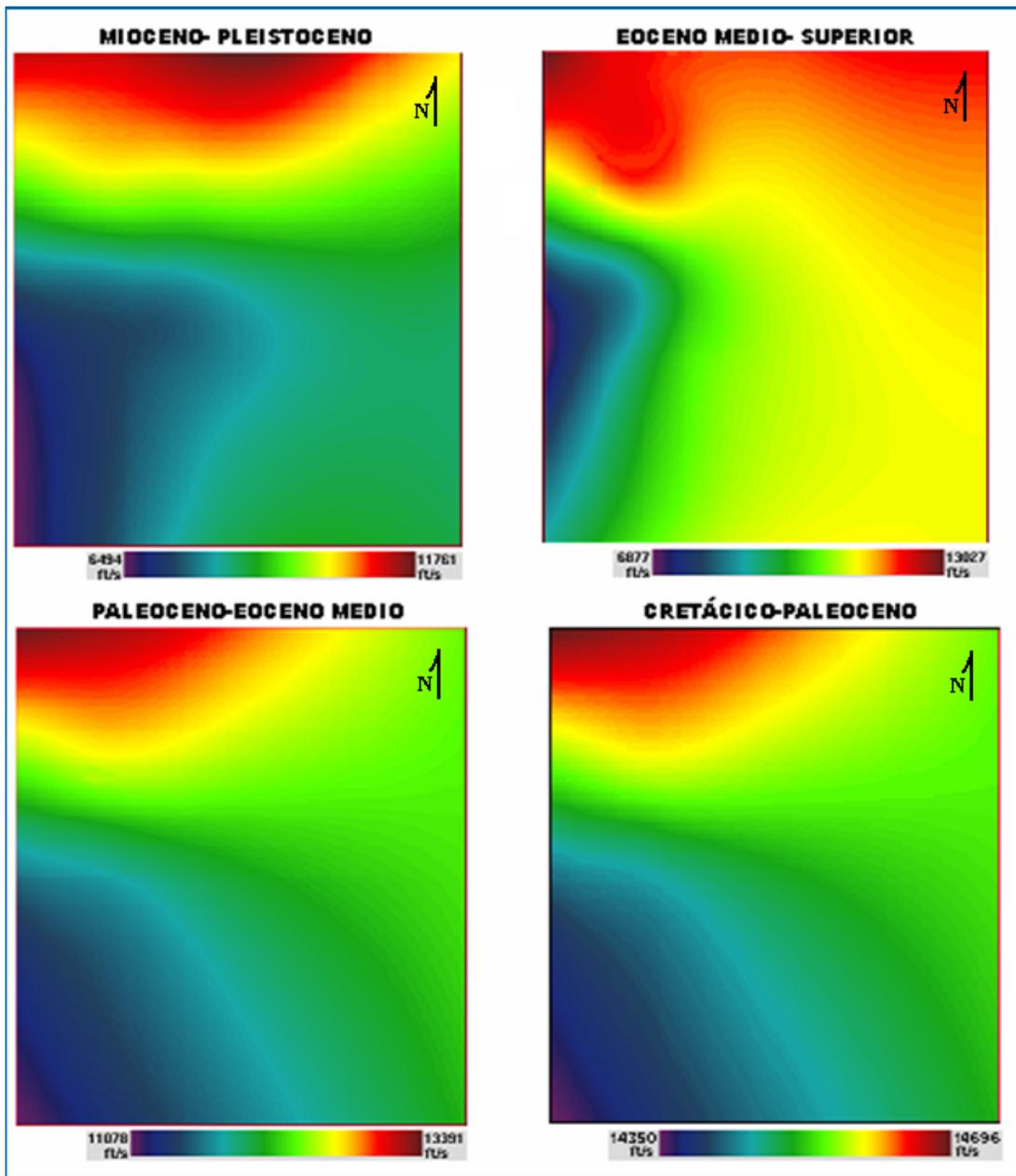


Figura 4.23.- Principales variaciones verticales de velocidad. (Nótese las diferentes escalas)

Debido a la poca cantidad de pozos con Tiros de Verificación Sísmica, la verificación del modelo se llevó a cabo solo con el pozo 12 tomándose los valores en profundidad de los marcadores geológicos y comparándose con los generados a partir del modelo (tabla 5.5), donde se esperan errores menores al 1%.

Tabla 5.6.- Validación del modelo de velocidad en el pozo 12

Superficie	Modelo (ft)	Pozo (ft)	Diferencia(ft)	Error (%)
Discordancia Post Eoceno	5777,00	5754,67	22,33	0,38
EM4	7726,00	7673,3	52,70	0,68
EM1	9150,00	9083,33	66,67	0,73
Paleoceno	14996,00	14930,00	66,00	0,44
Cretáceo	16690,00	16718,00	-28,00	-0,17

Fueron cargados los horizontes y las fallas en profundidad en un módulo de visualización, fue necesario en esta etapa, corregir errores atribuibles a la triangulación de los cortes de fallas, y se le realizó un suavizado a los horizontes a fin de eliminar los efectos de la interpretación automática de la aplicación utilizada.

El Modelo Geológico – Estructural de la zona de Zulia Oriental Centro consta de seis mapas estructurales en profundidad correspondientes a los eventos de interés, finalmente se realizó la visualización en tres dimensiones del modelo.

CAPÍTULO VI

RESULTADOS

6.1.- Transectos Regionales

Se interpretaron los transectos regionales seleccionados con la finalidad de definir los estilos estructurales presentes en el área estudiada y observar su variación de norte a sur y de este a oeste, y así, poder lograr integrar el presente trabajo con las interpretaciones previas, generando de esta manera un modelo estructural coherente, que involucre todas las estructuras presentes en la región.

A continuación se describe la interpretación realizada a los transectos regionales y los estilos estructurales obtenidos.

En los transectos regionales 1 y 2 (figuras 6.1 y 6.2) con una orientación preferencial aproximada norte sur se identificó en primer lugar un cambio drástico entre los dominios estructurales presentes al norte y los observados en el centro y sur del área estudiada. El elemento que marca este cambio fue interpretado como un frente de corrimientos con dirección aproximada N45°O que se propaga con una fuerte pendiente hacia el norte, además de una falla de alto ángulo definida Burro Negro.

Este corrimiento interpretado al norte pasa por encima de la falla de Burro Negro y toma una pendiente subvertical generando la propagación de una serie de fallas lítricas detrás del frente de corrimientos y con buzamiento al suroeste, que posteriormente fueron invertidas por efectos de gravedad y nuevos pulsos tectónicos, esta fallas tienen una superficie de despegue en la secuencia Cretácico tardío – Paleoceno (probablemente Fm. Colón) y está asociada también con la formación de estructuras diapíricas mas al norte descritas por Núñez (2005).

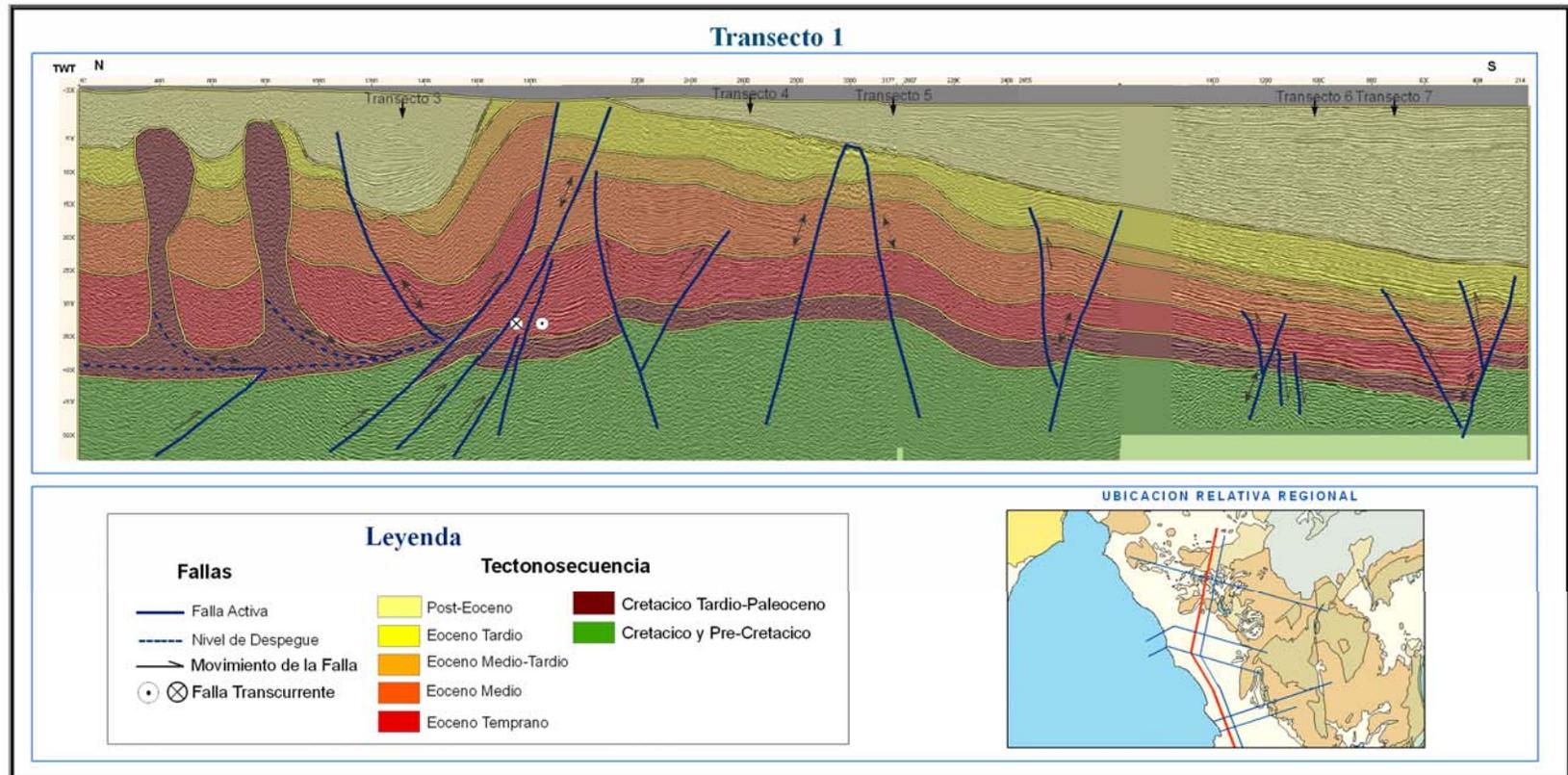


Figura 6.1.- Transecto Regional N° 1, atraviesa el área de estudio con dirección aproximada N-S. (ver Anexo A).

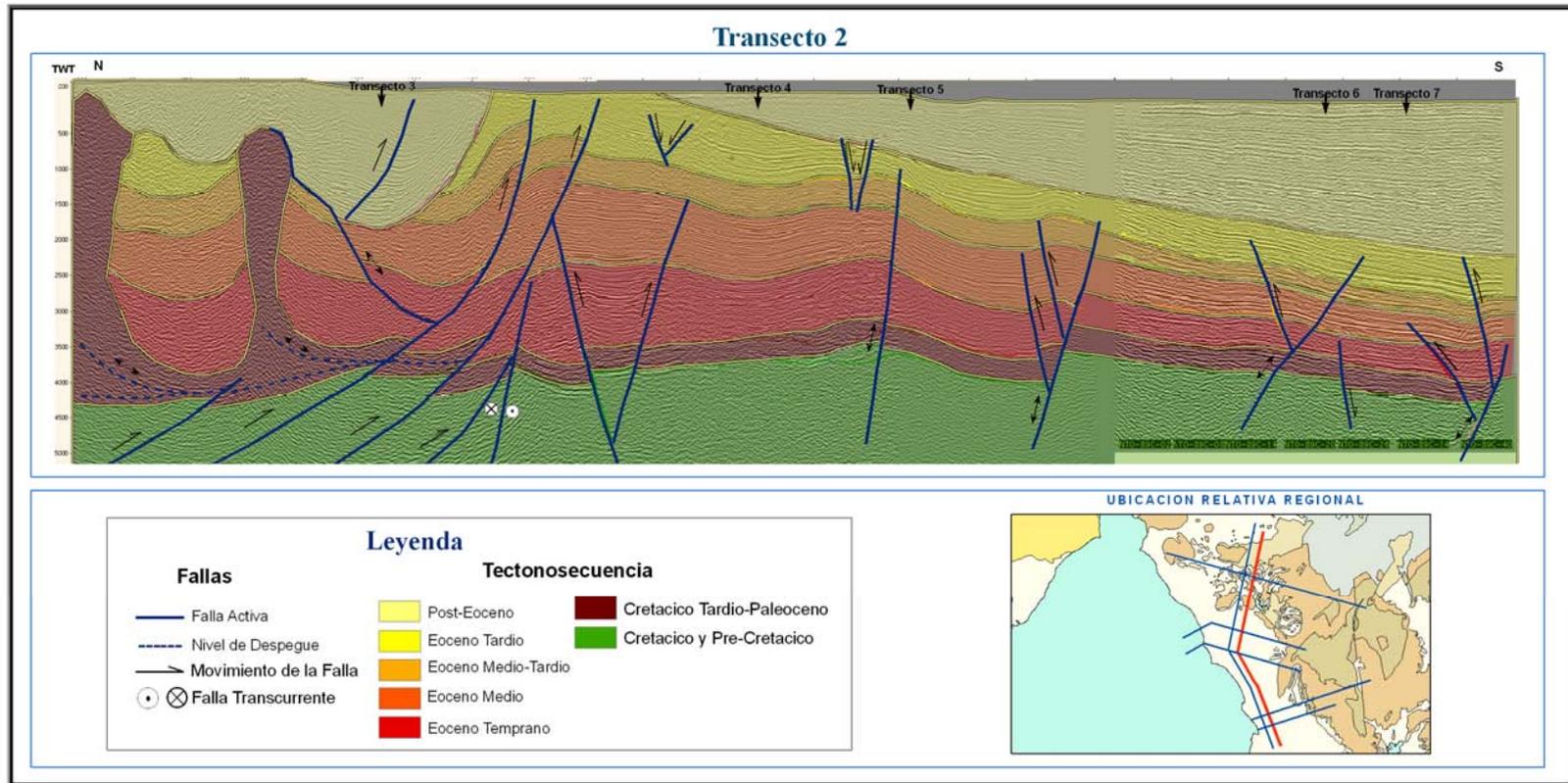


Figura 6.2.- Transecto Regional N° 2, atraviesa el área de estudio con dirección aproximada N-S. (ver Anexo B).

En el centro y sur de los transectos se interpretaron una serie de fallas normales de basamento que atraviesan gran parte de las secuencias eocenas, las cuales controlaron la sedimentación en toda la cuenca, generando mayores espesores hacia el norte y menores espesores al sur.

Estas fallas se encuentran parcialmente invertidas en la actualidad, revelado por fallamiento antitético y plegamiento en las terminaciones de falla. Entre las fallas normales más importantes se han identificado la falla de “Tigre” y la falla de “Tomoporo”.

Por otra parte se observó un cambio en la dirección de depositación de los sedimentos post-eoceno a lo largo de la región, hecho que revela el basculamiento de la cuenca a partir de este periodo asociado directamente con el levantamiento de Los Andes.

En el transecto 3 (figura 6.3) que tiene una dirección perpendicular al los transectos 1 y 2, se observó al igual que en los transectos anteriores un gran cambio en los estilos estructurales que controlan la región, en este caso los presentes en el área Oeste y los que se encuentran en la zona Este. Además se definió la Falla de Burro Negro como la estructura que limita este importante cambio. Al oeste del transecto se pudo apreciar una mínima deformación, mientras que al centro y al este se interpretó un conjunto de corrimientos profundos con un frente de cabalgamiento paralelo a la Falla de burro Negro que deformaron todas las secuencias.

También se observó una cuenca post eocena con notable deformación, además de un fuerte levantamiento al este de la región asociado a la orogénesis andina.

En los transectos 4 y 5 (figuras 6.4 y 6.5), se observó un conjunto de fallas de basamento con dirección aproximada norte-sur, planares e rotacionales, en la actualidad se encuentran algunas parcial y otras totalmente invertidas, lo que se pudo

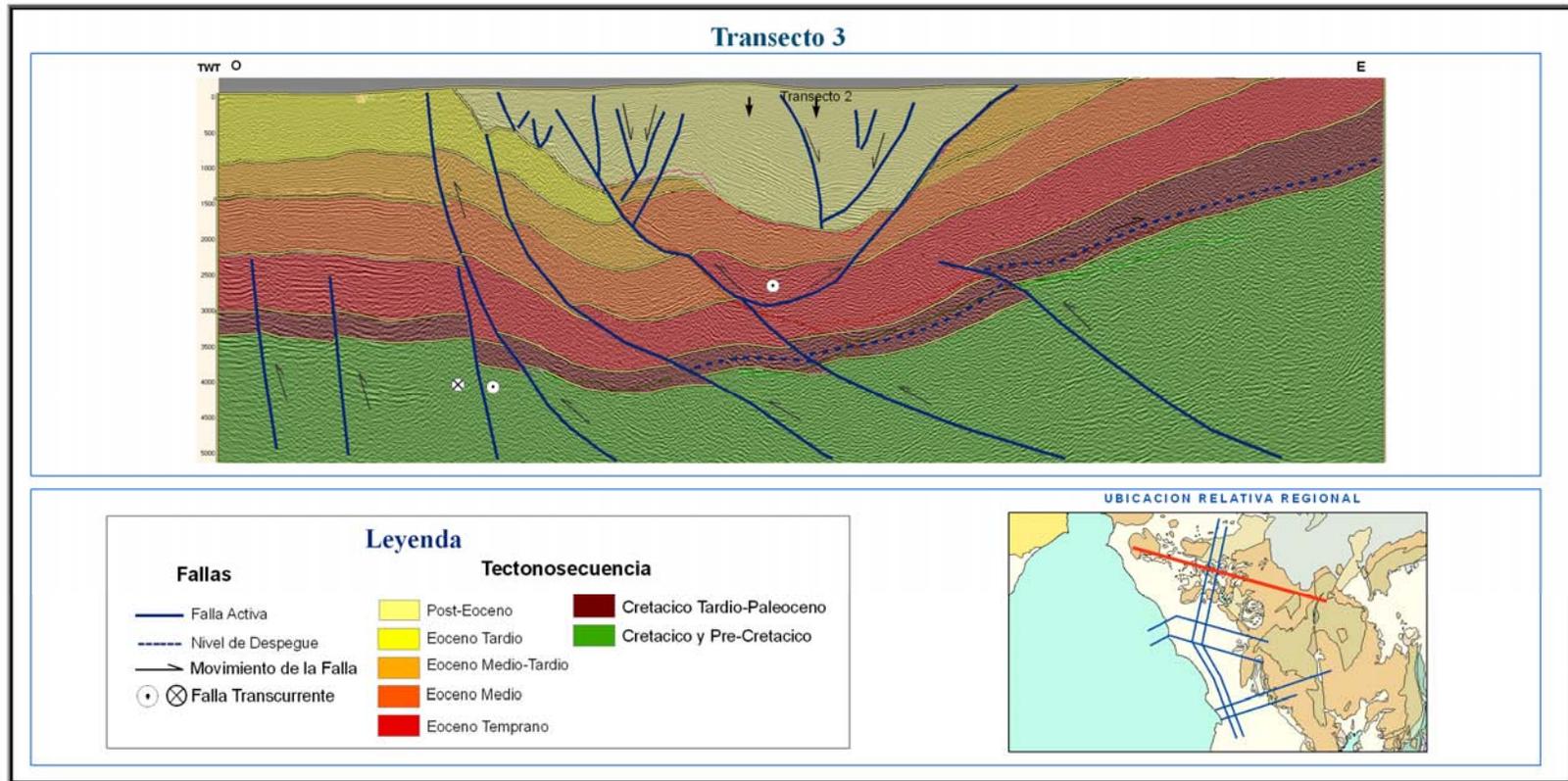


Figura 6.3.- Transecto Regional N° 3, ubicado al norte del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo C).

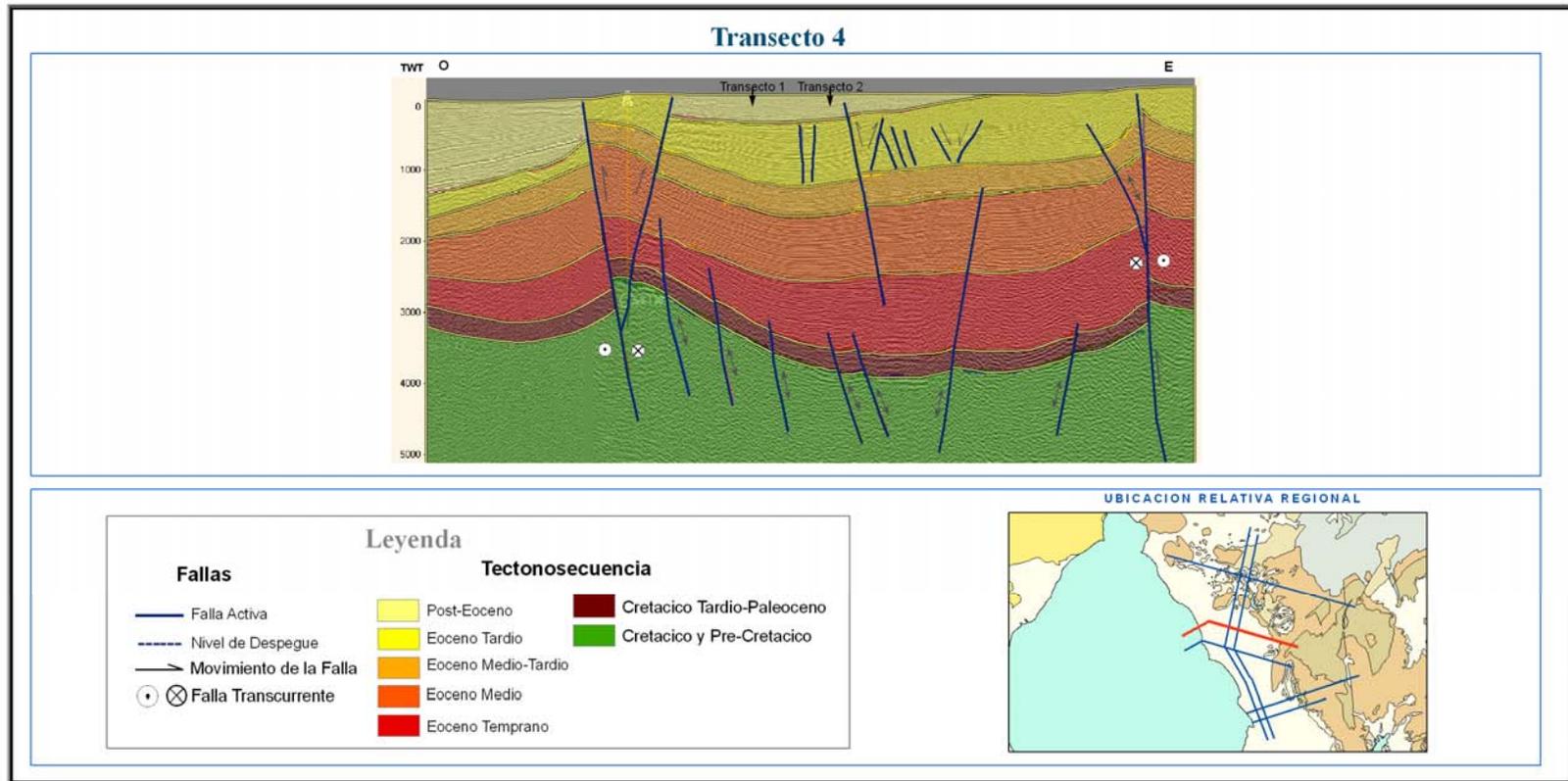


Figura 6.4.- Transecto Regional N° 4, ubicado al centro del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo D).

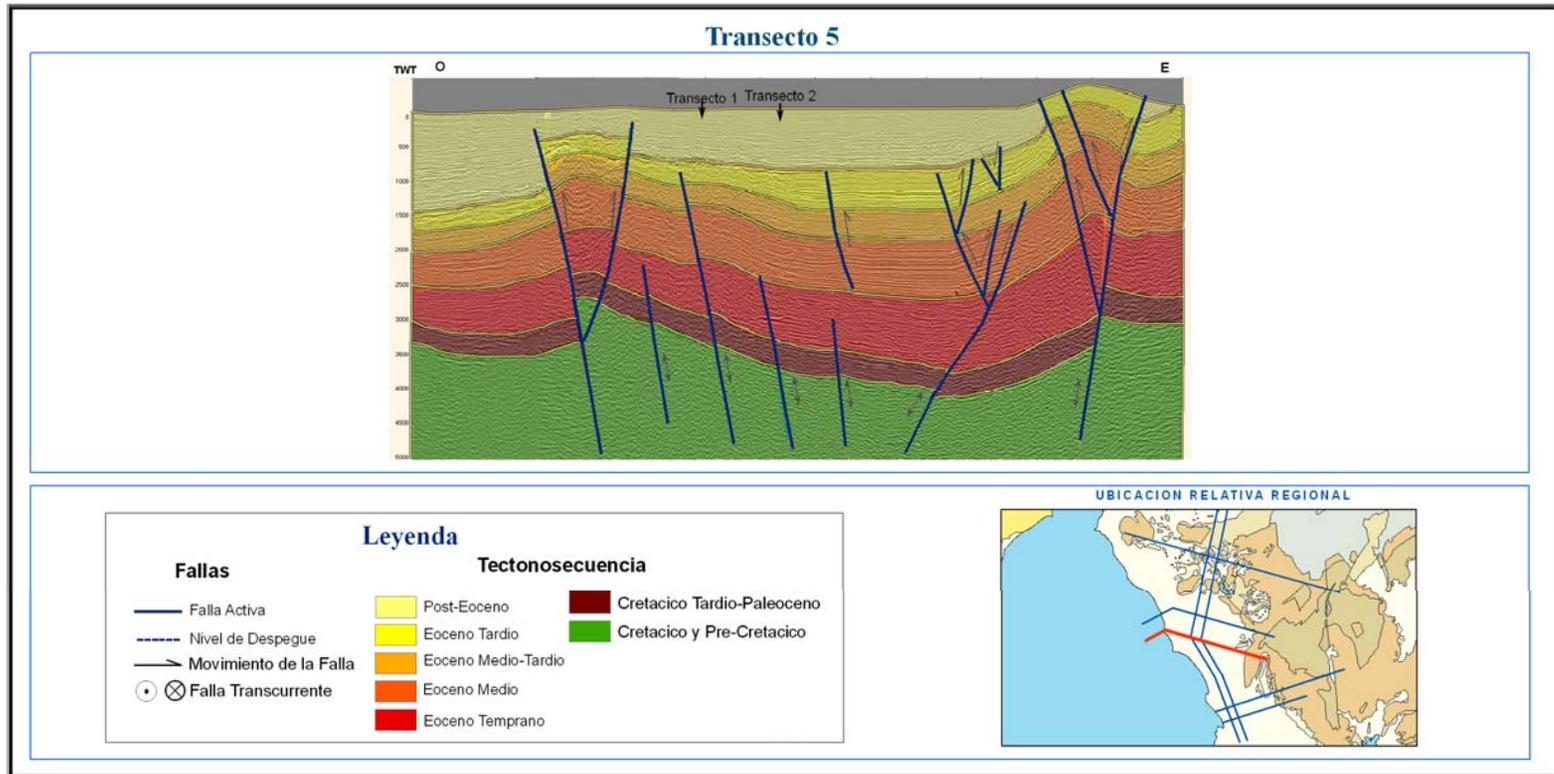


Figura 6.5.- Transecto Regional N° 5, ubicado al centro del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo E).

constatar al observar la deformación presente en gran parte de las secuencias sedimentarias superiores, se puede observar que estas fallas controlaron la sedimentación post-paleocena en la subcuenca de pueblo viejo, evidenciado por los cambios de espesores en las distintas secuencias, haciéndose mayores en el centro.

También se observó dos sistemas de fallas ubicadas a ambos lados de la subcuenca las cuales han asumido la mayor parte de la deformación y presentan fallamiento antitético, estos sistemas han sido identificadas como Pueblo Viejo (ubicada al oeste) y Burro Negro-Mene Grande (ubicada al este), y se han interpretado como grandes fallas normales de basamento reactivadas en fallas transcurrentes.

Se interpretó un conjunto de fallas normales de cobertura en las secuencias más jóvenes, asociadas también a la inversión, también se observó poca deformación en las secuencias suprayacentes a la Erosión Post-Eoceno.

En los transectos regionales 6 y 7 (figuras 5.6 y 5.7), ubicados al sur del área estudiada se observó un gran levantamiento hacia el este de la región (Serranía de Trujillo), que fue interpretado como una serie de corrimientos profundos tipo duplex con despegue superior o de techo, que se propagan deformando las secuencias cretácicas y paleocenas.

Sin embargo algunos corrimientos usaron planos de fallas preexistentes, tales como, el extremo Sur del sistema de falla Burro Negro- Mene grande.

En general las secuencias paleocenas y eocenas presentan mayores espesores hacia el este, mientras que la secuencia post-eocenas presentan su mayor espesor hacia el oeste de la falla de Mene Grande, hacia el oeste también se notan fallas normales planares, irrotacionales que afectan las secuencias cretácica y paleocena.

Se puede observar además como aumenta el espesor de la secuencia Mio/Pleistocena de este a oeste en el transecto 7 (figura 5.7), ubicado mas al sur, revelando una mayor generación de espacio al Oeste, también asociado a la orogénesis andina.

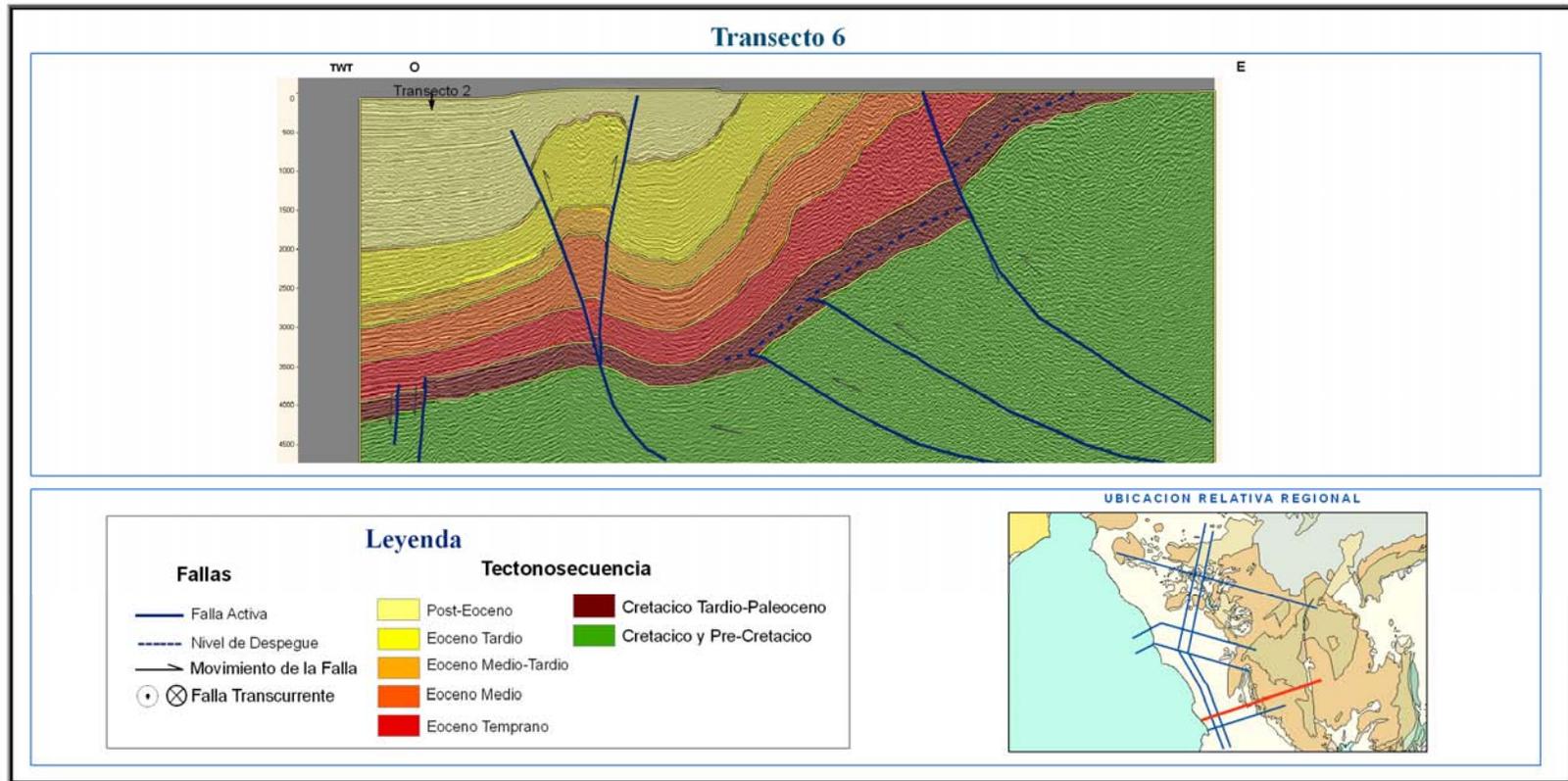


Figura 6.6.- Transecto Regional N° 6, ubicado al sur del área de estudio con dirección aproximada E-O. (ver Anexo F).

A partir de las estructuras y secuencias definidas en los transectos regionales y basados en los datos de pozo de pudo definir 6 mapas en tiempo de los principales eventos de interés:

- Cretácico (Miembro Socuy)
- Paleoceno (Formación Guasare)
- Eoceno Inferior (Tectosecuencia EI3)
- Eoceno Medio (Tectosecuencia EM1)
- Eoceno Medio Tardío (Tectosecuencia EI3)

6.3.- Modelos de Velocidades

El modelo de velocidades generado para realizar la conversión a profundidad de los horizontes en tiempo presentó velocidades comprendidas entre 6000 pies/s y 15000 pies/s, se obtuvo este amplio rango debido a la diversidad de rocas presentes en la región, por lo que se infirió que el modelo arrojó valores coherentes.

En la figura 6.14, se puede observar como las velocidades se hacen menores hacia el centro de la cuenca de Maracaibo y la figura 6.15 muestra un aumento en las velocidades hacia el norte y el este de la región. Además se pudo constatar que los valores de velocidad aumentan respectivamente con el incremento de la profundidad, lo que es otro argumento favorable en la validación del modelo.

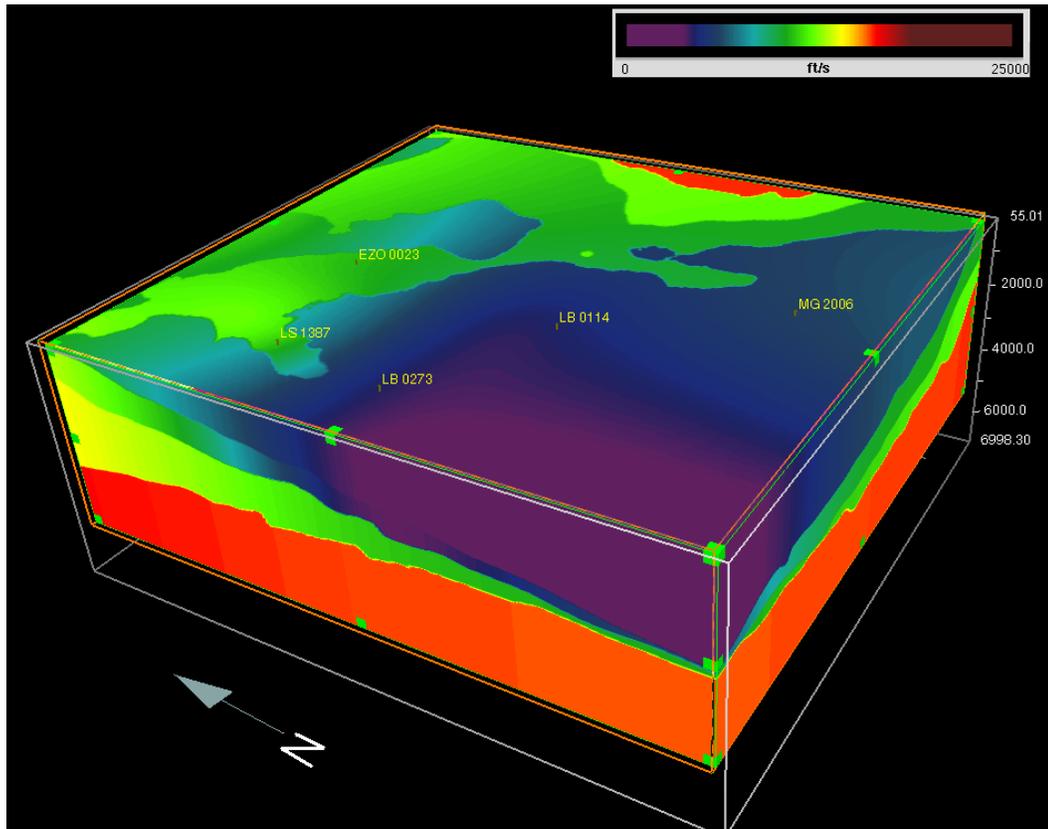


Figura 6.14.- Modelo de velocidades del Área Zulia Oriental Centro (vista NE).

En la figura 6.16 y 6.17, se revisó el comportamiento del modelo de velocidades con respecto a las estructuras presentes en el área y se observó un cambio de las velocidades en las zonas donde se encuentran las estructuras mas importantes, así como capas de distintas velocidades correspondientes a los horizontes usados en la elaboración del modelo, que separan los cambios verticales de velocidad mas importantes. También se pudo observar en la figura 6.18 los cambios laterales de las velocidades y la variación que existe entre las distintas capas del modelo para una misma profundidad.

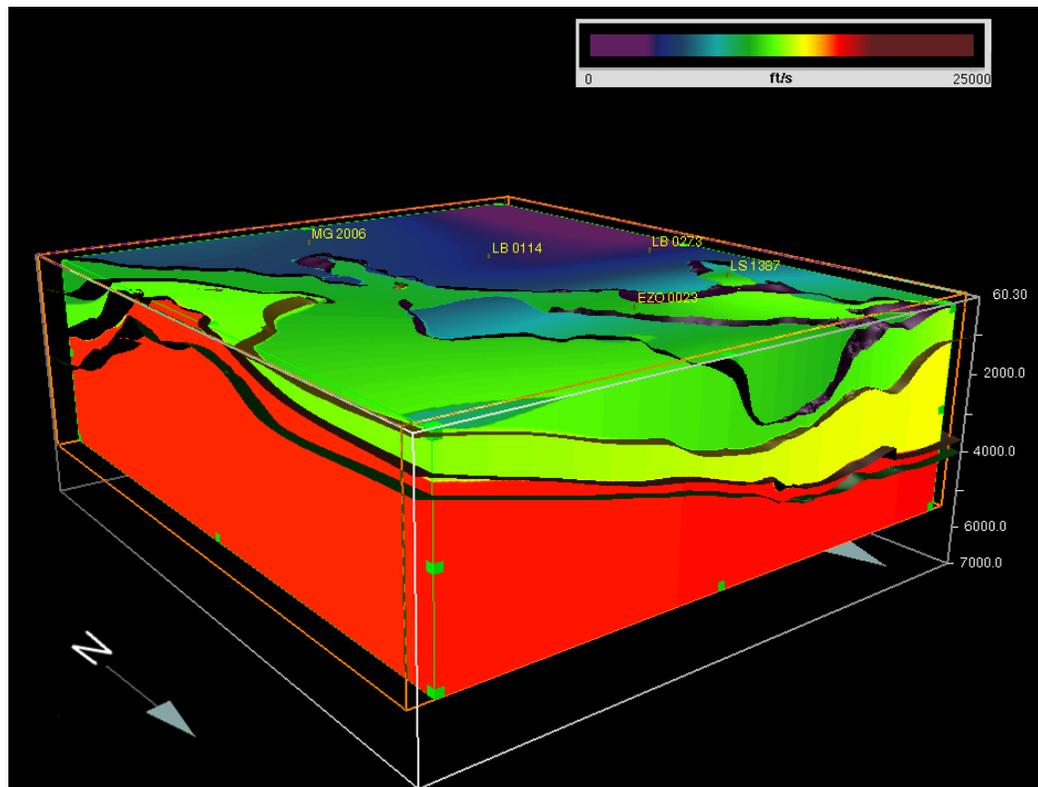


Figura 6.15.- Modelo de Velocidades del Area Zulia Oriental Centro (vista SO).

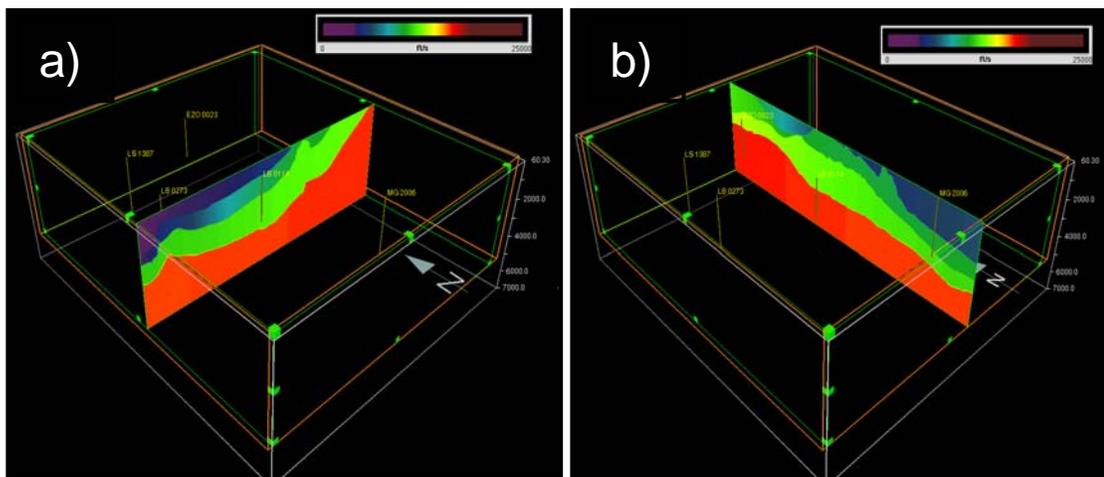


Figura 6.16.- Modelo de Velocidades a) Corte Este-Oeste. b) Corte Norte-Sur.

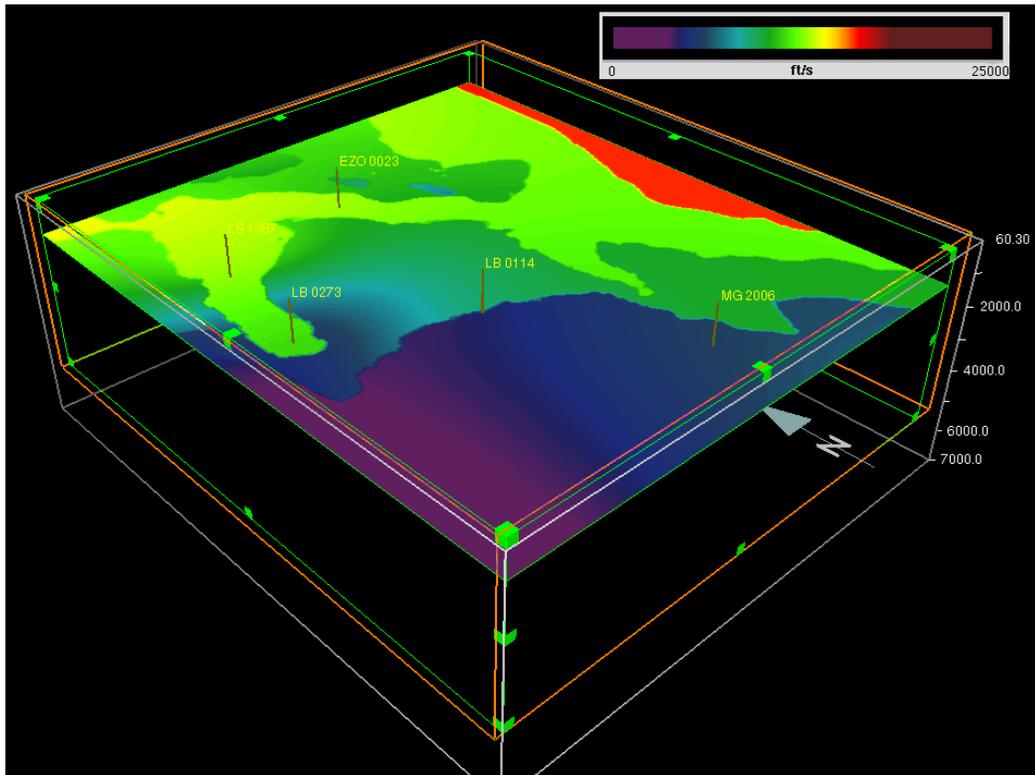


Figura 6.17.- Modelo de velocidades, corte horizontal a 1,5 segundos.

6.4.- Mapas en Profundidad

6.4.1.- Mapa Tope del Cretácico

De manera muy general, la superficie en profundidad tiene un comportamiento similar a la superficie en tiempo y esta relacionada a las estructuras interpretadas en la zona

En el mapa en profundidad (figura 6.19), se observa una cuenca controlada por dos sistemas de fallas Tigre-Pueblo Viejo y Burro Negro- Mene Grande, el eje de la cuenca es aproximadamente N-S y el área mas profunda de la cuenca se encuentra en el centro de la misma con un promedio de 6900m y al sur en el bloque deprimido de

la Falla Tomoporo donde alcanza 7200m. Se observan altos estructurales al sureste del mapa concordante con la topografía del área relacionada a la Serranía de Trujillo y a lo largo de la Falla de Pueblo Viejo, alto ubicado al oeste conocido como Horst de Pueblo Viejo.

La falla de Pueblo Viejo con rumbo aproximado Norte-Sur, genera una serie de fallas normales al sur de la subcuenca de Pueblo Viejo entre ellas la falla de Tigre y Tomoporo, mientras que al norte presenta una aparente inversión y se observó que el salto de la falla al norte es inverso y al sur es normal, lo que sugiere un comportamiento similar a la Falla Icotea ubicada en el centro del lago.

La falla de Burro Negro con rumbo N 45 O, muestra un importante control estructural de la Región de Zulia Oriental, y se observó que el bloque Este se encuentra deprimido al Norte mientras que al Sur está más levantado.

La Falla Tigre con dirección E-O y de salto normal, divide de forma muy notable la dirección de las isólinas de profundidad, al Sur de la falla tienen una orientación E-O y al Norte de la falla poseen una orientación N-S, coincidiendo con una serie de fallas aparentemente normales.

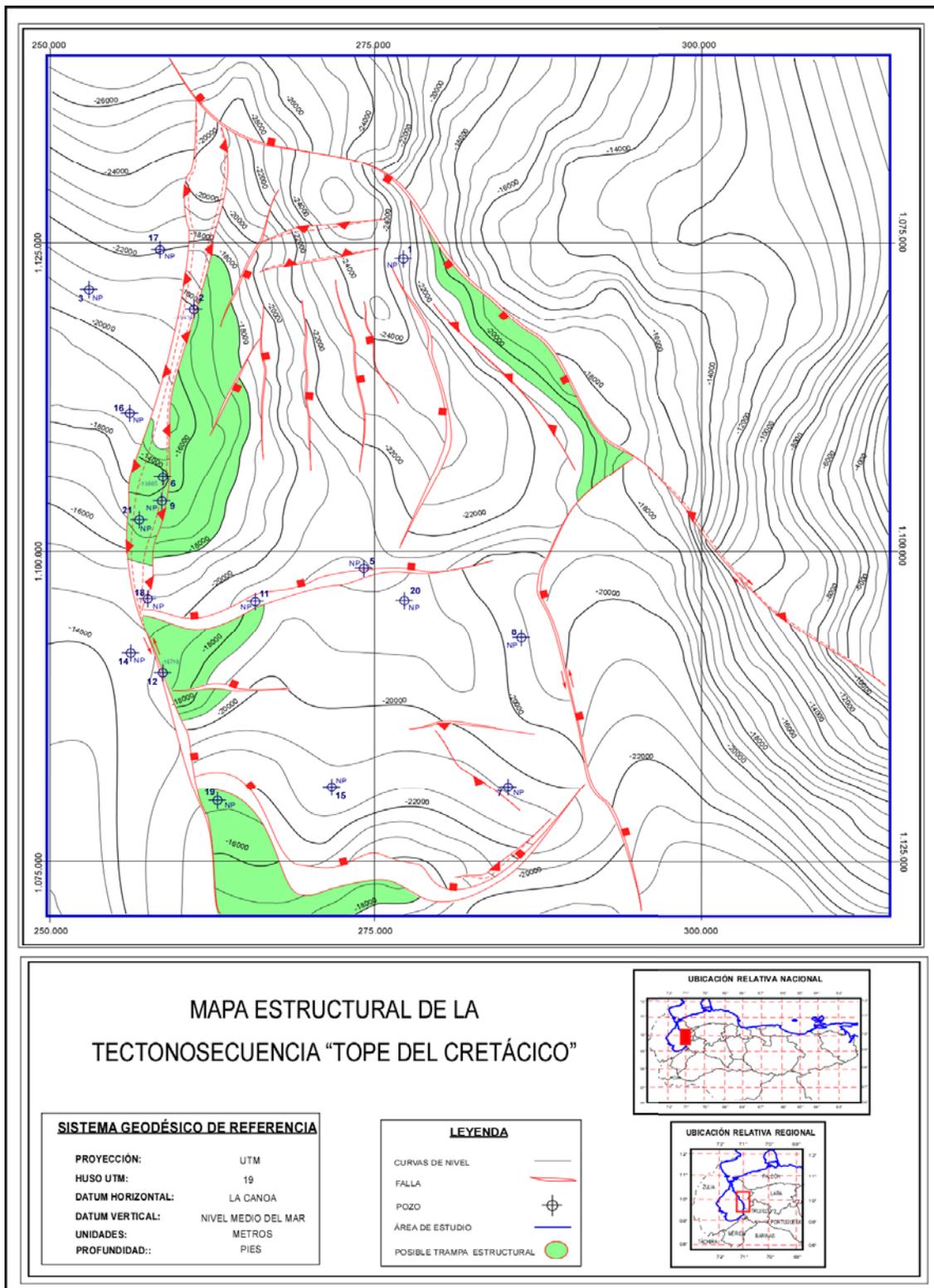


Figura 6.18.- Mapa en profundidad del tope del Cretácico

Al norte del mapa se observa una zona estructuralmente compleja por el encuentro de los dos sistemas de fallas más importantes, aunado a un salto a la izquierda de la falla de Burro Negro, generándose un área topográficamente más elevada que en el centro de la subcuenca.

Las isolíneas de profundidad permiten dividir el mapa en 5 regiones muy particulares:

La región 1, localizada al oeste de la falla de Pueblo Viejo, específicamente en el Lago de Maracaibo, tiene una orientación aproximadamente N44W, con pendiente suave y constante.

La región 2, correspondiente a la parte norte de la subcuenca de Pueblo Viejo, la orientación de las isolíneas es N-S, con pendiente relativamente suave pero aumentando hacia los bordes de la subcuenca. Al sur de esta y separadas por la Falla Tigre, se encuentra la región 3, donde las isolíneas cambian drásticamente a una dirección aproximadamente E-W con pendiente muy suave y profundizando hacia el bloque deprimido de la Falla Tomoporo.

Región 4, corresponde a una zona levantada entre la Falla Mene Grande y la falla de Burro Negro, revela cambios de pendientes de las isolíneas de suaves a fuertes hacia el este, la orientación de las isolíneas es aproximadamente N30W.

Región 5, ubicada al noreste del mapa, esta es una zona poco confiable por la baja cantidad de líneas interpretadas, sin embargo se pueden notar pendientes fuertes hacia la Serranía de Trujillo con una orientación de las isolíneas N-S, mientras que al norte la orientación es de N45W.

6.4.2.- Mapa Tope del Paleoceno

En el área de estudio esta superficie tiene un comportamiento parecido al tope del Cretáceo, la superficie del Paleoceno en profundidad tiene un comportamiento similar a la superficie en tiempo y guarda relación con las estructuras interpretadas en la zona

Se sigue observando una cuenca controlada por dos sistemas de fallas Tigre-Pueblo Viejo y Burro Negro- Mene Grande, el eje de la cuenca es aproximadamente N-S y el área mas profunda de la superficie se encuentra en el centro de la cuenca con un promedio de 6150m y al sur en el bloque deprimido de la Falla Tomoporo donde alcanza 6400m.

Se observan altos estructurales al sureste del mapa concordante con la topografía y afloramientos hacia la Serranía de Trujillo tal como se observan en el mapa geológico, se puede notar de igual manera un alto estructural a lo largo de la Falla de Pueblo Viejo.

La falla de Pueblo Viejo muestra un rumbo aproximado Norte-Sur, se observan una serie de fallas normales al sur de la subcuenca de Pueblo Viejo, mientras que al norte se notó la formación de fallas inversas y altos estructurales, el salto de la falla varía de norte a sur de inverso a normal.

La falla de Burro Negro, sigue presentando un importante control al noreste de la región y mantiene el mismo comportamiento al Norte y al Sur del bloque Este.

La Falla Tigre continua dividiendo de forma muy notable la dirección de las isolíneas de profundidad, al sur de la falla poseen una orientación E-W y al norte tiene una orientación N-S.

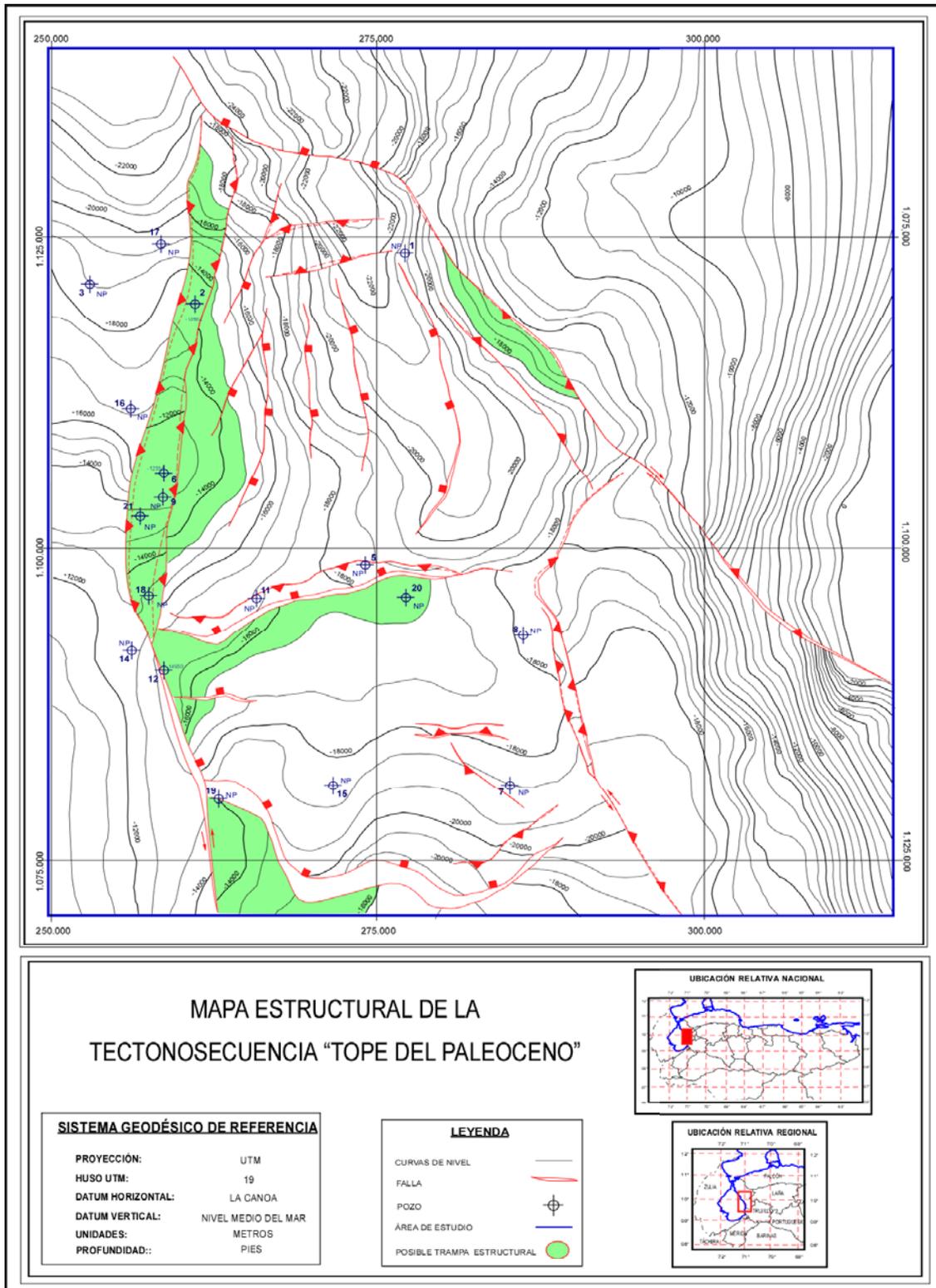


Figura 6.19.- Mapa en profundidad del Paleoceno

Se observa de igual manera, una zona estructuralmente compleja al norte del mapa, por el encuentro de los dos sistemas de fallas más importantes, además de un salto a la izquierda de la falla Burro Negro, generándose un área topográficamente mas elevada que en el centro de la subcuenca.

Al igual que el tope del Cretácico la superficie correspondiente al Paleoceno se puede dividir mapa en 5 regiones muy particulares:

La región 1, localizada al oeste de la falla de Pueblo Viejo, específicamente en el Lago de Maracaibo, tiene una orientación aproximadamente N44W, con pendiente relativamente suave y constante.

La región 2, correspondiente a la parte norte de la subcuenca de Pueblo Viejo, la orientación de las isolíneas es N-S, con pendiente suave pero aumentando hacia los bordes de la subcuenca. Al sur de esta y separadas por la Falla Tigre, se encuentra la región 3, donde las isolíneas cambian drásticamente a una dirección aproximadamente E-W con pendiente muy suave y profundizando hacia el bloque deprimido de la Falla Tomoporo.

Región 4, corresponde a una zona levantada entre la Falla Mene Grande y la falla de Burro Negro, la orientación de las isolíneas es aproximadamente N30W y se notan cambios de pendientes de suaves a abruptas hacia el este.

Región 5, ubicada al noreste del mapa, esta es una zona poco confiable por la baja cantidad de líneas interpretadas, sin embargo se pueden notar pendientes fuertes hacia la Serranía de Trujillo con una orientación de las isolíneas N-S, mientras que al norte la orientación es de N45W.

6.4.3.- Mapa Eoceno Temprano

En el mapa del eoceno temprano (EI3) se continúan observando los sistemas de fallas presentes en los horizontes inferiores, a excepción de las fallas normales de basamento interpretadas en la subcuenca de pueblo viejo que prácticamente no cortan las secuencias eocenas.

Las fallas mayores son continuas y generan un fuerte control estructural de todos los flancos de la región. Se puede apreciar un fuerte levantamiento al Este y noreste del área, hasta llegar a una profundidad cero (0) metros. Los mayores valores de profundidad se observan al sur de la región y se deben al efecto de la falla de Tomoporo, también se apreciaron grandes bloque levantado a lo largo de la falla de pueblo viejo y Mene Grande.

El mayor salto de falla se observó en la falla normal de Tomoporo con un salto de 700 metros, mientras que en la falla de Pueblo Viejo se mantiene el mismo comportamiento de tijera, inverso al norte y normal al sur.

En el mapa del eoceno temprano, se pueden observar 5 regiones muy particulares, que se describen a continuación:

La región 1, localizada al oeste de la falla de Pueblo Viejo, específicamente en el Lago de Maracaibo, tiene una orientación aproximadamente N44W y cambia a N-S en el norte de la región, la pendiente es relativamente suave.

La región 2, correspondiente a la parte norte de la subcuenca de Pueblo Viejo, la orientación de las isolíneas es N-S, con pendiente suave pero aumentando hacia el flanco Este de la subcuenca. Al sur de esta zona se definió la región 3, donde las isolíneas cambian drásticamente a una dirección aproximadamente N 80 O con buzamiento muy suave y profundizando hacia el bloque deprimido de la Falla Tomoporo.

Región 4, corresponde a una zona levantada entre la Falla Mene Grande y la falla de Burro Negro, la orientación de las isolíneas es aproximadamente N30W y se notan cambios de pendientes de suaves a abruptas hacia el este.

Región 5, ubicada al noreste del mapa, esta es una zona poco confiable por la baja cantidad de líneas interpretadas, sin embargo se pueden notar pendientes fuertes hacia la Serranía de Trujillo con una orientación de las isolíneas N 45 E.

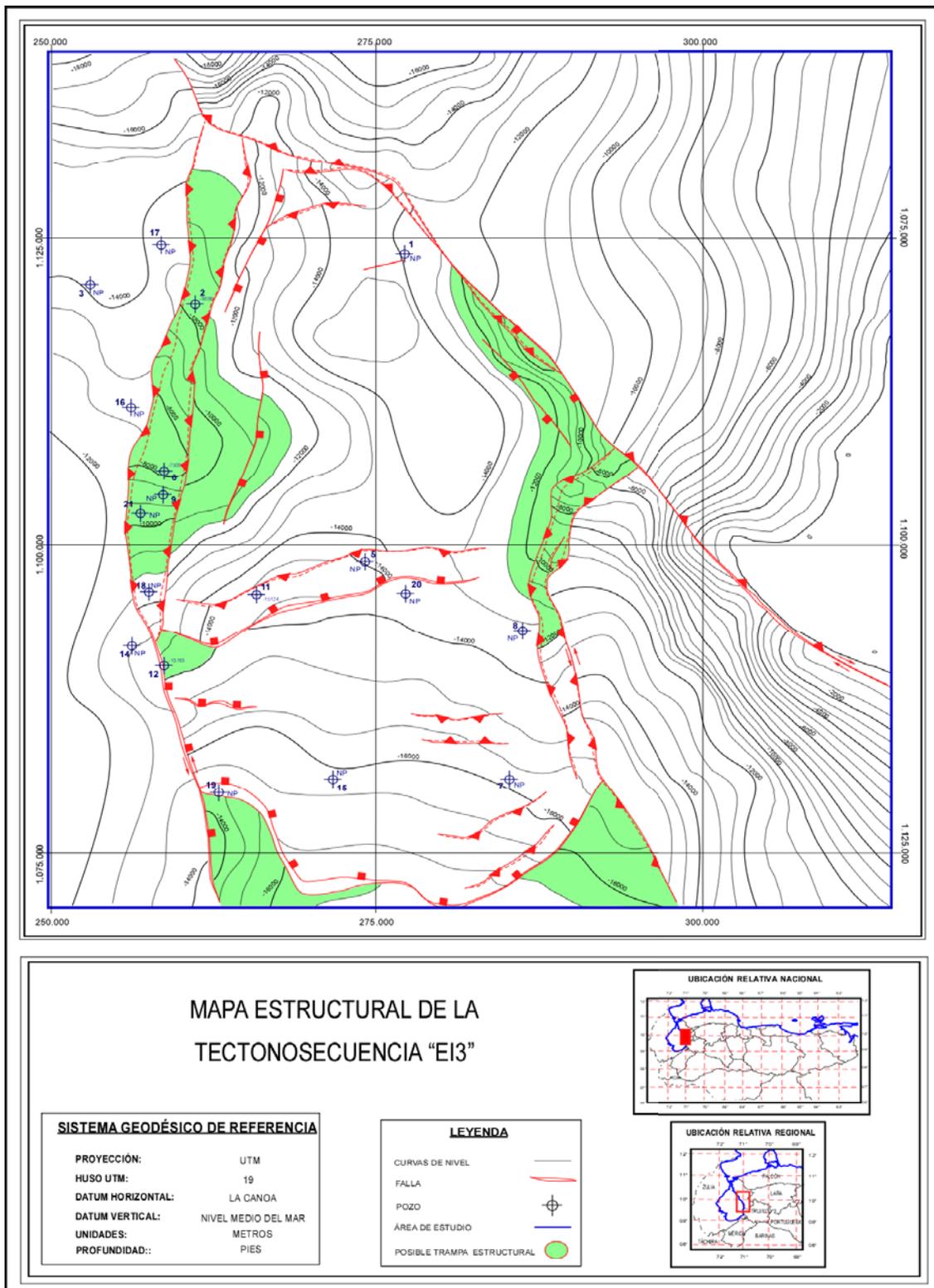


Figura 6.20.- Mapa en Profundidad del tope del Eoceno Temprano

6.4.4.- Mapa de Tectonosecuencia EM1

De manera muy general, la superficie en profundidad tiene un comportamiento similar a la superficie en tiempo y esta relacionada a las estructuras interpretadas en la zona

En el mapa en profundidad (figura 6.22), se observa que la cuenca controlada por dos sistemas de fallas Tigre-Pueblo Viejo y Burro Negro- Mene Grande, el eje de la cuenca es aproximadamente N-S y el área mas profunda de la cuenca se encuentra al sur en el bloque deprimido de la Falla Tomoporo donde alcanza 4600m. Se observan altos estructurales al sureste del mapa concordante con la topografía del área relacionada a la Serranía de Trujillo y a lo largo de la Falla de Pueblo Viejo, alto conocido como Horst de Pueblo Viejo.

La falla de Pueblo Viejo con rumbo aproximado Norte-Sur, genera una serie de fallas normales al sur de la subcuenca de Pueblo Viejo entre ellas la falla de Tigre y Tomoporo, mientras que al norte presenta una aparente inversión y se observó que el salto de la falla al norte es inverso y al sur es normal, lo que sugiere un comportamiento similar a la Falla Icotea ubicada en el centro del lago.

La falla de Burro Negro con rumbo N30W, muestra un importante control estructural de la Región de Zulia Oriental, y se observó que el bloque Este se encuentra deprimido al Norte mientras que al Sur está más levantado.

Al norte del mapa se observa una zona estructuralmente compleja por el encuentro de los dos sistemas de fallas más importantes, aunado a un salto a la izquierda de la falla distal Burro Negro, generándose un área topográficamente mas elevada que en el centro de la subcuenca.

Al este se observa el área mas elevada y posiblemente aflorando, concordante con el mapa geológico y la topografía de la zona. El comportamiento de las isolíneas es similar al del mapa de la tectonosecuencia EI3.

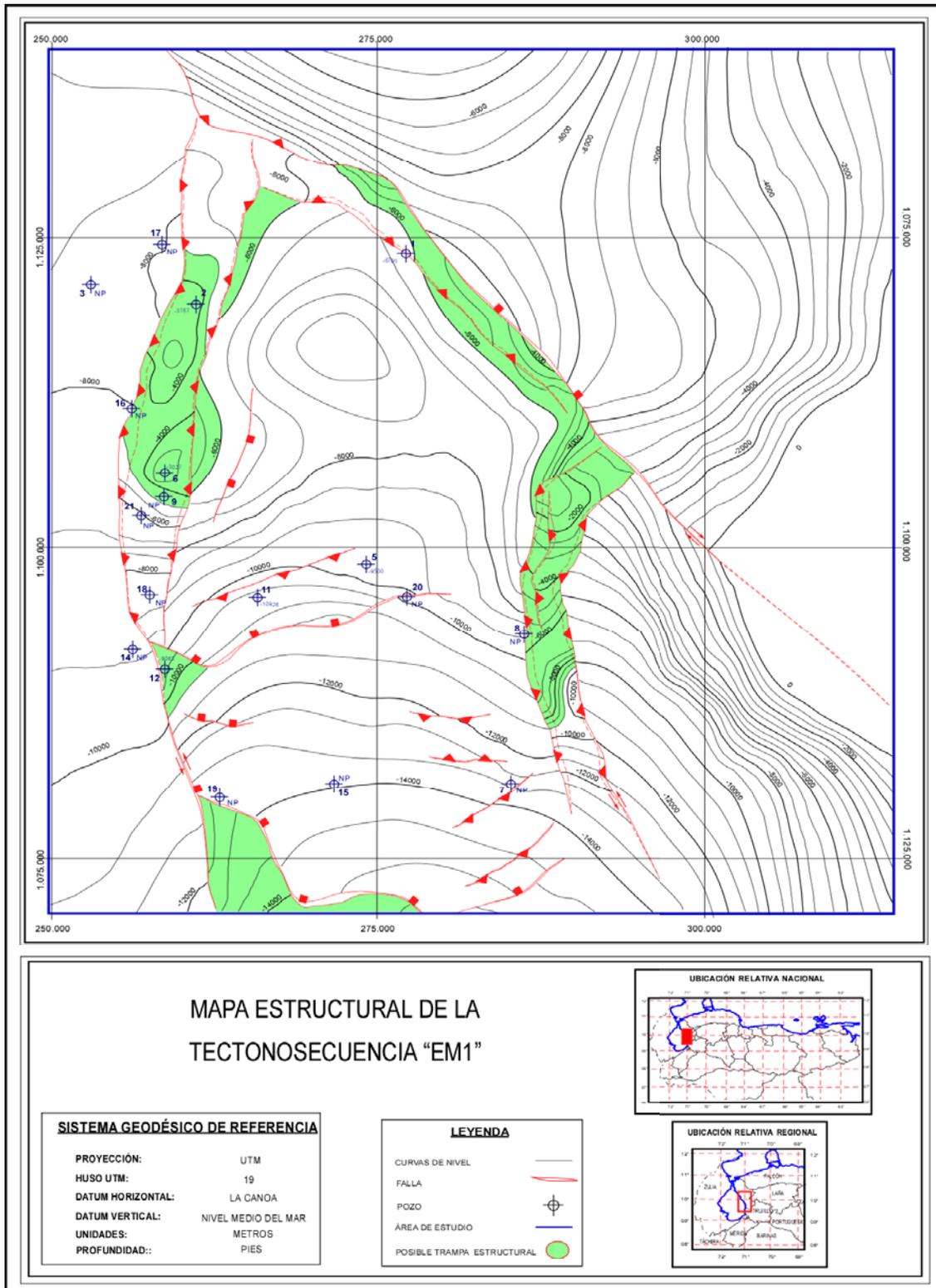


Figura 6.21.- Mapa en Profundidad Tectonosecuencia EM1

6.4.5.- Mapa de Tectonosecuencia EM4

La superficie en profundidad (figura 5.23), guarda relación con la superficie en tiempo y esta relacionada a las estructuras interpretadas en la zona; la cuenca controlada por dos sistemas de fallas Tigre-Pueblo Viejo y Burro Negro- Mene Grande, el eje de la cuenca es aproximadamente N-S y el área mas profunda de la cuenca se encuentra al sur en el bloque deprimido de la Falla Tomoporo donde alcanza 4600m. Se observan altos estructurales al sureste del mapa concordante con la topografía del área relacionada a la Serranía de Trujillo y a lo largo de la Falla de Pueblo Viejo, alto conocido como Horst de Pueblo Viejo.

Se siguen observando una serie de fallas normales al sur de la subcuenca de Pueblo Viejo entre ellas la falla de Tigre y Tomoporo, mientras que al norte presenta una aparente inversión y se observó que el salto de la falla al norte es inverso y al sur es normal, lo que sugiere un comportamiento similar a la Falla Icotea ubicada en el centro del lago.

La falla de Burro Negro con rumbo N30W, muestra un importante control estructural de la Región de Zulia Oriental, y se observó que el bloque Este se encuentra deprimido al Norte mientras que al Sur está más levantado.

Al norte del mapa se observa una zona estructuralmente compleja por el encuentro de los dos sistemas de fallas más importantes, aunado a un salto a la izquierda de la falla destral Burro Negro, generándose un área topográficamente mas elevada que en el centro de la subcuenca.

Las isolíneas de profundidad permiten dividir el mapa en 5 regiones muy particulares:

Región 1, corresponde a una zona levantada y estructuralmente compleja asociada a una zona de relevo y coincidencia de los dos sistemas de fallas principales del área la dirección de las isolíneas es aproximadamente N75O.

La región 2, correspondiente a la parte norte de la subcuenca de Pueblo Viejo, la orientación de las isolíneas es N15E, paralelas a la falla de Pueblo Viejo con pendiente relativamente suave pero aumentando hacia el Hors de Pueblo Viejo. Al sur de esta se encuentra la región 3, donde las isolíneas cambian drásticamente a una dirección aproximadamente N80O con pendiente muy suave y profundizando hacia el bloque deprimido de la Falla Tomoporo.

Región 4, corresponde a una zona levantada entre la Falla Mene Grande y la falla de Burro Negro, la orientación de las isolíneas es aproximadamente N30W y se notan cambios de pendientes de suaves a abruptas hacia el este.

Región 5, ubicada al noreste del mapa, se observan pendientes fuertes hacia la Serranía de Trujillo con una orientación de las isolíneas N 40 E.

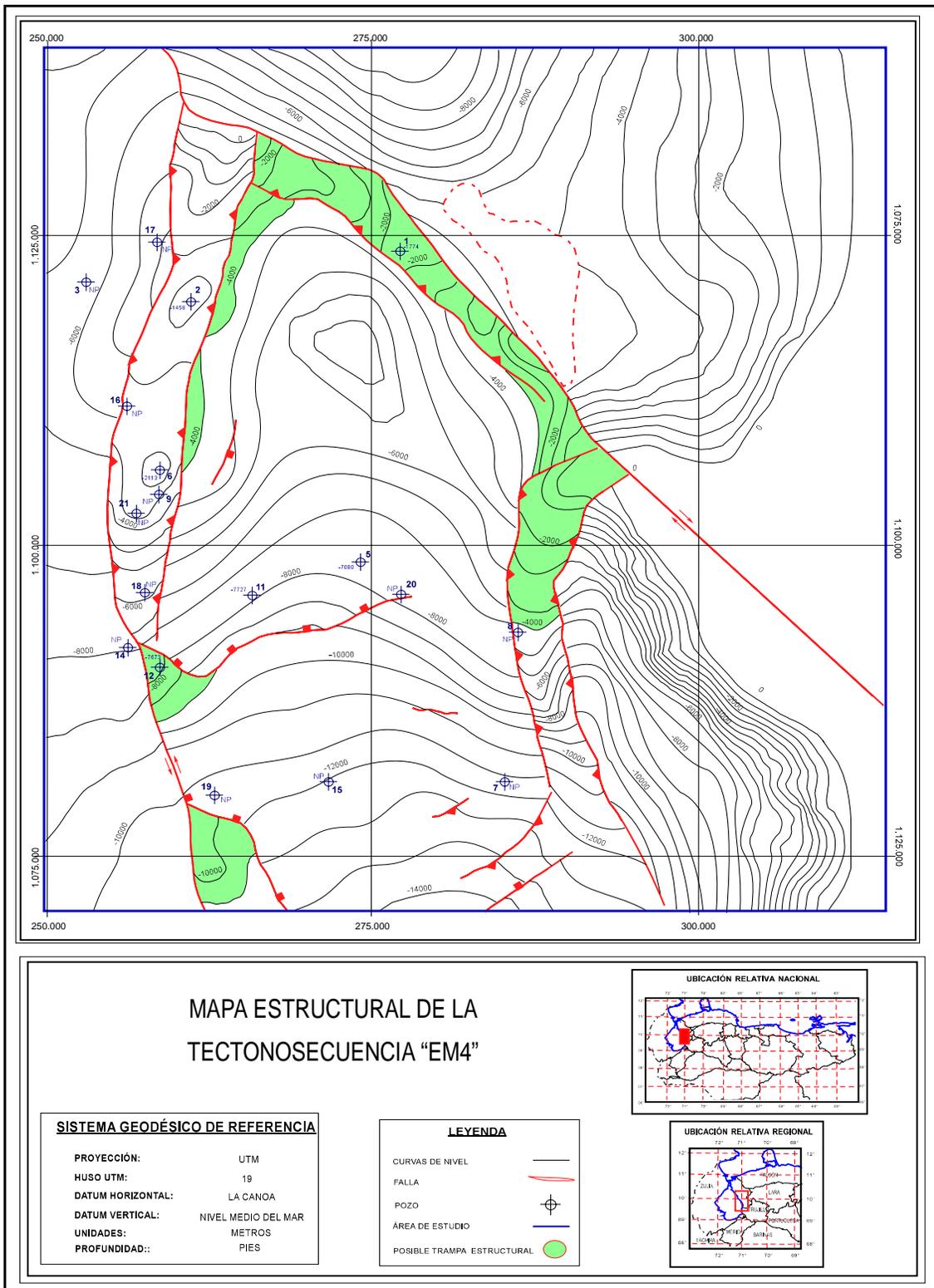


Figura 6.22.- Mapa en Profundidad Tectonosecuencia EM4

CAPÍTULO VII

MODELO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

El modelo geológico estructural generado es consistente con los datos de pozo y con las líneas sísmicas en profundidad. En general se observó en el modelo un área controlada por dos sistemas de fallas de rumbo subverticales (figura 7.1).

El primer sistema de fallas Burro Negro-Mene Grande, que mantiene un gran control tectónico, la Falla de Burro Negro se comporta como una falla de rumbo aproximadamente subvertical, sin embargo se puede observar una zona de relevo (con salto a la izquierda), en el centro del área de estudio, donde también confluye la Falla de Pueblo Viejo.

El Bloque Este de la falla se encuentra deprimido al Norte y elevado al Sur; de igual manera se puede observar un alto estructural en la zona de relevo, generado por cabalgamiento, seguido de una pequeña cuenca posiblemente Miocena,

Se puede observar el desarrollo de una falla antitética debido al movimiento de rumbo, llamada Falla de Ballenato. Parte de este sistema es la Falla Mene Grande, la cual presenta características similares a la Falla de Burro Negro, se trata de una falla de rumbo aproximadamente N-S, de alto ángulo.

El siguiente sistema de fallas importante es el correspondiente a la Falla Pueblo Viejo, con rumbo aproximadamente N-S y caracterizada por buzamiento de alto ángulo, al norte se comporta como inversa mientras al sur como normal, posee otras estructuras asociadas como son las fallas normales Tigre y Tomoporo, también se puede notar la presencia de inversión al norte, donde se encuentra con la Falla de Burro Negro.

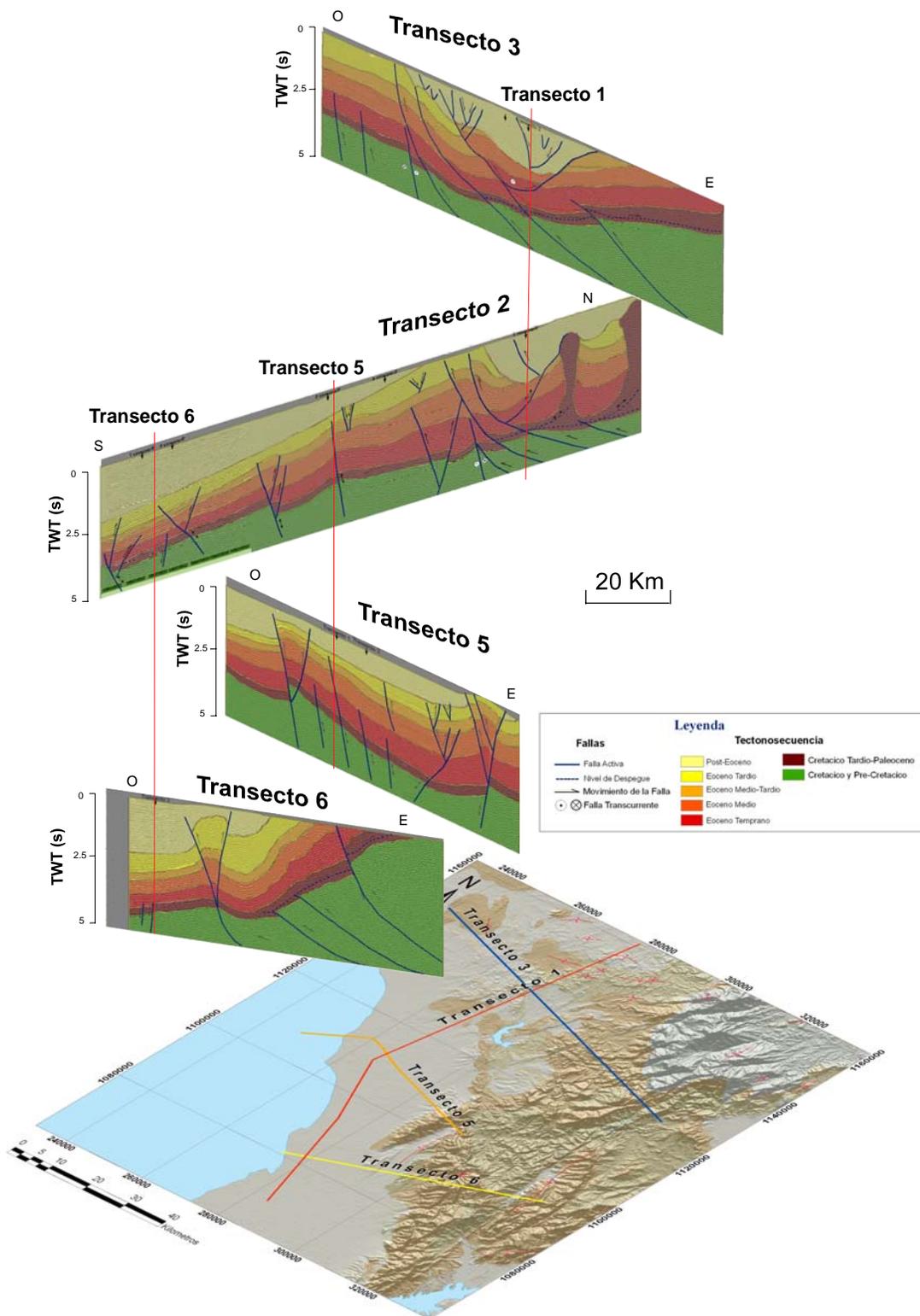


Figura 7.1.- Estilos estructurales de Zulia Oriental.

De igual manera se pudo observar una serie de fallas normales con dirección N-S, posiblemente asociadas a tectónica de basamento que afectan a las superficies cretácica y paleocena. En general se percibe la posible rotación del bloque en sentido antihorario, inversión general de la cuenca al noroeste y extensión al sudoeste de la cuenca.

A partir de la interpretación de los horizontes de interés y de las estructuras mas relevantes se pudo definir o verificar siete tectonosecuencias principales, cada una de ellas esta dominada por una tectónica regional compleja.

7.1.- Tectonosecuencia Triásico-Jurásico

En los transectos regionales interpretados en la región de Zulia Oriental se observó un sistemas de fallas normales de basamento con dirección aproximada N-S, asociadas a un régimen extensional de tipo apertura continental o “rifting”, estas estructuras están vinculadas posiblemente a la separación del supercontinente Pangea (Orogénesis Herciniana), descritos para este periodo por Bartok (1993), Passalacqua *et al.* (1995) y Lugo y Mann (1995).

Estas fallas normales fueron asociadas a este régimen extensivo debido a su configuración, ya que son planares, irrotacionales y presentan alto ángulo, características de una subsidencia termal. Dichas fallas generaron el espacio para la formación de la Subcuenca de Pueblo Viejo.

7.2.- Tectonosecuencia Cretácico Temprano a Tardío

Para este periodo el espacio generado por las fallas normales de basamento en el periodo de expansión continental fue rellenado por arenas de la formación Rio Negro, siendo sus ambientes de depositación muy variables (PDVSA- Intevep, 1997). Estos sedimentos pasaron transicionalmente de un ambiente continental-costero a un ambiente nerítico somero o de plataforma (Parnaud, 1995).

Posteriormente se produjo la depositación de secuencias calcareas en ambientes neríticos someros, tales como El Grupo Cogollo y la Formación La Luna, culminando con el miembro Socuy de la Formación Colon identificado como tope del Cretácico. Estas secuencias se caracterizan por ser buenos reflectores sísmicos, que mantienen espesores contantes a lo largo de toda la región interpretada lo que indica un ambiente tectónico estable sin reactivación aparente de las fallas normales de basamento para este periodo, como se observa en la figura 7.2.

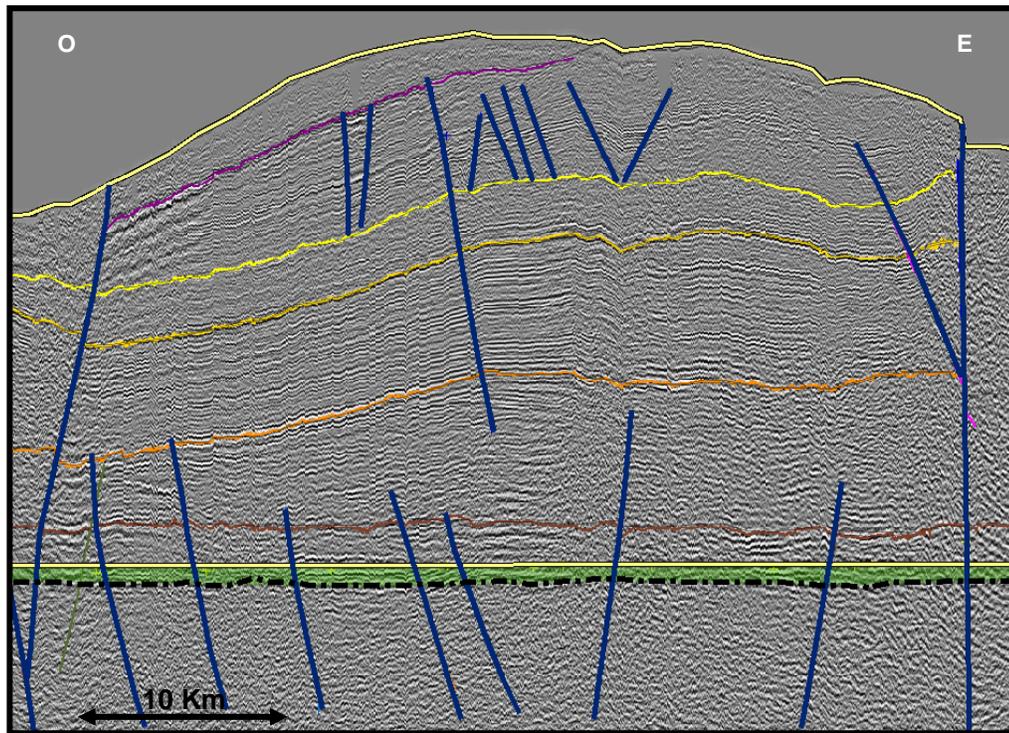


Figura 7.2.- Tectonosecuencia Cretácica horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.

7.3.- Tectonosecuencia Cretácico Tardío – Paleoceno

Comienza una transición entre el margen pasivo y un margen activo asociado a la colisión de la Placa Caribe con la Placa Suramericana, ocasionando una compresión desde el oeste que generó un depocentro con una dirección relativa NE-SO. En el eje de esta cuenca se depositaron sedimentos marino-profundos sobre la secuencia carbonática depositada en la tectonosecuencia anterior.

Posteriormente el depocentro de la cuenca migra hacia el este debido a un desplazamiento del sistema de esfuerzos asociado al movimiento de la Placa Caribe, ocasionando una transición de ambientes marino profundos a ambientes nerítico-costeros en la región estudiada, provocando la depositación de calizas glauconíticas (Fm. Guasare) caracterizadas por ser un reflector fuerte y continuo apreciable en la sísmica, que se depositó concordantemente sobre las lutitas marinas de la Formación Colon, (González de Juana et al. 1980).

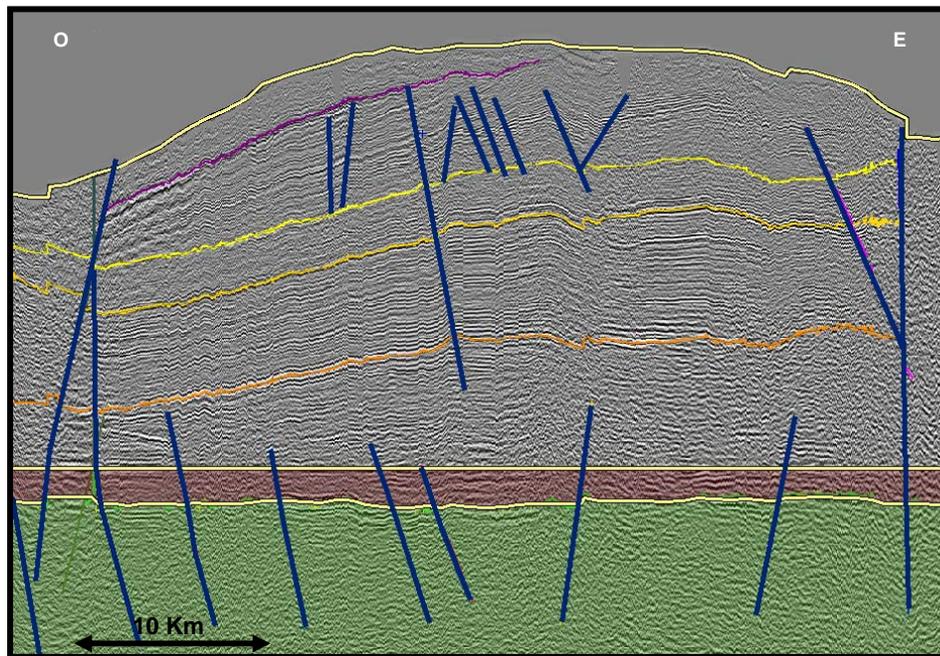


Figura 7.3.- Tectonosecuencia Cretácica Tardía - Paleocena horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.

En esta tectonosecuencia no se observan grandes cambios de espesores entre el Cretácico y el Paleoceno (figura 7.3), además el espesor interpretado para la secuencia Cretácica Tardía (Fm. Colon – Mito Juan) en el área de estudio concuerda con lo descrito por Parnaud *et al.* (1995), ya que esta región constituía el flanco Este del depocentro que se formó a finales del Cretácico, por lo que se esperaba observar un menor espesor de dicha secuencia para esta zona.

7.4.- Tectonosecuencia Paleoceno Tardío – Eoceno Inferior

La compresión oblicua ocasionada por el movimiento de la Placa Caribe al norte de la región (figura 7.4), provoca la entrada de la Napa de Lara, generando un depocentro por subsidencia flexural al noreste de la Cuenca de Maracaibo de acuerdo con Escalona y Mann (2005). La presencia de un área positiva al norte, sirvió de fuente para un gran aporte de sedimentos turbidíticos que rellenaron el profundo surco generado por la subsidencia flexural antes mencionada.

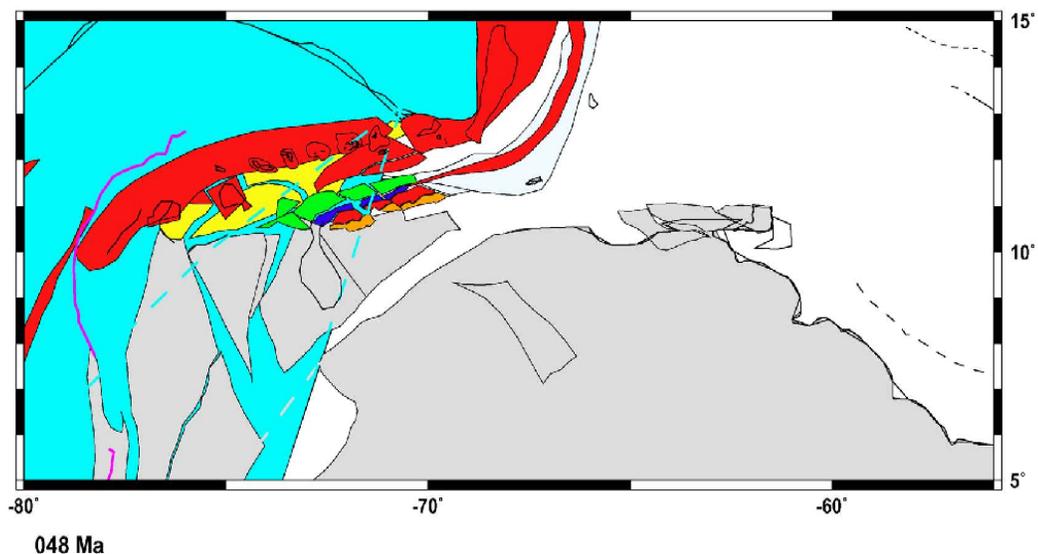


Figura 7.4.- Ubicación de la Placa Caribe a comienzos del Eoceno, se puede observar las áreas positivas al norte (modificado de Alejandro Escalona, Lisa Gahagan y Paul Mann de UTIG).

Este gran aporte de sedimentos reactivó por subsidencia las fallas normales de basamento preexistentes, generando espacio y controlando la sedimentación lo que ocasionó mayores espesores hacia el Este como se puede observar en la figura 7.5, donde posiblemente se depositaron sedimentos turbidíticos (Fm. Trujillo).

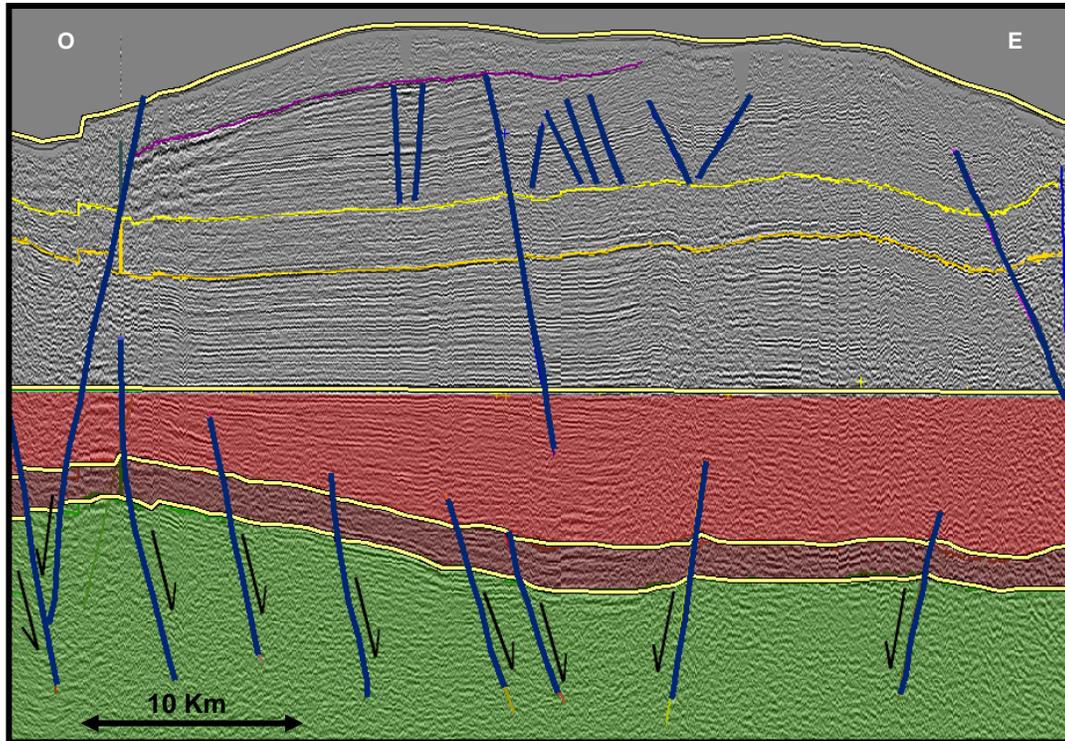


Figura 7.5.- Tectonosecuencia Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.

Estas fallas reactivadas en este periodo cortaron las secuencias cretácicas tardías y paleocenas (formaciones La Luna, Colon y Guasare) depositadas previamente en un régimen tectónico mas estable. Además en la figura 7.5 se puede observar al Oeste el alto de Pueblo Viejo, dicha estructura se interpretó como el límite occidental de la apertura que genero el espacio para la formación de la subcuenca de Pueblo Viejo.

7.5.- Tectonosecuencia Eoceno Medio

Para este periodo el emplazamiento de la Napa de Lara continuo generando una migración al sureste del depocentro con una fuente de sedimentos provenientes del norte, la cuenca fue rellenada con secuencias fluvio-deltaicas (Parnaud *et al.*, 1995).

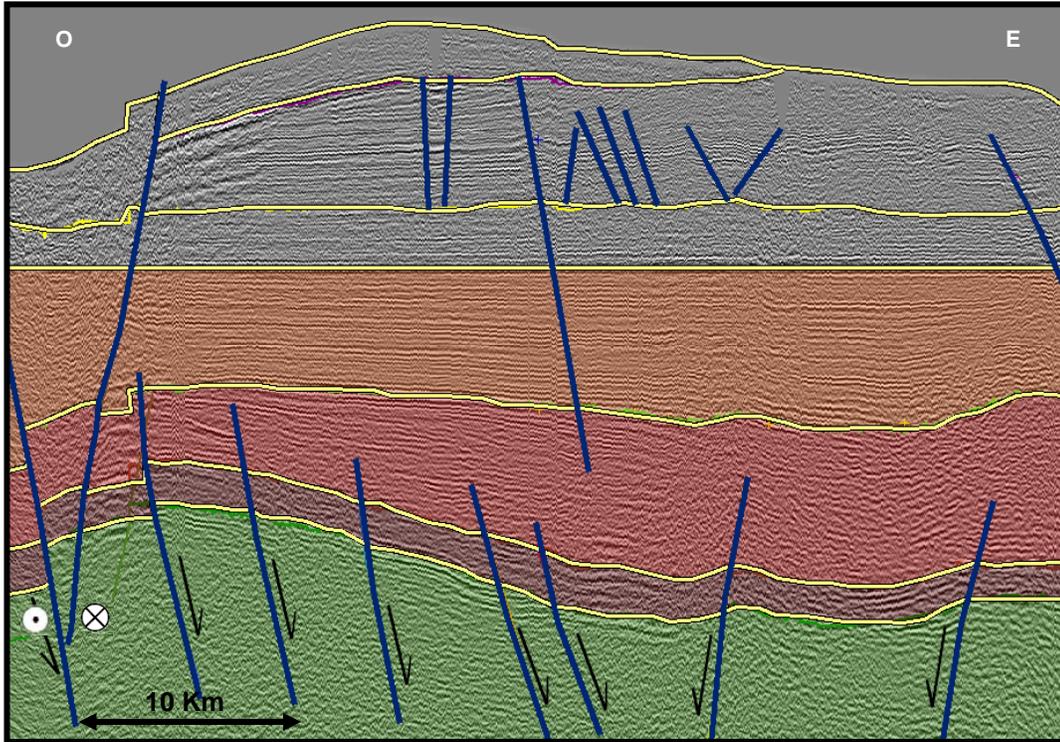


Figura 7.6.- Tectonosecuencia Eoceno Medio horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.

En la figura 7.6 se puede observar subsidencia al este de la sección con actividad de las fallas normales de basamento y un cambio de dirección en los reflectores, dicho cambio es indicio de la progradación forzada descrita por Escalona y Mann (2005) y refleja el avance de la Napa de Lara a comienzos del Eoceno Medio.

Además en los transectos regionales 1 y 2 (figuras 6.1 y 6.2), se pudo observar también que existe un cambio de espesores de norte a sur, apreciándose los mayores

espesores al norte de la región, otra evidencia del efecto generado por la entrada de la Napa de Lara y de la presencia de la Placa Caribe.

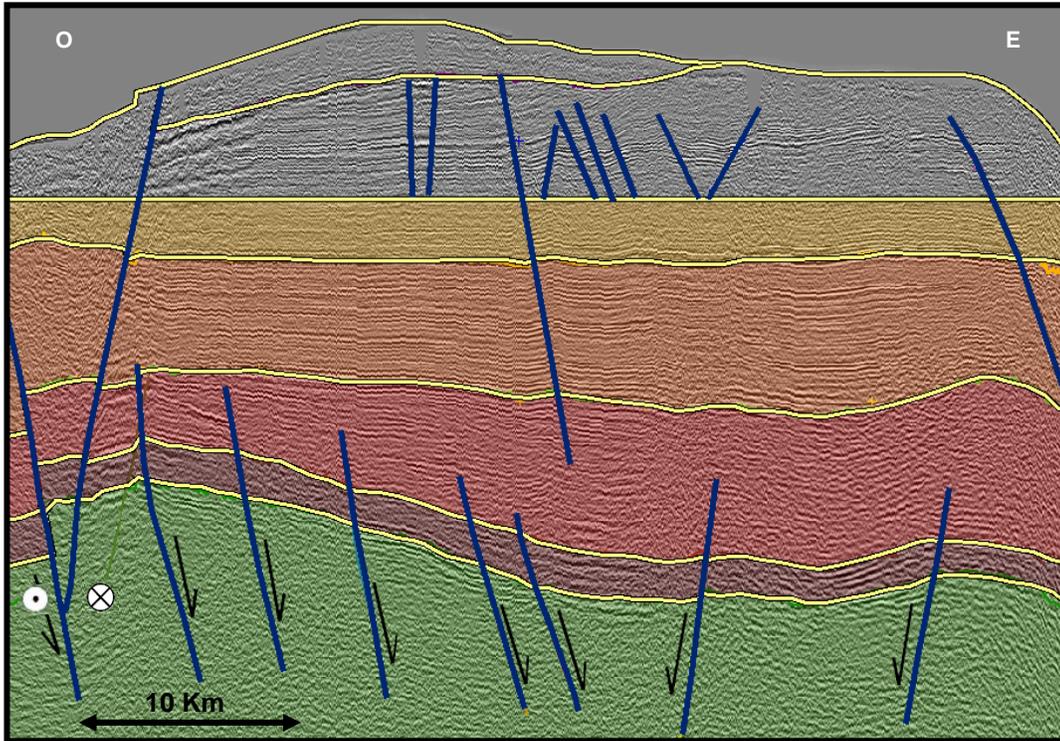


Figura 7.7.- Tectonosecuencia Eoceno Medio horizontalizada, se puede observar la deformación asociada a esta tectonosecuencia.

Luego a finales del Eoceno Medio se pueden ver en la figura 7.7, menores variaciones de los espesores, indicando que para este periodo cesa la subsidencia y se estabiliza la cuenca, además se observa el cese del efecto de flexura provocado por la Napa de Lara.

Posteriormente comienza una inversión de la cuenca por rebote tectónico o isostasia (ver figura 7.8) descrito por Escalona (2004), evidenciado por la deformación asociada a la falla ubicada en el centro de la cuenca para este periodo como se aprecia en la figura 7.7.

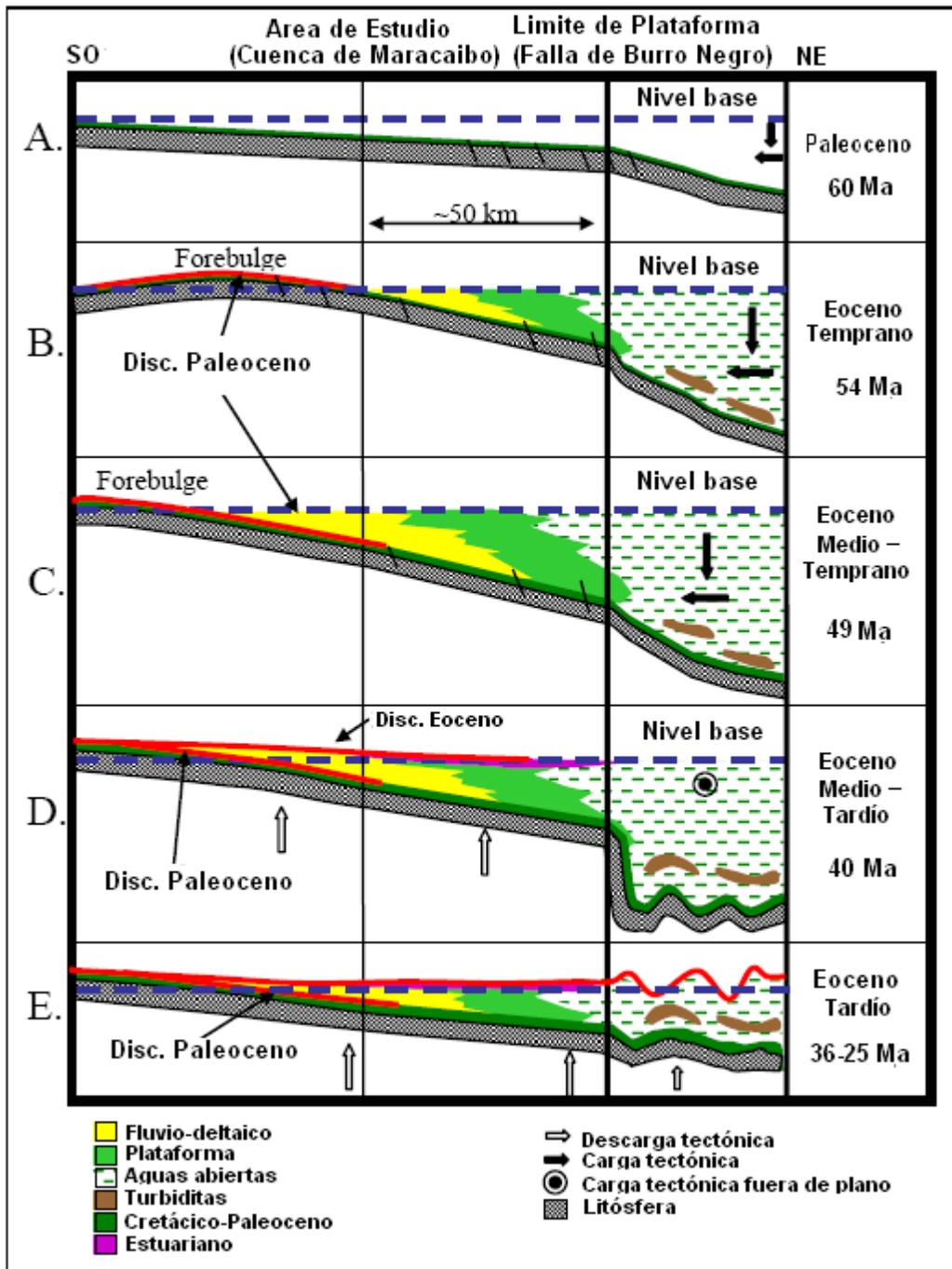


Figura 7.8.- Diagrama de la subsidencia flexural de la Cuenca de Maracaibo entre el Paleoceno y el Eoceno. (modificado de Escalona, 2004).

7.6.- Tectonosecuencia Eoceno Tardío

De acuerdo con lo descrito en el marco geológico, el área sufre una serie de cambios principalmente por la presencia de un área positiva en el este y sureste, tal como se observó en la figura 3.8, la cual muestra la separación definitiva de las cuencas de Falcón y Maracaibo.

Se puede observar en la figura 7.9, una serie de estructuras de colapso, asociadas al rebote tectónico antes mencionado en la Cuenca de Maracaibo; esta tectonosecuencia se encuentra erosionada por la Discordancia Post Eocena.

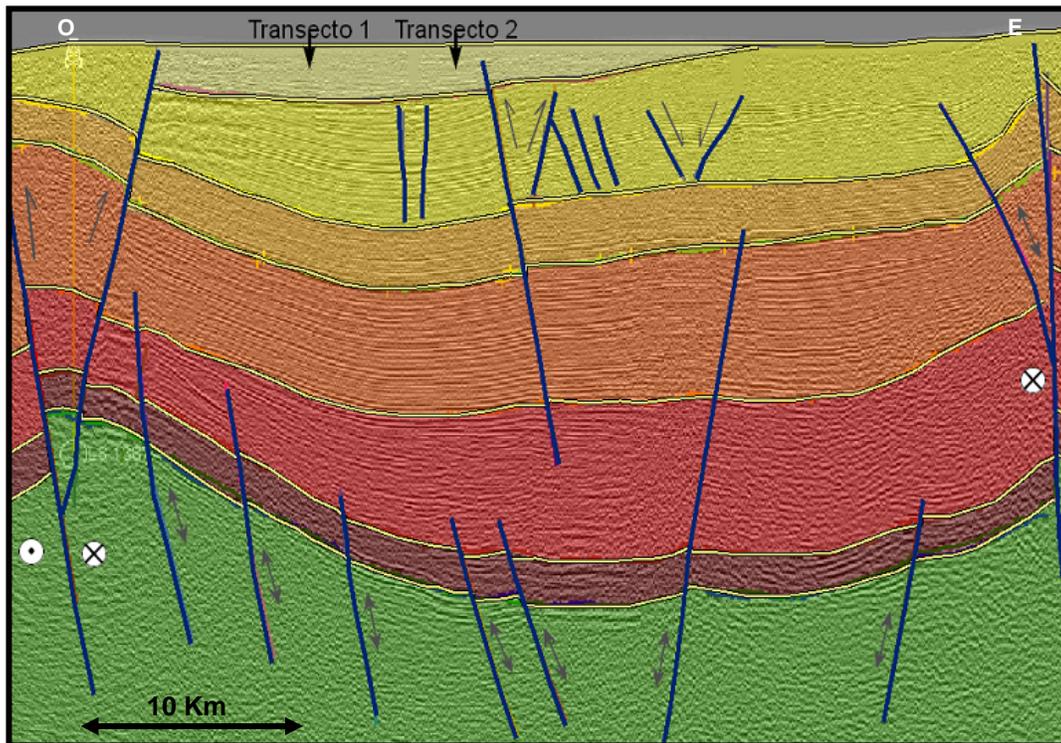


Figura 7.9.- Tectonosecuencia Eoceno Tardío – Oligoceno.

7.7.- Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Pleistoceno

Varios pulsos de la Orogénesis Andina comienza a invertir las fallas normales del basamento, generándose un levantamiento de La Cuenca de Maracaibo y ocasionando erosión en gran parte de la misma. se produjera el basculamiento de la cuenca como se observó en los transectos regionales 1 y 2, cambiando el sentido en la generación de espacio.

que se produjo por la migración del depocentro Eoceno hacia el este, dejando expuesta la plataforma al oeste.

Los eventos compresivos que generaron el levantamiento de los Andes, también ocasionaron que varias de las fallas presentes en la cuenca de Maracaibo adquirieran movimiento transcurrentes

También se interpretaron corrimientos profundos hacia el este de la región, lo que tuvo como consecuencia el levantamiento de la Serranía de Trujillo y la generación de fallas lítricas al norte que generaron espacio para depositar sedimentos miocenos provenientes del noreste. Dichas fallas lítricas fueron invertidas posteriormente por nuevos pulsos del levantamiento Andino, ocasionando la formación de estructuras diapíricas al norte de la Falla de Burro negro.

8.- CONCLUSIONES

1. A partir de la interpretación de los transectos regionales se concluye que, los principales estilos estructurales en el área están dominados por dos sistemas de fallas de rumbo, Burro Negro-Mene Grande y Pueblo Viejo, además de una serie de corrimientos profundos ubicados al este a lo largo de la región, los cuales están asociados a la tectónica andina generada a partir del Mioceno. Los eventos compresivos que generaron el levantamiento de los Andes, también ocasionaron que varias de las fallas presentes en la cuenca de Maracaibo adquirieran movimiento transcurrentes y se produjera el basculamiento de la cuenca como se observó en los transectos regionales 1 y 2, cambiando el sentido de la generación de espacio y la depositación.

2. La Falla de Burro Negro con rumbo aproximado de N45°O, se definió como la rampa lateral de la Napa de Lara. El emplazamiento de la Napa de Lara desde comienzo del Paleoceno producto de la colisión de la Placa del Caribe con la de Suramérica va a generar una serie de deformaciones en la subcuenca de Pueblo Viejo y en general en la Cuenca de Maracaibo; estas se manifiestan en:
 - La formación de un depocentro en donde se depositaron las turbiditas de la Formación Trujillo. Reactivando de esta manera una serie de fallas normales previas.
 - La reactivación durante el Eoceno Medio, de una serie de fallas con dirección N-S, como fallas de rumbo sinestrales, tal como la Falla de Icotea.

3. La falla de Burro Negro generó un gran control tectónico de la subcuenca de Pueblo Viejo el cual se manifiesta en la diferencias de deformación a ambos lados de esta estructura, el bloque este de la falla se encuentra deformado en

gran manera, con presencia de cabalgamientos y plegamiento de las secuencias eocenas, mientras que el bloque oeste la deformación se presenta por fallas de basamento reactivadas.

4. La falla de Pueblo Viejo corresponde a esta serie de fallas con dirección N-S reactivadas con movimiento transcurrentes durante el Eoceno Medio. En la subcuenca de Pueblo Viejo se encuentran una serie de estructuras asociadas al movimiento transcurrente sinistral de la Falla de Pueblo Viejo, como lo son:
 - Fallas normales al sureste de la falla de Pueblo Viejo
 - Fallas inversas al sureste
 - Estructura tipo “pop up” conocida como Horst de Pueblo Viejo

5. En el centro de la subcuenca de Pueblo se encuentra una serie de fallas normales e irrotacionales asociadas al evento de apertura continental del Triásico – Jurásico, las cuales fueron posteriormente reactivadas como normales a finales del Paleoceno hasta el Eoceno Medio, estas fallas sufrieron inversión en el Eoceno Tardío producto de un rebote tectónico el cual afectó toda la plataforma Eocena.

6. El levantamiento de la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida, el cual se manifiesta en una serie de corrimientos profundos tipo “duplex” sin deformación de techo, los cuales tienen vergencia al noreste y activos durante el Mioceno, cronológicamente identificado por la deformación y sedimentación sin-tectónica apreciable en la secuencia correspondiente, estos corrimientos se ubican arealmente en el piedemonte de la Serranía de Trujillo y propiciaron la propagación de fallas lítricas al norte que generaron espacio para depositar sedimentos miocenos provenientes del noreste. Dichas fallas lítricas fueron invertidas posteriormente por nuevos pulsos del levantamiento

Andino, ocasionando la formación de estructuras diapíricas al norte de la Falla de Burro Negro.

7. Se definieron siete tectonosecuencias principales en la en la evolución tectónica de la subcuenca de Pueblo Viejo, cada una de las cuales está dominada por eventos a nivel regional.

- Tectonosecuencia Triásico-Jurásico: Régimen extensional relacionado con la separación del supercontinente Pangea, donde se desarrolló un sistema de fallas normales de basamento con dirección aproximada N-S, estas estructuras son planares, irrotacionales y presentan alto ángulo, características de una subsidencia termal.
- Tectonosecuencia Cretácico Temprano a Medio: En este periodo las fallas normales de basamento interpretadas para el evento de expansión continental cesaron su movimiento, las primeras secuencias cretácicas se depositaron hasta rellenar totalmente el espacio generado por la apertura. A comienzos de Cenomaniense se depositan secuencias plataformales principalmente carbonáticas, caracterizadas por ser buenos reflectores, que mantienen espesores constantes a lo largo de toda la región interpretada lo que indica un ambiente tectónico estable sin reactivación aparente de las fallas normales de basamento para este periodo.
- Tectonosecuencia Cretácico Tardío – Paleoceno: Comienza el margen activo asociado a la colisión de la Placa Caribe con la Placa Suramericana ocasionando una compresión desde el oeste que generó un depocentro con dirección relativa NE-SO. Posteriormente el depocentro migra hacia el este debido al movimiento de la Placa Caribe ocasionando una transición de ambientes marino profundos a ambientes nerítico-costeros en la región estudiada, donde se depositaron calizas glauconíticas (Fm. Guasare)

caracterizadas por ser un reflector fuerte y continuo apreciable en la sísmica, que. En esta tectonosecuencia no se observan grandes cambios de espesores entre el Cretácico y el Paleoceno, además de poca actividad en las fallas preexistentes.

- Tectonosecuencia Paleoceno Tardío – Eoceno Inferior: La compresión oblicua ocasionada por el movimiento de la Placa Caribe al norte de la región, provoca la entrada de la Napa de Lara, generando un depocentro por subsidencia flexural (Surco), al noreste de la Cuenca de Maracaibo. La presencia de un área positiva al norte, sirvió de fuente para un gran aporte de sedimentos turbidíticos que rellenaron el profundo surco generado por la subsidencia antes mencionada. Este gran aporte de sedimentos reactivó por subsidencia las fallas normales de basamento preexistentes, generando espacio y controlando la sedimentación provocando mayores espesores hacia el Este.
- Tectonosecuencia Eoceno Medio: Para este período continúa el emplazamiento de la Napa de Lara, generando una migración al sureste del depocentro con una fuente de sedimentos provenientes del norte y continúa la generación de espacio por carga litostática y la reactivación de fallas normales en varias pulsaciones, además continúa la presencia del surco generado por la incursión de la Napa de Lara.
- Tectonosecuencia Eoceno Tardío: Para este período cesa el efecto de la Napa de Lara en la zona este de la región lo que se evidencia por los espesores constantes observados. Es complicado analizar esta tectonosecuencia ya que su tope está limitado por la erosión Post Eoceno, por lo que parte de esta secuencia tectónica ha sido erosionada y no hay evidencia física para describirla con exactitud.

- Tectonosecuencia Oligoceno – Mioceno: Varios pulsos de la Orogénesis Andina comienzan a invertir las fallas normales del basamento, generándose un levantamiento de La Cuenca de Maracaibo y ocasionando erosión en gran parte de la misma. Otro evento que pudo haber causado este levantamiento y posterior erosión fue el rebote tectónico (Isostasia) que se produjo por la migración hacia el este del depocentro Eoceno, dejando expuesta la plataforma al oeste.

8. Las ecuaciones empíricas de Faust y Gardner son útiles cuando los pozos a calibrar no poseen curvas originales de densidad o registro sísmico ya que sin estos registros es imposible generar sismogramas sintéticos y realizar la calibración, sin embargo estas pseudo curvas no son totalmente confiables.

9. El modelo de velocidades obtenido posee un comportamiento coherente con respecto a las estructuras principales, tanto en variaciones laterales como verticales de las velocidades, correspondiendo con el soterramiento de la región, además de arrojar resultados satisfactorios al ser validado. Las altas velocidades observadas al noreste indican un mayor grado de compactación producto del levantamiento de la Serranía de Trujillo, mientras que las bajas velocidades encontradas hacia el centro de La Cuenca de Maracaibo sugieren sedimentos menos consolidados.

9.- RECOMENDACIONES

A partir del desarrollo de este Trabajo Especial de Grado, de las limitaciones y resultados obtenidos, se recomienda lo siguiente:

Debido a que en el desarrollo de la interpretación estructural, se halló una zona estructuralmente compleja, que se encuentra fuera del área de interés, la misma corresponde a una zona de relevo de la Falla de Burro Negro y la convergencia con la falla de Pueblo Viejo, se recomienda, realizar un estudio más detallado a esta zona a fin de realizar una mejor definición de las estructuras presentes.

Integrar el modelo estructural obtenido con datos gravimétrica en el área y de esta manera obtener una mejor estimación de la profundidad del basamento que no pudo ser interpretado a partir de los datos sísmicos disponibles.

Realizar un estudio del sistema petrolífero del área, a fin de analizar las áreas de interés y determinar roca madre, roca reservorio, migración y sincronización de los eventos. Además realizar un estudio de la cinemática de la deformación y balancear las secciones sísmicas interpretadas.

Realizar un modelo de velocidades, tomando en cuenta las velocidades de apilamiento, a fin de obtener un modelo en profundidad con menor error.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Audemard, F. E., 1991. Tectonics of western Venezuela: Ph.D. dissertation, Rice University, Houston, 245 p.
- Bartok, P., T. A. Reijers, y I. Juhasz, 1981. Lower Cretaceous Cogollo Group, Maracaibo basin, Venezuela: Sedimentology, Diagenesis and Petrophysics. *Am. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, 65(6): 1110-1134.
- Benedetto, G. y Odreman, O., 1977. Nuevas evidencias paleontológicas en la Formación La Quinta, su edad y correlación con las unidades aflorantes en la Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia: Mem. V Cong. Geol. Ven., 1: 87-106.
- Boesi, T.; Galea, F.A.; Rojas, G.; Lorente, M.L.; Durán, I.; y Velásquez, M., 1988, Estudio estratigráfico del Flanco Norandino en el sector Lobatera-El Vigía. III Simposio Bolivariano Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. Soc. Ven. Geólogos, Caracas, Mem. I: 1-41.
- Brondijk, J., 1967, Contributions of the AVGMP Maracaibo Basin Eocene Nomenclature Committee: V. 'Eocene' formations, en the southwestern part of the Maracaibo Basin: Boletín Informativo— Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, v. 10, p. 35–50.
- Cushman, J. A. y H. D. Hedberg, 1941. Upper Cretaceous foraminifera from Santander del Norte, Colombia, *Cushman Lab. Foram. Res., Contrib.*, 17: 79-100, pt. 4.
- Duque, G., 2002. Manual de Geología para Ingenieros. Recuperado en Julio 20, 2007 de http://www.geocities.com/manualgeo_bl/

- Escalona, A., and P. Mann, 2003a, Paleogene depocenter along the NE margin of the Maracaibo Basin: Structure along an exhumed Eocene age lateral ramp fault in western Venezuela (abs.): AAPG Annual Meeting Program, v. 12, CD-ROM.
- Escalona, A., and P. Mann, 2003b, Three-dimensional structural architecture and evolution of the Eocene pull-apart basin, central Maracaibo Basin, Venezuela: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 141–161.
- Escalona, A., y P. Mann, 2006. Tectonic controls of the right-lateral Burro Negro tear fault on Paleogene structure and stratigraphy, northeastern Maracaibo Basin, *AAPG Bull.*, 90, 479-504.
- Faust, L. Y., A velocity function including lithologic variation, *Geophysics*, 18, 271–288, 1953.
- Furrer, M. A., 1967. The depositional environment of the Mene Grande Formation. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inform.*, 10(7): 192-195.
- Gallango, O. (1984): “Estudio geoquímico regional de la Cuenca de Maracaibo”. (INT-00907,84). INTEVEP, Los Teques. 192 p.
- Garner, A. H., 1926. Suggested nomenclature and correlation of the geologic formations in Venezuela, *Am. Inst. Min. Metall. Eng., Tr.*, p. 677-684.
- Ghosh, S. y O. Odremán, 1989. Estudio sedimentológico-paleoambiental del Terciario en la zona del valle de San Javier. Estado Mérida. *Bol. SVG.*, Caracas, 31: 36-46.
- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 141, 609-620.

- González de Juana, C., J. M. Iturralde de Arozena, y Picard Cadillat, 1980, Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas: Caracas. Ediciones Foninves, v. 2, 1051 p.
- Graves, G., 1985. Ambientes sedimentarios y entrapamiento de hidrocarburos en las arenas "B" superiores de la Formación Misoa en el área LL-370 lago de Maracaibo. *VI Cong. Geol. Venez.* Caracas. 5: 3085.3102.
- Hackley, Paul C., F. Urbani, A. Karlsen, C. Garrity. 2006. Mapa Geológico de Venezuela a Escala 1:750,000. USGS
- Hedberg, H. D., 1931, Cretaceous limestones as petroleum source rocks in northwestern Venezuela: AAPG Bulletin, v. 15, p. 229–244.
- Hedberg, H. D., y L. C. Sass, 1937, Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la Cuenca de Maracaibo, Venezuela: Caracas, Boletín Geología y Minas, t. 1, p. 77–120.
- James, K. H., 2003b, Caribbean Plate Origin: Discussion of Arguments Claiming to Support a Pacific Origin; Arguments for an In-Situ Origin: AAPG Bulletin, Vol. 87 (2003), No.13. (Supplement).
- James, K. H. 2005a, Palaeocene to middle Eocene flysch-wildflysch deposits of the Caribbean area: a chronological compilation of literature reports, implications for tectonic history and recommendations for further investigation: Transactions, 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Caribbean J. of Earth Sciences, v. 39, p. 29 - 46.

- James, K. H., 2005b, Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin: Transactions, 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Caribbean J. of Earth Sciences, v. 39, p. 47 - 67
- Kiser, G. D., 1989, Relaciones estratigráficas de la cuenca Apure-Llanos con áreas adyacentes, Venezuela sudoeste y Colombia Oriental: Caracas, Sociedad Venezolana de Geólogos, v. 1, p. 71.
- León, H., 1975. Intervalos productores del Cretácico Campo Urdaneta Este. Lago de Maracaibo. *Primeras Jornadas Venezolanas de Geología, Minería y Petróleo*. Maracaibo.
- Lugo, J., 1991, Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela: Ph.D. dissertation, University of Texas at Austin, Austin, 219 p.
- Lugo, J., y P. Mann, 1995, Jurassic –Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, en A. Tankard, S. Suarez, y H. Welsink, eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 699–725.
- Llorente, M., 2000. Geología del Petróleo y el Carbón. Recuperado en Julio 10, 2007 de <http://www.superweb.it/geologia/files/Geolog.pdf>
- Magoon, L. B., 1987. The petroleum System – A classification scheme for research, resource assessment, and exploration (abstract): American Association of Petroleum Geologist. Bulletin, V.71 n° 5, p. 587.
- Magoon, L. y W. Dow, 1994. The petroleum System – From source to trap: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 60 p. 1-23.

- Malfait, B. T., y M. G. Dinkleman, 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 251-271.
- Mactosay, O., S. Ferry e I. Fierro, 1989. Las formaciones Ranchería y Trujillo: evidencias sedimentológicas de su relación a la tectónica de obducción. *VII Cong. Geol. Venez.*, Barquisimeto, estado Lara, 1: 467-494.
- McClay, K. R. y Ellis, P. G. 1987b. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments *Geology*, 15, 341-344.
- McClay, K. R. y Scott A. D., 1991. Hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. *Tectonophysics*. 188: 85-96.
- Meschede, M. y Wolfgang, F. 1998. A Plate-tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean plate: *Tectonophysics* 296 p.
- Miall, Andrew D., 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer Alemania.
- Mitra, S. 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 1087-1112.
- Núñez, M; Benguigui, A; Paez, A, 2005. Informe Técnico de Avance Proyecto de Generación de Oportunidades Tigre-Pueblo Viejo, Informe interno. 304 p.
- Liddle, R. A., 1928. *The geology of Venezuela and Trinidad*, J. P. MacGowan, Fort Worth, Texas, 552 p.

- Odreman, O. E. y A. Useche, 1986. *Estudio geológico (columnas estratigráficas) de los sitios de presa La Vueltosa (río Caparo) y Borde Seco (río Camburito)*. Informe inédito de Servigeomin para Corpoven: 44 p.
- Parnaud, Y., Y. Gou, J. Pascual, I. Truskowski, O. Gallango, y H. Passalacqua, 1995, Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuela Basin, in A. Tankard, S. Suarez, and H. Welsink, eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 741–756.
- Pestam, P. J.; Bartok, P.; Gosh, S. K.; Meléndez, L. 1998. El Eoceno en la Cuenca de Maracaibo: incógnitas geológicas por resolver. V Congreso Venezolano de Geofísica, pp 165-172
- Pindell, J., L. Kennan, W. V. Maresch, K-P Stanek, G. Draper y R. Higgs, 2005, Platekinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls of basin development in Proto-Caribbean margins: In: Avé Lallement, H. and V. B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela*, GSA Special Paper 394, p.
- Regueiro, José, 1997. *Sísmica para Ingenieros y Geólogos de Yacimientos*. CIED.
- Renz, O., 1959, *Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela Occidental: Boletín Geológico*, Caracas, v. 5, p. 3–48.
- Renz, O., 1977. The lithologic units of the Cretaceous of western Venezuela: *V Cong. Geol. Ven.* 1: 4-58.
- Requena, Neptalí, 2000. Análisis de velocidad de sísmica de superficie y de pozos para la migración en profundidad, utilizando datos 3D de los campos el Furrial y Carito. Proyecto de Grado, UCV.

Schlumberger Oilfield Glossary, 2007. Recuperado en Julio 15, 2007 de <http://www.glossary.oilfield.slb.com/>

Schubert, C., R. Sifontes, V. Padron, J. Velez, y P. Loiza, 1979, Formacion la Quinta (Jura' sico) Andes Merideños: Geología de la sección tipo: Acta Científica Venezolana, v. 30, p. 42– 55.

Stephan, J. F., 1977, Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto, Venezuela: Evolution Géodynamique, Géodynamique des Caraïbes, Symposium, Paris, Edition Technip, p. 505–529.

Sutton, F.A., 1946, Geology of the Maracaibo basin, Venezuela: AAPG Bulletin, v. 30(10), p. 1621–1741.

Tash, G. E., 1937-a. Estratigrafía y paleontología de Mene Grande y sus cercanías. *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(2-4): 167-180.

Urbina, E. 2001 Determinación de registros pseudo-sónicos a partir de registros de resistividad en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo. Universidad Central de Venezuela. Tesis

Usta, R. 2002 Interpretación sísmica estructural 2D de los campos Tía Juana y Lagunillas, costa oriental del Lago de Maracaibo, estado Zulia. Universidad Central de Venezuela. Tesis

Van Andel, T., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of western Venezuela: AAPG Bulletin, v. 42, p. 734–763.

Van Raadshooven, B., 1951. On some Paleocene and Eocene larger foraminifera of western Venezuela. *IIIrd. World Petrol. Congr., Proc., La Haya*, 1951, Sec. I, p. 476-489.

Van Veen, F., 1972, Ambientes sedimentarios de las formaciones Mirador y Misoa del Eoceno inferior y medio en la cuenca del lago de Maracaibo: *Boletin de Geologia, Publicacion Especial*, Caracas, v. 5, p. 1073–1104.

Wilcox, R.E., Harding, T.P., y Seely, D.R., 1973, Basic wrench tectonics, *AAPG Bulletin*, v. 57, p. 74-96.

Yoris, F., y Ostos, M. (1997) *Geología de Venezuela. WEB. Evaluación de Pozos*. Schumberger, Surencó, Caracas, p. 3-44.

ANEXOS