

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL ALTO DE PIRITAL, NORTE DE MONAGAS, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA, UTILIZANDO DATOS SÍSMICOS, GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar el Título
de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Romero Sánchez, Lizcar

Caracas, octubre 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL ALTO DE PIRITAL, NORTE DE MONAGAS, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA, UTILIZANDO DATOS SÍSMICOS, GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. José Antonio Martínez

COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Pedro León

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar el Título
de Ingeniero Geofísico
Por la Br. Romero Sánchez, Lizcar

Caracas, octubre 2002

DEDICATORIA

A quien todo el honor se merece: mi padre DIOS

A mis fieles compañeros y guías: Mis Padres

AGRADECIMIENTOS

A mi querida e Ilustre Universidad Central de Venezuela por haberme ofrecido los conocimientos que hoy me hacen una profesional y a todos los profesores que me inculcaron sus conocimientos; especialmente a los profesores Franklin Yoris, Eugenio Gallovich y José Cavada.

A PDVSA E&P por haberme aportado los conocimientos técnicos que todo profesional necesita y a todo el personal que me brindó su apoyo; especialmente al Ing. Roger Coriat y a mi gran colaboradora y apoyo técnico Judith.

A mi padre F.Carlos H. Romero quien ha sido, es y será el gran ejemplo de mi vida, al que siempre admiraré. Gracias por todo el AMOR que me brindastes y me brindarás, por enseñarme a confiar en los demás y a tener fe. ¡Papi te amaré por siempre!.

A mi madre Lizbeth Sánchez que ha sido más que una madre, una hermana y una amiga. Gracias por enseñarme a tener fortaleza, necesaria para soportar los momentos difíciles. Gracias por escucharme, comprenderme y aconsejarme. ¡Te amo Mami!

A mi hermanita Carliz por ser el sol y la alegría de nuestra casa y por tratar de ayudarme aún siendo tan pequeña. A mi hermana Lizbeth por ser mi gran amiga y confidente. Gracias por todas tus palabras de aliento y todos tus sacrificios.

Al fiel guardián de todos mis desvelos: mi querido Chacho, gracias por siempre acompañarme.

A toda mi familia la cual siempre ha creído en mí y me ha brindado su apoyo.

A todos mis amigos y compañeros que han estado conmigo, que han creído en mí y me han demostrado todo su aprecio, especialmente a los que han estado en los momentos más duros de mi vida.

A mi gran amigo y hermano Janckarlos Reyes, por brindarme su amistad sincera y todo su apoyo. A mi también amigo y hermano Roberto Falcón, por estar siempre presente. A Omareli Díaz, por su gran apoyo durante el período de mi tesis y por su valiosa amistad. A Karla Ríos, mi gran compañera de tesis, por haber estado presente en los momentos más difíciles y transmitirme su eterna alegría. A Moralis González por brindarme una muy bonita y sincera amistad. A Edixon Márquez por su valiosa y gran colaboración. A Maira Hernández, Javier Véliz, Ernesto Oropeza, Héctor Rojas, Antonio Ughi, Josmat Rodríguez, Karla Escalante, Mayerling Hermoso, Yolimar Coronado, Aurora Piña, Liz Lozano, Javier Díaz, Peterson Landaeta, Kristopher Álvarez, Martha Martínez, Marianella Méndes, Juan Sandia, Mary Guevara, Alex Gallardo, Franklin Tapia, Erasmo Ángel, Carlos Vargas, Rosmary Usta, Carlos Espinoza, Rómulo Guédez, María Alejandra Montañez, Rosaura Avendaño, Sergio Cáceres, Luis Mata. Y a todas aquellas personas que en su momento representaron un apoyo y una mano amiga.

¡Muchísimas Gracias a todos!

Romero S., Lizcar D

**INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL ALTO DE PIRITAL,
NORTE DE MONAGAS, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA,
UTILIZANDO DATOS SÍSMICOS, GRAVIMÉTRICOS Y
MAGNÉTICOS.**

Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez. Cotutor Académico: Prof. Pedro León.

Tutor Industrial: Ing. José Martínez. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de

Ingeniería.

Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2002, p. 176

Palabras Claves: Interpretación sísmica estructural, Metodología “Kink”, Modelaje Gravimétrico, Modelaje Magnético, Alto de Pirital.

Resumen. En el presente Trabajo Especial de Grado se describe el estudio geológico-geofísico de un área ubicada en el oriente de Venezuela, Norte de Monagas, específicamente en el Alto de Pirital, la cual tiene una extensión de 1728 km². El estudio se basa en la realización de una interpretación sísmico estructural, modelaje gravimétrico y modelaje magnético de esta estructura.

El objetivo principal es determinar un modelo geológico integrado del Alto de Pirital, consistente con la geología regional mediante la integración de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos. Esta interpretación se basa en la Metodología “Kink”, la cual permite construir secciones geológicas transversales balanceadas o internamente consistentes en cuencas sedimentarias, particularmente en cinturones de plegamientos y corrimientos.

Para la interpretación se escogieron nueve transectos sísmicos, cinco en sentido Noreste y cuatro en sentido Este-Oeste. Las secciones sísmicas escogidas para generar los modelos gravimétricos y magnéticos fueron las correspondientes al Transecto 1 y al Transecto 8, los cuales presentan dirección Noreste y dirección Este-Oeste respectivamente. Las secciones interpretadas proponen un acortamiento entre un rango de 7 km y 4 km.

La interpretación permitió reconocer una secuencia de estructuras de tipo “fault propagation fold”. También permitió conocer la geometría y evolución de la estructura motivo de este estudio (Alto de Pirital).

Como resultado de las interpretaciones realizadas se propone un despegue a una profundidad de aproximadamente 5 km en el Cretácico Inferior y un segundo despegue a una profundidad de aproximadamente 12 km, en el tope del basamento cristalino. Se determinó una edad para la deformación que va desde el Mioceno Tardío hasta el Plioceno Temprano.

Los modelajes gravimétricos y magnéticos validan la interpretación sísmico estructural realizada en la zona de estudio y muestran de manera consistente y coherente el comportamiento de las secuencias estratigráficas en profundidad.

ÍNDICE

<i>Contenido</i>	<i>Pág</i>
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Resumen.....	vi
Índice.....	viii
Lista de Figuras.....	xiv
Lista de Tablas.....	xvii

CAPÍTULO 1

1.1 Introducción.....	1
1.1.1Objetivos.....	4
1.1.2 Ubicación del área de estudio.....	4
1.2 Base de datos.....	5
1.3 Metodología.....	8
1.3.1 Metodología “Kink”.....	8
1.3.2 Modelaje Gravimétrico.....	15
1.3.3 Modelaje Magnético.....	16

CAPÍTULO 2

2.1 Tectónica del Caribe.....	18
-------------------------------	----

2.2 Cuenca Oriental de Venezuela.....	23
2.3 Evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	24
2.4 Evolución estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	29
2.5 Estratigrafía Regional.....	32
2.5.1 Precámbrico.....	32
2.5.2 Paleozoico.....	33
2.5.3 Jurásico.....	34
2.5.4 Cretácico.....	34
2.5.4.1 Barremiense-Aptiense Inferior.....	34
2.5.4.2 Aptiense Superior.....	35
2.5.4.3 Aptiense-Cenomaniense.....	36
2.5.4.4 Albiense.....	36
2.5.4.5 Cenomaniense-Turonense.....	37
2.5.4.6 Campaniense-Maastrichtiense.....	38
2.5.4.7 Maastrichtiense.....	38
2.5.5 Paleógeno.....	39
2.5.5.1 Eoceno Inferior.....	39
2.5.5.2 Eoceno-Oligoceno Inferior.....	40
2.5.6 Neógeno.....	41
2.5.6.1 Oligoceno Superior-Mioceno Medio.....	41
2.5.6.2 Oligoceno Superior.....	41

2.5.6.3 Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.....	43
2.5.6.4 Oligoceno Superior-Mioceno Superior.....	44
2.5.6.5 Mioceno Superior-Plioceno Inferior.....	49
2.5.6.6 Pleistoceno.....	50
2.6 Subcuenca de Maturín.....	52
2.6.1 Subcuenca de Maturín-Flanco Norte.....	57
2.6.2 Subcuenca de Maturín-Flanco Sur.....	58
2.6.3 Sistema Petrolífero en la Subcuenca de Maturín.....	59
2.7 Serranía del Interior.....	61
2.8 Frente de Montañas.....	63
2.9 Estilos Estructurales.....	64
2.9.1 Falla de Urica.....	64
2.9.2 Falla de San Francisco	65
2.9.3 Corrimiento de Pirital.....	66
2.9.4 Alto de Pirital	67

CAPÍTULO 3

3. Marco Teórico.....	70
3.1 Terminología de Cinturones de Plegamientos y Corrimientos.....	70
3.1.1 Estructuras asociadas a cinturones de plegamientos y corrimientos....	70
3.1.1.1 Zonas Interior y Exterior (“Internal and external Zones”).....	70
3.1.1.2 Tipos de fallas de corrimientos.....	71

3.1.1.3 Bloques corridas y zonas de despegue (“Thrust sheets and Detachments”).....	73
3.1.14 Geometría de zonas de Rampa-Despegue (“Ramp-Flat Geometry”).....	74
3.1.1.5 Características básicas de un cinturón de plegamientos y corrimientos.....	75
3.2 Método de Suppe.....	76
3.2.1 Geometría y Cinemática de pliegues asociados a fallas no planas (“Fault bend folding”).....	77
3.2.2 Geometría y Cinemática de pliegues propagados por fallas (“Fault propagation folding”).....	81
3.2.3 Estructuras de Crecimiento (“Growth Structure”).....	86
3.3 Zonas Triangulares o estructuras Tipo Cuña.....	91
3.4 Secciones Balanceadas.....	92
3.5 Modelos geológicos previos.....	96
3.6 Gravimetría.....	98
3.7 Magnetometría.....	101

CAPÍTULO 4

4. Interpretación.....	105
4.1 Interpretación sísmica.....	105
4.1.1 Estructuras.....	109

4.1.2 Transecto 1.....	110
4.1.3 Transecto 2.....	115
4.1.4 Transectos 3, 4 y 5.....	117
4.1.5 Transectos 6 y 7.....	121
4.1.6 Transecto 8.....	121
4.1.7 Transecto 9.....	125
4.2 Análisis de los mapas estructurales generados.....	125
4.2.1 Mapa Estructural en Tiempo.....	127
4.2.2 Mapa Estructural en Profundidad.....	128
4.3 Análisis general de Mapas de Anomalías de Bouguer y de Anomalías Magnéticas Total.....	131
4.3.1 Mapas de Anomalías de Bouguer.....	131
4.3.2 Modelaje de Anomalías Magnéticas.....	133
4.4 Modelajes Gravimétrico y Magnético 2D.....	133
4.4.1 Modelaje Gravimétrico 2D.....	136
4.4.1.1 Modelaje Gravimétrico de los perfiles AA' y BB'.....	137
4.4.2 Modelaje Magnético de los perfiles AA' y BB'.....	140
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	146
BIBLIOGRAFÍA Y <i>REFERENCIAS CITADAS</i>	150

APÉNDICE 1

Tablas T-Z de los pozos utilizados.....	165
---	-----

APÉNDICE 2

Horizontes.....	170
-----------------	-----

APÉNDICE 3

Parámetros de Adquisición y Procesamiento de las líneas.....	172
--	-----

APÉNDICE 4

Parámetros de un “Fault Bend Fold” y de un “Fault Propagation Fold”...	175
--	-----

LISTA DE FIGURAS

Figura N°		pág
1	Mapa de ubicación de las Subcuencas de Guárico y Maturín.....	2
2	Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	6
3	Estructuras principales presentes en la zona de estudio.....	7
4	Mapa de ubicación de los transectos interpretados.....	9
5	Flujograma de la metodología empleada.....	10
6	Localización de superficies axiales.....	13
7	Estratigrafía Local del área de estudio.....	15
8	Evolución del Caribe.....	22
9	Columna Estratigráfica Generalizada.....	54
10	Dominios estructurales de la Subcuenca de Maturín.....	58
11	Serranía del Interior y principales estructuras	62
12	Zonas interior y exterior de un cinturón de plegamientos y corrimientos.....	71
13	Corrimiento emergente y Corrimiento ciego.....	72
14	Retrocorrimiento (“backthrust”).....	72
15	Elementos principales presentes en un cinturón de plegamiento y corrimiento.....	73
16	Cinemática de un <i>Fault Bend Fold</i>	80
17	Cinemática de un <i>Fault Propagation Fold</i>	83

18	Corrimientos originados en el bloque del piso de un pliegue de propagación.....	85
19	Secuencia de pliegues de propagación imbricados.....	85
20	Estratos Pre-crecimiento.....	87
21	Estratos de Crecimiento.....	88
22	----Modelos que muestran el efecto del cambio de la tasa de sedimentación sobre la geometría de una estructura en crecimiento.....	90
23	Modelo del crecimiento de un “Fault Bend Fold” con una tasa de sedimentación menor que la tasa de levantamiento.....	90
24	Componentes de una Zona Triangular.....	92
25	Construcción de un “Fault bend fold”.....	94
26	Construcción de un “Fault propagation fold”.....	95
27	Modelo propuesto por ROSSI (1985) en la Serranía del Interior.....	96
28	Modelo propuesto por PRIETO Y VALDÉS (1992) en la Subcuenca de Maturín.....	97
29	Modelo propuesto por MARTÍNEZ (1995) en la Subcuenca de Maturín.....	99
30	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 1.....	114
31	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 2.....	116
32	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 3.....	118
33	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 4.....	119

34	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 5.....	120
35	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 6.....	122
36	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 7.....	123
37	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 8.....	124
38	Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 9.....	126
39	Mapa estructural en tiempo del nivel Intra-Carapita A.....	129
40	Mapa estructural en profundidad del nivel Intra-Carapita A.....	130
41	Mapa de Anomalías Gravimétricas.....	132
42	Mapa de Anomalías Magnéticas.....	134
43	Profundidades de las discontinuidades de Mohorovicic.....	137
44	Modelo Gravimétrico del Transecto 1.....	141
45	Modelo Gravimétrico del Transecto 8.....	142
46	Modelo Magnético del Transecto 1.....	143
47	Modelo Magnético del Transecto 8.....	144

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla N°</i>		<i>Pág.</i>
1	Clasificación de la Formación Carapita	45
2	Características de los Transectos interpretados.....	105
3	Valores de densidad suministrados por el pozo F.....	136
4	Propiedades físicas de los cuerpos que constituyen los modelos gravimétrico y magnético.	138

CAPÍTULO I

CAPÍTULO I

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN

El estudio de las estructuras geológicas ha sido de gran utilidad para el reconocimiento y localización de áreas productoras de hidrocarburos en Venezuela, es por ello que se hace necesario identificar las características más resaltantes de estas estructuras con el fin de establecer la mayor cantidad de áreas prospectivas en los diferentes campos del país.

Una de las áreas más productoras de hidrocarburos es el Norte de Monagas, ubicado en el borde noreste de la Cuenca Oriental de Venezuela. Esta cuenca posee diversos estilos estructurales que permiten el entrapamiento de hidrocarburos, lo que la hace una de las más importantes del país. Estas trampas se han evidenciado principalmente en sedimentos cretácicos y terciarios principalmente en la Subcuenca de Maturín, la cual es una de las dos subdivisiones que presenta la Cuenca Oriental según sus características tectónicas y estratigráficas. La segunda subcuenca que conforma a la Cuenca Oriental es la Subcuenca de Guárico. Ambas subcuencas están limitadas por el alineamiento de Urica (Figura N° 1).

La Subcuenca de Maturín comprende dos dominios estructurales: una cuenca antepaís o “foreland” y una plataforma. El área de estudio de este Trabajo Especial de Grado se encuentra dentro del dominio de la cuenca antepaís.

El área Norte de Monagas representa los niveles más profundos de la cuenca antepaís y se caracteriza por ser un área con un alto grado de complejidad

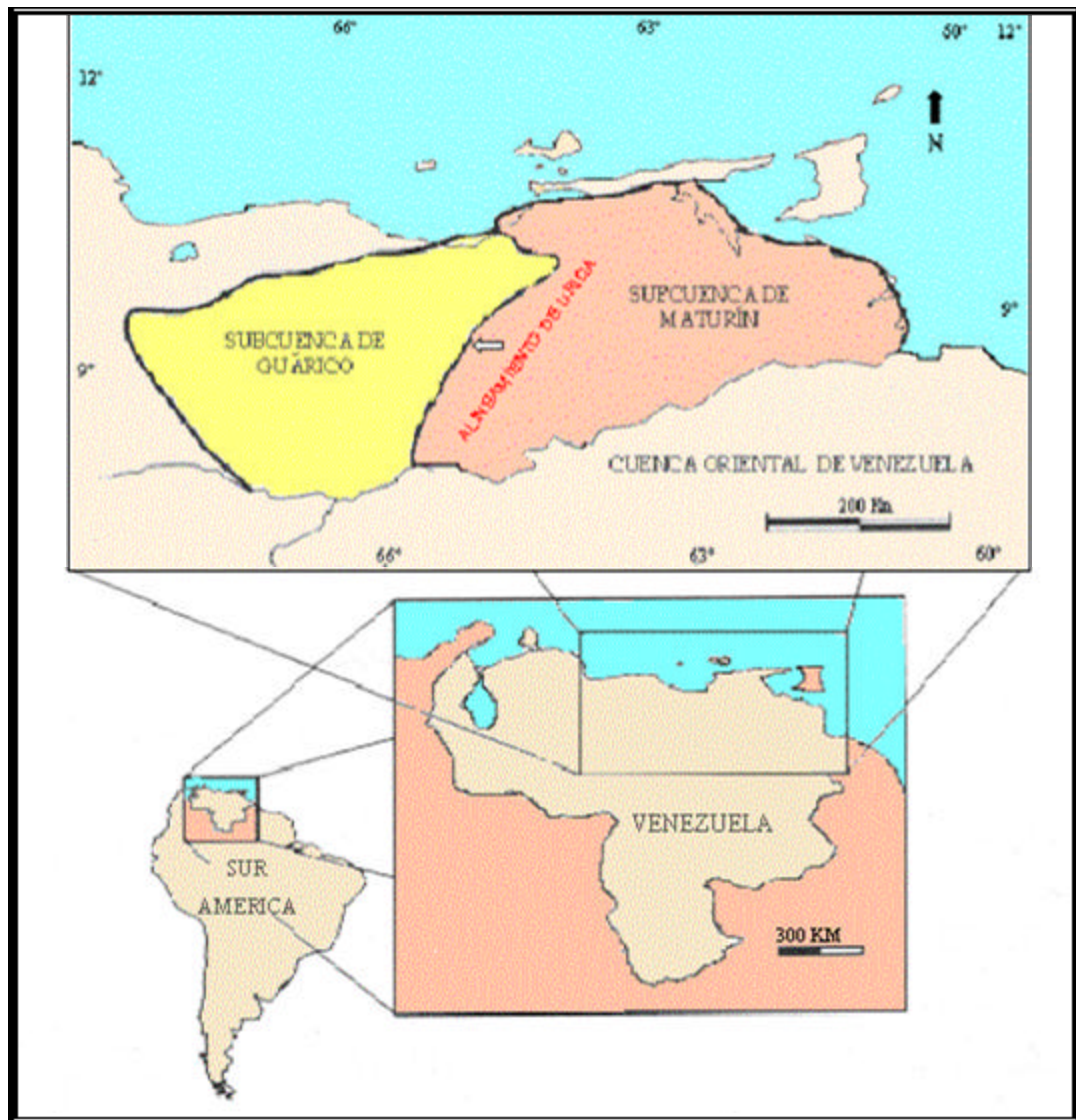


Figura N° 1 Mapa de ubicación de las Subcuencas de Guárico y Maturín (Modificado de MARTÍNEZ, 1995)

a la hora de proponer modelos estructurales, debido a la intensa deformación tectónica y a la difusa estratigrafía. Por lo anteriormente expuesto se considera de

vital importancia integrar información geológica y geofísica con el fin de reducir a menor grado la incertidumbre existente en la zona.

El área propuesta para este Trabajo Especial de Grado es el Alto de Pirital, caracterizado por ser una estructura antiformal asociada al frente de deformación del Corrimiento de Pirital. Esta estructura está ubicada en la Subcuenca de Maturín aproximadamente entre las coordenadas geográficas 9°40'20" N y 10°05'53" N de latitud y 63°05'28" W y 63°41'44" W de longitud, y abarca un área de aproximadamente unos 1728 km² (64 km * 27 km).

Este estudio pretende dar a conocer el desarrollo cinemático del Alto de Pirital a partir de un modelo balanceado cuantitativo, construido a partir de la integración de modelos de sísmica, geología de subsuelo, gravimetría y magnetometría, que luego permitirán establecer relaciones estructurales y estratigráficas de la zona. Esta integración de información ha permitido mostrar que el elemento estructural más prominente en el área es el Corrimiento de Pirital, el cual representa un elemento clave para la reconstrucción de la evolución de la cuenca antepaís.

La interpretación sísmica fue ajustada y analizada basándose en los modelos de SUPPE (1983). Los modelajes gravimétricos y magnéticos fueron realizados mediante el uso del programa GM-SYS (Northwest Geophysical Associates, 1994).

1.1.1 OBJETIVOS

El objetivo de este trabajo de investigación es realizar una interpretación sísmico estructural del Alto de Pirital con el fin de obtener un modelo geológico estructural del área basado en datos geológicos y geofísicos disponibles, el cual será validado mediante la generación de modelos gravimétricos-magnéticos.

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Interpretación sísmica del Alto de Pirital, para establecer las características estructurales más sobresalientes de la zona.
- Generación de un modelo estructural del Alto de Pirital, consistente con la geología regional del área.
- Reconstrucción de la geometría del Alto de Pirital, basada en metodología “Kink”.
- Cuantificación de los acortamientos producidos en el Alto de Pirital.
- Generación de mapas estructurales.
- Descripción de la evolución estructural del Alto de Pirital.
- Modelaje gravimétrico y magnético de dos transectos, con el propósito de validar la interpretación sísmica.

1.1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio está localizada en la Cuenca Oriental de Venezuela, Subcuenca de Maturín, al sureste del Frente de Montañas de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela, en el área denominada Norte de Monagas.

El área que abarca el estudio es de aproximadamente 1728 km², con coordenadas geográficas 9° 40' 20'' N y 10° 05' 53'' N de latitud y 63° 05' 28'' W y 63° 41' 44'' W de longitud, y limita con el campo de Manresa al norte, los campos Furrial, El Corozo y Boquerón al sur, el campo Furrial Norte al este y el campo Quiriquire al oeste (Figura N° 2).

En la Figura N° 3 se pueden apreciar las estructuras más importantes presentes en la zona de estudio.

1.2 BASE DE DATOS

Los datos utilizados en este trabajo de investigación pertenecen al levantamiento sísmico 2D del área Norte de Monagas del año 1984, el cual presenta una calidad sísmica de pobre a regular. La escala horizontal que presentan las líneas sísmicas es de 32 trazas/pulgadas y la escala vertical es de 1.875 pulgadas/segundo.

Los datos gravimétricos y magnéticos fueron suministrados por PDVSA Exploración y Producción. El mapa de anomalías de Bouguer y el mapa de Intensidad Magnética Total presentan una escala 1:250.000. Estos datos son de interés para validar interpretaciones estructurales y estimar la profundidad del basamento.

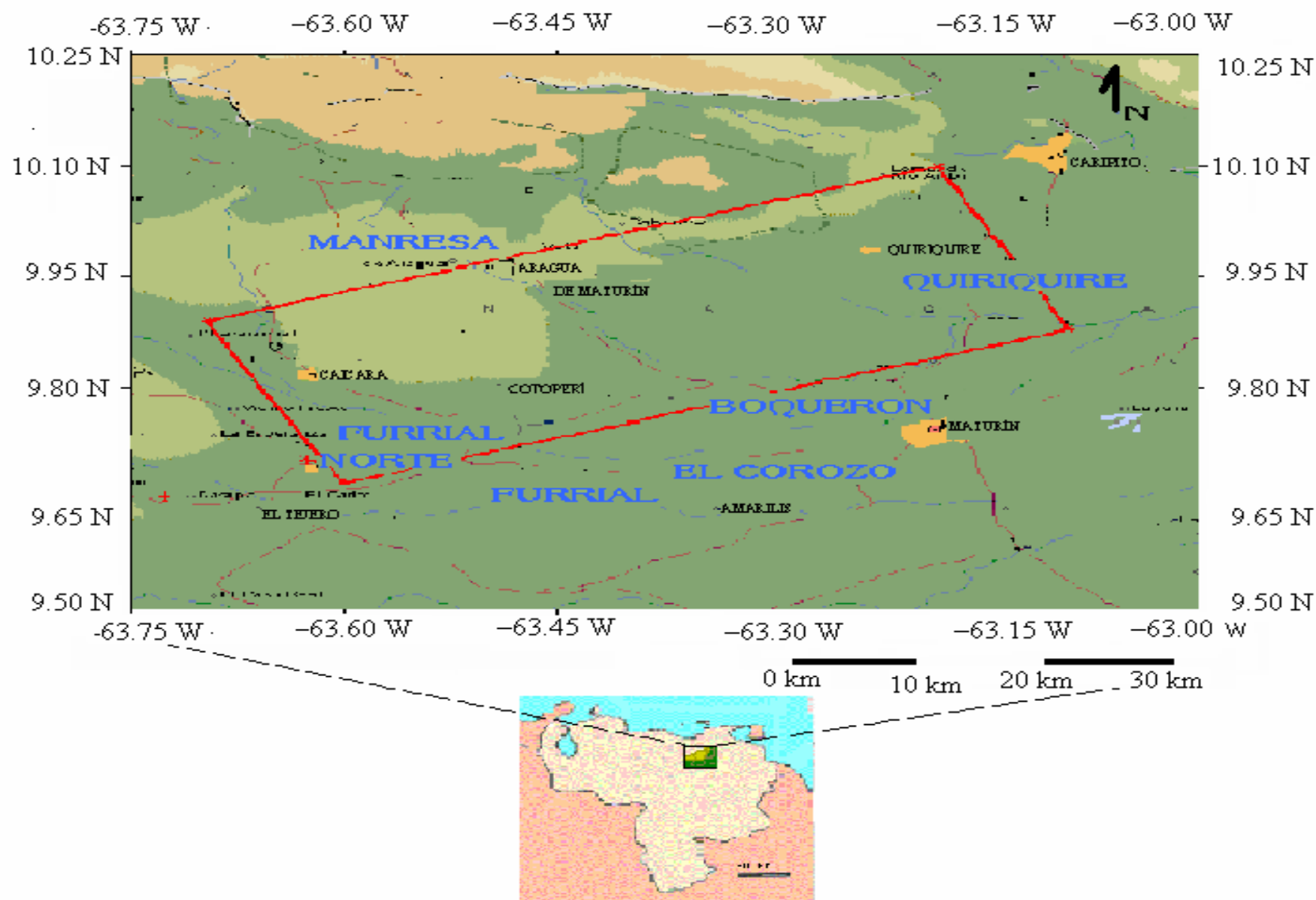
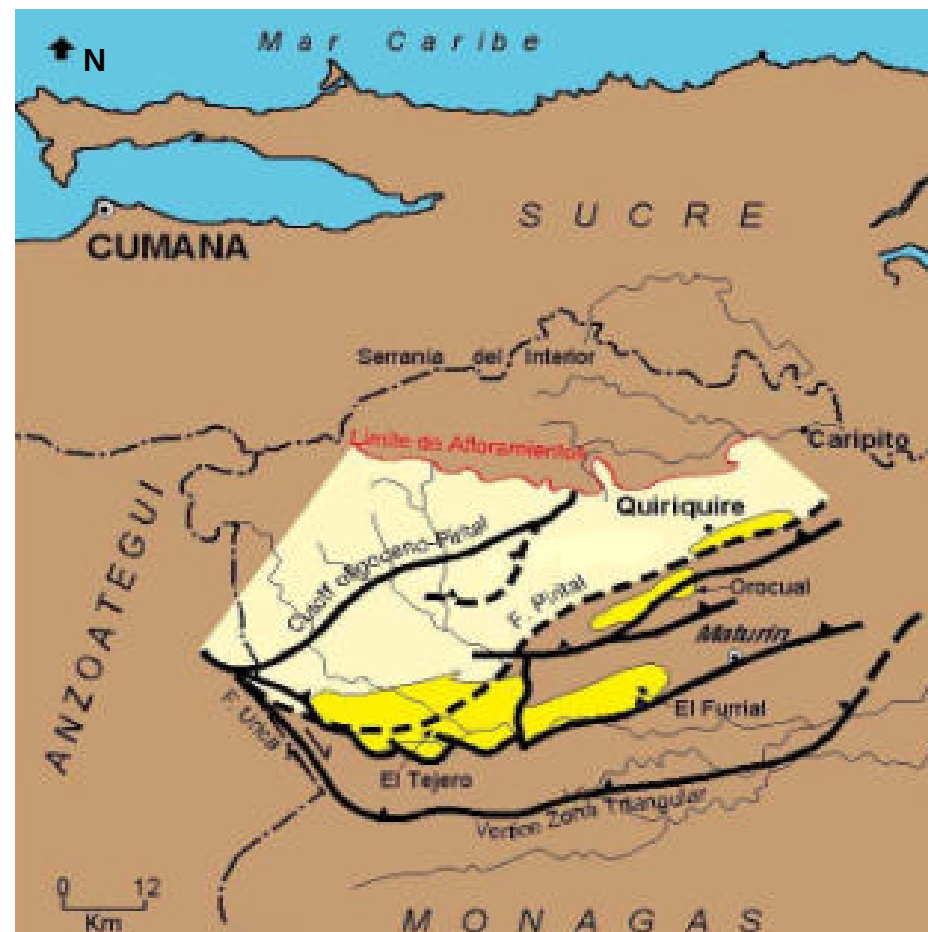


Figura N° 2 Mapa de ubicación de la zona de estudio



NORTE DE MONAGAS

LEYENDA:



FRENTE DE MONTAÑAS



LÍMITE DE AFLORAMIENTOS



BLOQUE PARAAUTÓCTONO



BLOQUE ALÓCTONO



CAMPOS PETROLEROS

Figura N° 3 Estructuras principales presentes en la zona de estudio (Tomado de MARTÍNEZ, 2000)

.3 METODOLOGÍA

Para la interpretación 2D del Alto de Pirital se estudiaron nueve transectos sísmicos, cinco en dirección NE y cuatro en sentido E-W. Estos transectos presentan el escenario geológico requerido para este Trabajo Especial de Grado. La ubicación de estos transectos se muestra en la Figura N° 4.

La metodología seguida en este trabajo de investigación se presenta en el flujograma mostrado en la Figura N° 5.

Cabe destacar que para la realización de los modelos gravimétricos y magnéticos se utilizó el programa GM-SYS (Northwest Geophysical Associates, 1994) el cual permite calcular la respuesta gravimétrica y magnética que produce el modelo geológico propuesto. Este programa permite extender los modelos hacia el infinito o los acepta con sus dimensiones exactas. Para este estudio se utilizó la opción de extender el modelo al infinito para así obtener un mejor ajuste en las curvas observadas y calculada. El GM-SYS es compatible con Windows 95/NT, Windows 3.11, UNIX y la plataforma MS-DOS.

1.3.1 Metodología “Kink”

Esta metodología se basa principalmente en la identificación de dominios de buzamiento continuo, y es utilizada en este Trabajo Especial de Grado debido a que fue desarrollada para la elaboración de secciones geológicas balanceadas.

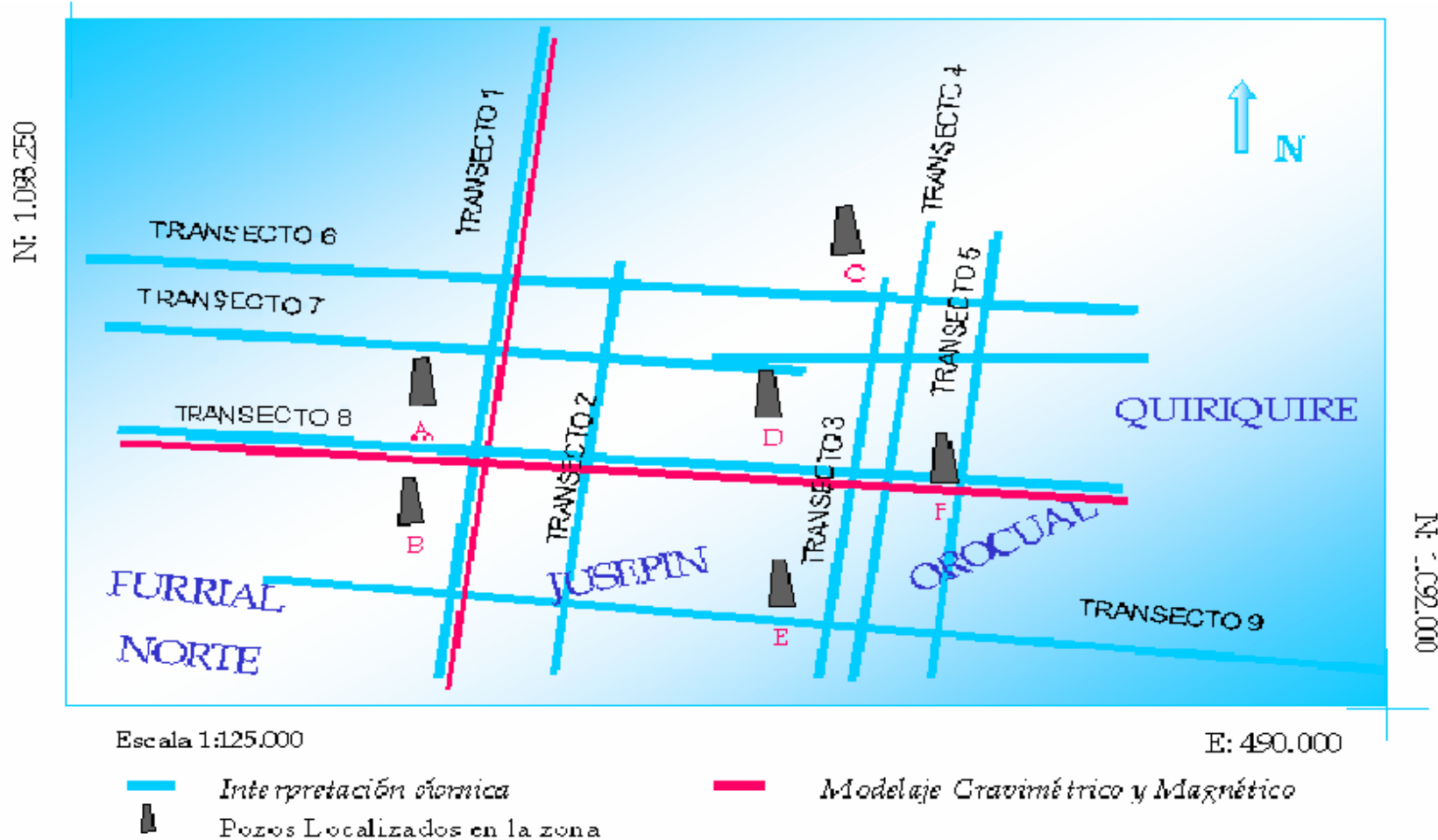


Figura N° 4 Mapa de Ubicación de los transectos interpretados

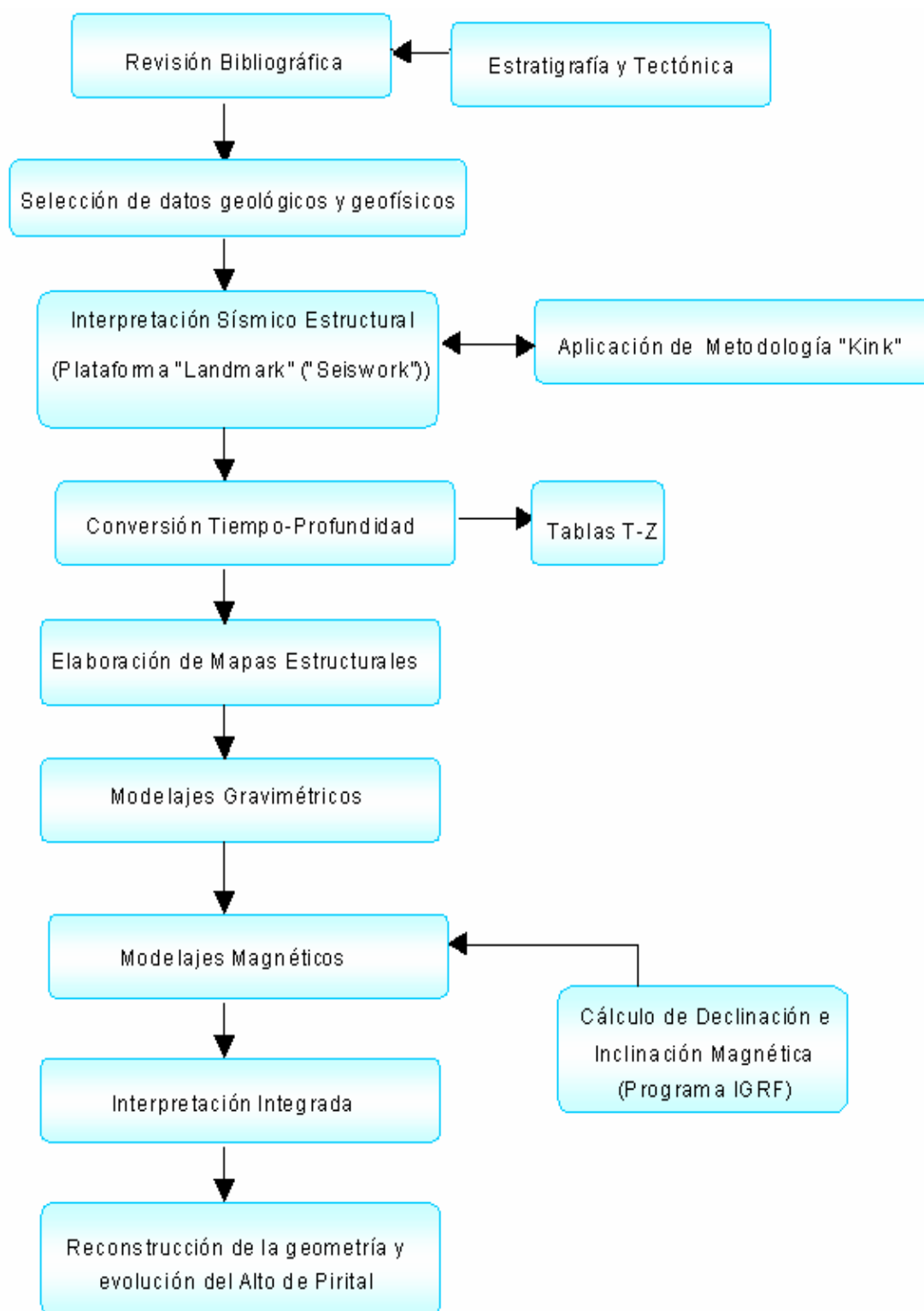


Figura N° 5 Flujograma de la metodología empleada

En el caso de este estudio esta metodología funciona debido a que los esfuerzos compresivos principales en la Cuenca Oriental de Venezuela son casi uniformes, además los modelos estructurales balanceados que se han propuesto mediante esta técnica han dado resultados exitosos en cuencas tipo “foreland”.

Al realizar la interpretación del área de estudio se asumió la preservación de los espesores y de las longitudes de las capas. Aunque los datos trabajados tienen un radio de señal-ruido de pobre calidad fue posible inferir el tipo de estructura que existe en la zona mediante la comparación con modelos estructurales preestablecidos, basándose en la mejor aproximación de los datos observados, con cualquiera de estos modelos. Cabe destacar que si no se llega a una aproximación, entonces se debe proponer un nuevo modelo basado en los ya existentes, y que explique con claridad el desarrollo cinemático de la estructura.

La metodología según SUPPE y CHANG (1983) incluye cuatro pasos básicos:

1. Localización de regiones de buzamientos homogéneos.
2. Ubicación de superficies axiales entre regiones de buzamientos homogéneos
3. Identificación de grandes discontinuidades en la estructura donde la superficie axial termina o se ramifica.
4. Interpretación de las terminaciones de las superficies axiales en términos de la trayectoria de las fallas.

Es importante señalar que estos cuatro pasos se desarrollaron en la interpretación del área de estudio.

*** Localización de buzamientos homogéneos**

La base fundamental del método “Kink” estriba en la ubicación de dominios de buzamientos constantes sobre largos volúmenes de rocas. El primer paso realizado fue localizar esos buzamientos sobre la línea sísmica, colocando sobre ella un papel transparente que permitiera determinar paneles diferentes de buzamientos. Los dominios de reflectores paralelos están basados en la teoría, ya que las capas paralelas no producen precisamente reflectores paralelos en secciones sísmicas debido a las variaciones de velocidad y otros factores.

A medida que se fueron ubicando los dominios de buzamiento se fueron reconociendo estilos estratigráficos y estructurales tales como: “onlap”, “downlap”, discordancias, truncaciones y fallas de corrimiento.

*** Localización de superficies axiales**

Las superficies axiales se localizan a lo largo de la zona de bisagra, es decir, en el punto donde los dominios de buzamiento cambian (Figura N° 6-a).

En secciones geológicas cruzadas las superficies axiales bisectan el ángulo entre los limbos del pliegue, mientras que en las secciones sísmicas no bisectan el ángulo debido a que tanto la escala horizontal como la escala vertical no son iguales (Figura N° 6-b y N° 6-c). Muchas veces las superficies axiales son mal ubicadas en secciones que no están bien migradas debido a que la posición

relativa en la que se nota el cambio de buzamiento de los reflectores no es correcta (Figura N° 6-d)

*** Localización de la terminación de las superficies axiales**

Las superficies axiales no tienen extensión infinita, de allí la importancia de ubicar su terminación, ya que ésta proporciona información significativa para la interpretación de la estructura. Las superficies axiales pueden terminar de cuatro formas: 1. En el punto de profundidad en el cual la falla es responsable del “Kink”

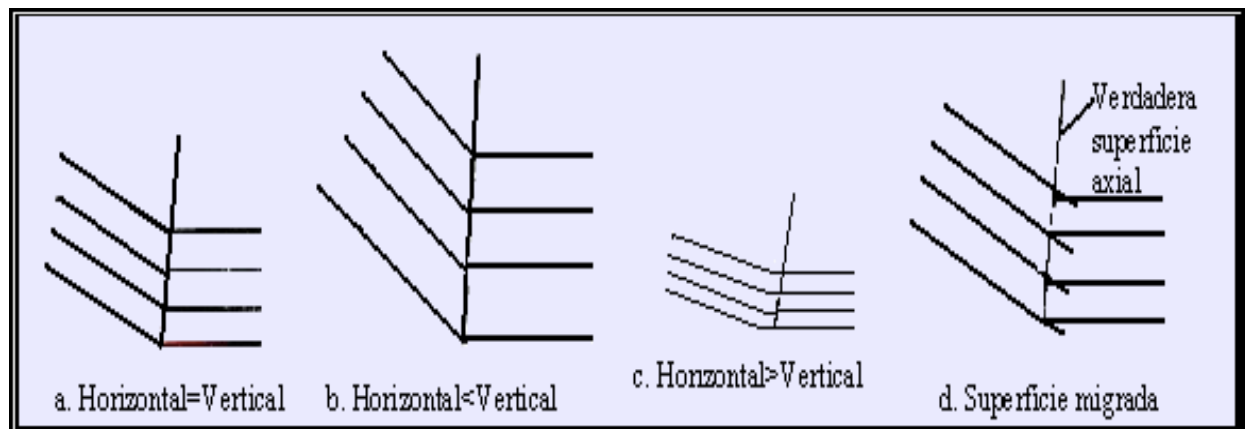


Figura N° 6 Localización de superficies axiales (Tomado de SUPPE y CHANG,1983)

por procesos tales como plegamientos asociados a fallas (“fault bend folding” o “fault-propagation folding”). 2. Truncada arriba o abajo por una falla más joven.

3. Ramificarse o unirse con otras superficies axiales asociadas a discordancias.

4. Puede continuar hasta el tope de la sección.

*** Interpretación de la trayectoria de las fallas**

Es el paso final de la metodología y consiste en la búsqueda de modelos estructurales que se ajusten a la posición de las grandes discontinuidades presentes en la estructura, especialmente las fallas de corrimiento. Esta fase final es más interpretativa que los tres pasos previos y conduce a la elaboración de hipótesis dentro del campo de la exploración. En otras palabras, éste es el paso en que se comienza a construir un modelo estructural basado en modelos previos y a partir de los resultados obtenidos con los paneles de buzamiento y las superficies axiales.

La aplicación del método “Kink” permitió identificar con más detalle los principales rasgos estructurales y estratigráficos del área de estudio, tales como discordancias, corrimientos, antiformes, “onlaps”, “downlaps” y “toplaps”, además de determinar que los estilos estructurales más importantes presentes en el área son el Corrimiento de Pirital y el Alto de Pirital.

Construido el modelo estructural y estratigráfico y después de haber digitalizado la información, se validaron los topes formacionales con los datos de pozos presentes en el área. Estos pozos son de profundidad somera, por lo que se pudo obtener sólo parte de la secuencia presente en la zona. Para la interpretación de la secuencia más profunda se utilizó como referencia el trabajo realizado por MARTINEZ (1995).

Las secciones geológicas obtenidas pueden dividirse en dos partes: una, la parte proximal de la cuenca antepaís y la otra, la parte distal de la misma (Figura N° 7).

1.3.2 MODELAJE GRAVIMÉTRICO

Obtenidas las secciones geológicas del subsuelo se procedió a realizar los modelos gravimétrico y magnético de los Transectos 1 y 8 mediante la utilización del programa GM-SYS (Northwest Geophysical Associates, 1994), el cual permite calcular la respuesta gravimétrica y magnética que produce el modelo geológico propuesto. El GM-SYS es compatible con Windows 95 / NT, Windows 3.11, UNIX y la plataforma MS-DOS.

ESTRATIGRAFIA LOCAL DE LOS TRANSECTOS ESTUDIADOS			
Cronoestratigrafía	Cuenca Antepaís		
	Proximal		Distal
Pleistoceno	Mesa		
Plioceno	Las Piedras II		
	Caicara-Quiriquire		Las Piedras I
Mioceno Superior	Morichito		La Pica II
			La Pica I
Mioceno Medio	Carapita		Carapita Superior
Mioceno Inferior			Carapita Inferior
Oligoceno	Merecure		Carapita F
			Merecure
Eoceno	Caratas		
Paleoceno	Vidoño		
Cretácico Superior	San Juan		
	Guayuta	San Antonio	
		Querecual	
Cretácico Inferior	El Cantil (?)		Cretácico Inferior (?)
	Barranquin (?)		
Precámbrico	Basamento Igneo Metamórfico		

Figura N° 7 Estratigrafía local del área de estudio (Modificado de MARTINEZ, 1995)

En dicho programa se cargaron los datos relacionados con los perfiles gravimétricos y magnéticos, los cuales poseen una longitud de aproximadamente 25 km y 27 km respectivamente. Estos datos permitieron obtener los valores de la curva de gravedad calculada. Luego se fueron introduciendo las estructuras interpretadas en la sísmica o cuerpos gravimétricos. Una vez hecho esto se procedió a tratar de ajustar las curvas de gravedad teórica y calculada a partir de las modificaciones en el modelo geológico propuesto (en cuanto a geometría y valores de densidad).

El programa GM-SYS (Northwest Geophysical Associates, 1994) permite extender los modelos hacia el infinito o los acepta con sus dimensiones exactas. En el modelo propuesto se utilizó la opción de extender el modelo al infinito, lo cual permite un mejor ajuste en las curvas observadas y calculadas.

1.3.3 MODELAJE MAGNÉTICO

Para la realización del modelaje magnético se utilizó de igual manera el programa GM-SYS (N.G.A, 1994), y realizando los mismos pasos. Sin embargo, antes de proceder a realizar las modificaciones, se calcularon los valores de declinación e inclinación utilizando para ello el programa IGRF (CPD–Geofísica-UCV). Obtenidos estos valores se asignó a cada uno de los cuerpos el correspondiente valor de susceptibilidad e intensidad de magnetización, lo que permitió ir ajustando la curva calculada con la curva teórica.

CAPÍTULO II

CAPÍTULO II

CAPÍTULO 2

2.1 TECTÓNICA DEL CARIBE

La evolución tectónica de la placa del Caribe y las placas americanas han sido discutidas durante mucho tiempo, y aún existen aspectos que son objeto de controversia y debate. Existen dos grupos fundamentales que explican esta evolución:

Los modelos “ Pacíficos”, los cuales proponen un origen mesozoico tardío de la corteza oceánica del Caribe en la región del Pacífico, dando como posición actual el espacio entre las dos Américas (WILSON, 1965; MALFAIT Y DINKELMAN, 1972; BURKE et al., 1978; BURKE et al., 1984; DUNCAN y HARGRAVES, 1984; PINDELL y BARRETT, 1990; STEPHAN et al., 1990).

2. Los modelos Alternativos, los cuales proponen la formación de la corteza del Caribe al oeste de su posición actual pero también entre las dos Américas (BALL et al., 1969; AUBOUIN et al., 1982; ; DONNELLY, 1985; KLITGORD y SCHOUTEN, 1986; et al., 1992; MESCHEDE y FRISCH, 1998).

Entre los partidarios de ambos modelos se han formulado varias interrogantes en cuanto al tiempo de los eventos, la configuración de las placas, el origen de los bloques y terrenos y en cuanto a los datos paleomagnéticos. Sin embargo, MESCHEDE y FRISCH(1998), basados en los resultados estructurales, geocronológicos y paleomagnéticos de su investigación en el sur de México, Guatemala, Costa Rica y Panamá, construyeron un modelo detallado de la

evolución de la placa tectónica del Caribe, el cual está en concordancia con el segundo grupo antes mencionado.

Las evidencias geológicas, geocronológicas y paleomagnéticas que poseen estos autores, indican que la corteza del Caribe fue formada originalmente en una posición adyacente al margen noroeste de Sur América. El bloque Chortís, el cual actualmente pertenece a la placa del Caribe, fue parte del bloque de corteza mexicana, tomando en cuenta que el bloque cubano fue formado como parte de la placa del proto-Caribe y transferido a la placa Norte Americana durante el Cretácico tardío.

Un origen intra-oceánico de la corteza caribeña en el Pacífico, al sur del ecuador, como es propuesto por el modelo “Pacífico” representa una contradicción con lo anteriormente expuesto. Además, el espacio y tiempo en que ocurre la subducción es necesario para la explicación de la compleja situación.

Ahora bien, generalmente se acepta que las Américas actualmente migran hacia el oeste con respecto al marco de los “hotspot” (GRIPP y GORDON, 1990). Los movimientos comienzan en el Cretácico medio a tardío con la apertura del océano Sur Atlántico y se correlaciona con la terminación de la extensión del océano del Proto-Caribe (MESCHÉDE y FRISCH, 1998). La translación relativa hacia el este de la placa del Caribe en el borde norte de Sur América y la placa Scotia en el borde sur es interpretada basándose en la

existencia de flujos del manto alrededor de las esquinas de la placa (ÁLVAREZ, 1982). La extrapolación del movimiento actual de las placas del Caribe y Norte y Sur América implica un desplazamiento lateral cenozoico de la placa del Caribe con respecto a la placa Norte Americana en la magnitud de 1000 km. Esta extrapolación está lejos de la planteada por PINDELL y BARRET (1990) quienes colocan a la placa del Caribe dentro de una posición al sur del ecuador. Dicha posición es contradictoria con los datos paleomagnéticos recabados por MESCHEDE y FRISCH (1998).

Los grupos del modelo “Pacífico” argumentan que el espacio entre Norte y Sur América fue probablemente pequeño en el Cretácico Temprano como para proveer suficiente espacio para originar la placa del Caribe. Lo argumentan basándose en las anomalías magnéticas preservadas actualmente en la cuenca de Venezuela en el Caribe.

La reconstrucción paleomagética hecha por MESCHEDE y FRISCH (1998), basándose en nuevas determinaciones de placas y posiciones de bloques, muestra que había suficiente espacio disponible para formar corteza oceánica, por lo tanto la lenta tasa de extensión de la placa del Caribe de 0.4 a 0.5 cm produce solamente una cuenca oceánica estrecha de alrededor de 120 a 150 km de ancho sobre un espacio de tiempo de 30 millones de años.

Es por eso que estos autores proponen un origen intra-americano de la corteza del Caribe, y reconocen las siguientes fases de evolución:

1. Apertura continental en el océano proto-caribeño y separación inicial de Norte y Sudamérica alrededor del Jurásico Medio (Figura 8-a).
1. Ensanchamiento del océano proto-Caribe por extensión, durante el período Jurásico Tardío-Cretácico Medio
2. Engrosamiento de la corteza del proto-Caribe por la formación de mesetas de basaltos en el área del Caribe, durante el Cretácico Medio a Tardío.
4. Subducción en el arco Espinazo Cubano-Aves, seguido por la colisión del sur de Cuba con la placa Norte Americana.
5. Apertura del océano Sur Atlántico durante el Cretácico Medio a Tardío, y comienzo de la tendencia hacia el oeste de la placa Sur Americana con respecto a la placa del Caribe, el cual se ha vuelto una placa independiente en el tiempo (Figura 8-b)
6. Movimiento relativo hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa Sur Americana causando subducción en el arco de las Antillas Menores durante el Cretácico Tardío a Reciente. Desarrollo de zonas límites transcurrentes complejas en el norte y sur del Caribe, durante el Paleoceno/Eoceno a Reciente(Figura 8-c y 8-d)
7. Deformación de la región entera del Caribe como resultado de la interacción entre las placas americanas y la del Caribe, durante el Mioceno a Recién

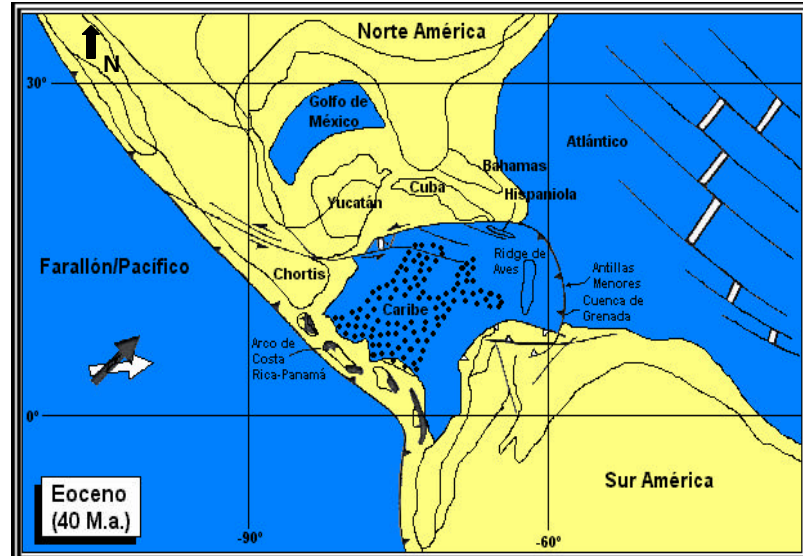
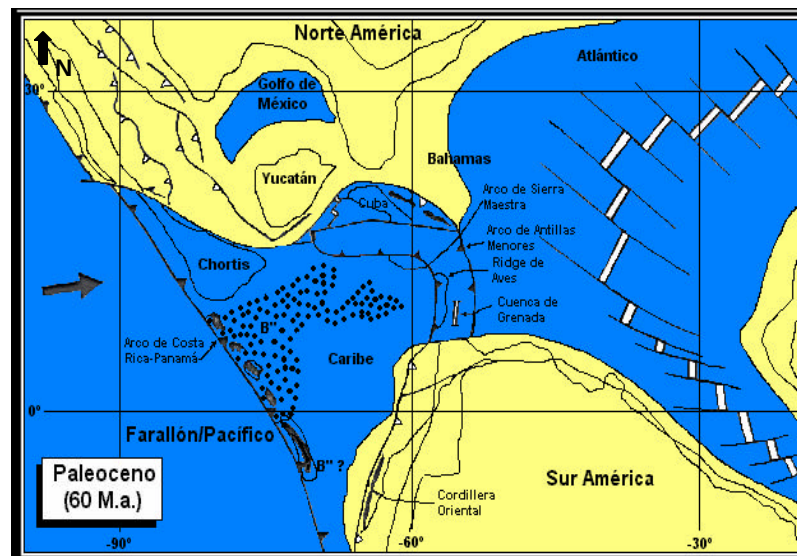
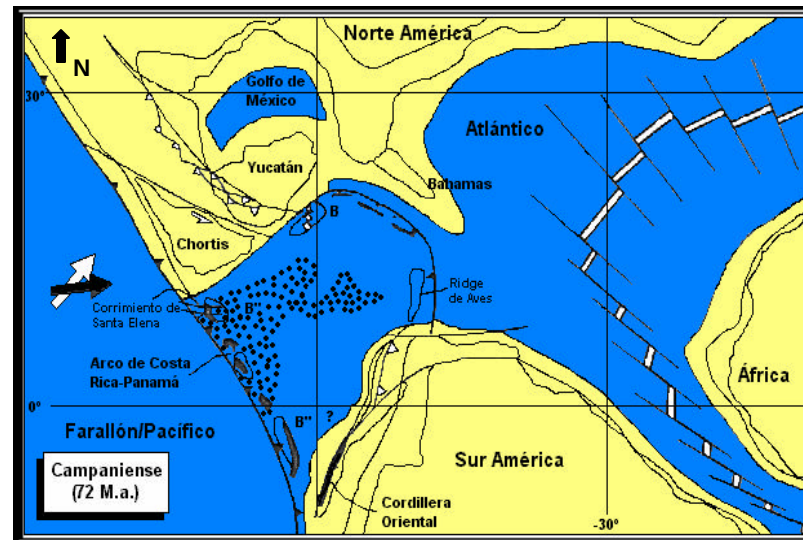
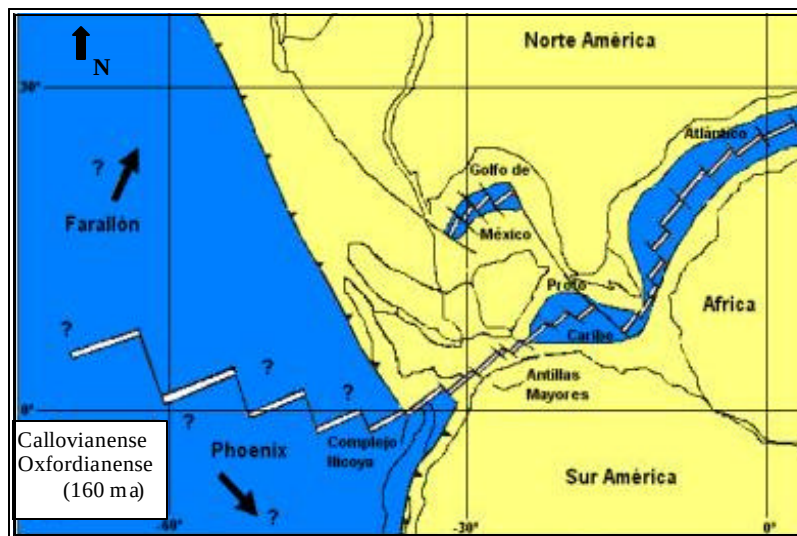


Figura N° 8 Evolución del Caribe (Modificado de MESCHÉDE y FRISCH, 1998)

2.2 CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural profunda ubicada en el centro-este del país y que ocupa 165.000 km² (ERLICH y BARRET, 1992). Tiene una longitud de unos 800 km aproximadamente y un ancho promedio de 200 km en dirección norte-sur. Esta cuenca está localizada entre las coordenadas 8° 00'00'' y 11° 00'00'' N de latitud, y 61° 00' 00'' y 68° 00'00'' W de longitud, y está limitada al norte por el Piedemonte de la Serranía del Interior Central y Oriental; al sur por las rocas Pre-Cámbricas del Escudo de Guayana; al oeste por el Arco de El Baúl, el cual la separa de la Cuenca Barinas-Apure, ya que representa un alto estructural, y al este continúa por debajo del Golfo de Paria y de la Plataforma Deltana.

La Cuenca Oriental se extiende por los Estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y parte de Sucre, prolongándose hasta la Plataforma Deltana y sur de Trinidad. Se caracteriza por poseer una topografía de extensas llanuras y una zona de mesas en Anzoátegui y Monagas.

Basado en sus características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas la cuenca está subdividida en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico al Oeste y la Subcuenca de Maturín al Este (Figura 1), las cuales están separadas por el alineamiento de Urica (ERLICH y BARRET, op. cit.). Un mínimo de anomalía gravimétrica, que alcanza los -200 mgal, sugiere un considerable espesor de sedimentos, que fue estimado como 9 km en la Subcuenca de Guárico y 15 km en

la Subcuenca de Maturín (BONINI, 1978). La cuenca se caracteriza por ser asimétrica, el flanco sur buza levemente hacia el norte, mientras que el flanco norte está caracterizado por plegamientos y complejas zonas tectónicas (BLANCO y SÁNCHEZ, 1990). La cuenca presenta una inclinación con dirección hacia el este, por lo que su parte más profunda está ubicada al noroeste, hacia Trinidad, donde se presume que se acumularon unos 40.000 pies de sedimentos (BLANCO y SÁNCHEZ, op. cit.).

La Cuenca Oriental de Venezuela es la segunda más productora de hidrocarburos después de la Cuenca de Maracaibo (sin contar los pesados y extrapesados de la Faja del Orinoco). Los campos petroleros más importantes dentro de esta cuenca son: Mata, Guara, Jusepín, Oficina y Quiriquire.

2.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

El origen de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela estuvo determinado por una relativa estabilidad del Cratón de Guayana durante el Paleozoico Inferior; esto indica que las transgresiones y regresiones que ocurrieron dentro de la cuenca están asociadas a hundimientos y levantamientos del borde septentrional del Cratón (WEC, 1997).

La primera transgresión ocurrida en este borde, originó la sedimentación de formaciones paleozoicas de forma discordante sobre el basamento Pre-Cámbrico. Luego se produjo el levantamiento vertical del borde del Cratón, como resultado

de la Orogénesis Herciniana ocurrida durante el Pérmico-Triásico (250-200 m.a.); dicho levantamiento provocó que los sedimentos paleozoicos fueran erosionados casi en su totalidad, quedando remanentes sólo en algunas áreas, y que los mares se retiraran hacia el norte. Existen evidencias de actividad volcánica en El Baúl, durante el Triásico-Jurásico (220-160 m.a.) lo que provocó un período de erosión en la mayor parte de la cuenca.

Los sedimentos del Cretácico se depositaron sobre una superficie relativamente estable proporcionada por el borde norte de Sur América, conformada por rocas graníticas, metamórficas y sedimentarias de edades Paleozoico y Jurásico. Durante el Barremiense se inició una transgresión en sentido norte-sur, la cual alcanzó su máximo durante el Turoniense y se desarrolló bajo ambientes euxínicos. Durante el Cenomaniense-Santoniense se depositan sedimentos bajo ambientes batiales, los cuales atestiguan el hundimiento del borde continental. En el período Santoniense-Maestrichtiense se inició la regresión, durante la cual ocurrieron fenómenos tecto-termales de importancia y se originó una sedimentación pelágica calcáreo-silíceo (Formaciones San Antonio, San Juan y Vidoño) actualmente presente al norte de la Serranía del Interior. Al sur de la cuenca, la sección está truncada por el Mioceno.

Al final del ciclo sedimentario del Cretácico, en relación con la fase tectónica conocida en Norteamérica como la Orogénesis Laramidiana, se levantaron las estructuras pre-cretácicas y cretácicas, las cuales dieron lugar a una intensa erosión

de la secuencia cretácica, hacia el sur y el noroeste del área. De igual manera durante este período el margen del norte de Sur América profundizó de una manera abrupta provocada por el cese de la expansión marina entre Norte y Sur América. El margen se transformó en activo cuando colisionó con el proto arco de las Antillas Mayores.

Durante el período Paleoceno-Eoceno Medio la deformación transpresional avanzó diacrónicamente a lo largo del borde septentrional de Sur América, mientras que la placa del Caribe migró hacia el Este con respecto a las placas de Norte y Sur América.

Antes de iniciarse el ciclo sedimentario Eoceno Superior (?)-Mioceno Inferior, la cuenca cambió de posición por basculamiento hacia el NNO donde alcanzó su máximo desarrollo, debido al efecto del emplazamiento y cabalgamiento hacia el sur-sureste de las napas del Caribe. Para esta época la cuenca recibía sedimentos del sur y del norte procedentes de las napas. Es en esta dirección donde la secuencia alcanzó los mayores espesores.

En el período Eoceno Tardío –Eoceno Medio el margen continental se va cerrando paulatinamente al norte, esto provoca un crecimiento vertical y lateral al E-SE y la formación de un “foredeep” en dirección NE-SO.

Durante el Eoceno Tardío las pulsaciones orogénicas ocasionaron transporte tectónico en dirección SSE de las napas del Caribe. El nivel del margen septentrional de Venezuela desarrolló un intenso tectonismo y representa una

discordancia por hiatus sedimentario que se evidencia por la escasez de datos bioestratigráficos.

El período que comprende el Oligoceno-Mioceno Temprano se caracterizó por una marcada actividad compresiva al norte de la Cuenca Oriental y por el incipiente levantamiento del Bloque Alóctono de Pirital y la Serranía del Interior. Al sur del Corrimiento de Pirital y a finales de este período, comenzó la formación de la cuenca antepaís, la cual controló la sedimentación de la Formación Carapita (DAAL, 1992). Los ligeros movimientos horizontales fueron frecuentes en todo el Caribe, lo cual hace suponer que la velocidad del desplazamiento dextral de la placa del Caribe disminuyó y que se intensificaron los movimientos verticales que permitieron el equilibrio isostático de las grandes masas rocosas (AGUASUELOS-Ingeniería, 1990).

En el Oligoceno Temprano el margen pasivo septentrional de Sur América pasó a ser activo debido a la convergencia entre las placas del Caribe y Suramericana, el cual representa un proceso de migración diacrónico y transpresivo (PINDELL y BARRET, 1990; DI CROCE, 1995).

La deformación transpresiva ocurrida durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Medio afectó progresivamente la parte oriental de Venezuela y Trinidad (DI CROCE, op.cit.), creando así el sistema de la Faja Plegada de la Serranía del Interior y antepaís asociado, el cual es conocido como Cuenca Oriental de Venezuela, la cual presenta un estilo de deformación caracterizado por una serie

de plegamientos y corrimientos (“fold thrust belt”). Mientras que en el Oligoceno Tardío ocurrió una fase tectónica distensiva, la cual controló la sedimentación de formaciones de ambiente marino somero en el cinturón previamente deformado y peneplado del norte.

La cuenca alcanza su máximo desarrollo durante el Mioceno debido a la intensa actividad compresiva que dio paso al aporte de sedimentos que provenían del paleoalto existente al noreste y por un sistema de regresión deltáica que provenía del sur. Durante este período, el tectonismo se manifestó con mayor intensidad en el flanco norte de la cuenca. Durante el período Mioceno Temprano-Mioceno Medio, el avance del mar persiste desde el noreste, lo que origina la sedimentación de aguas profundas de la Formación Carapita. Además de lo anterior se desarrolló un movimiento transpresivo dextral entre la placa del Caribe y la placa Suramericana lo que permitió la profundización de la cuenca y su asociación con los fallamientos normales de la zona.

El cabalgamiento hacia el sureste de las napas durante el Mioceno Temprano a Medio produce el basculamiento de la cuenca oligocena hacia el noreste, lo cual da lugar a la intensa erosión de la secuencia Oligo-Mioceno Temprano en la región noroccidental del área.

Durante el Mioceno Tardío, se produce una fase compresiva importante, que además de levantar más la Serranía del Interior, desarrolla, hacia el Sur, una serie de anticlinales y sinclinales, que están asociados a corrimientos.

Paralelamente se forman las primeras estructuras plegadas, asociadas a una fase transpresiva, que desplazan progresivamente sus ejes hacia el sur.

En el Mioceno Tardío-Plioceno la transgresión es leve sobre la superficie erosionada de Carapita, y da paso a la depositación de la Formación La Pica. Se origina un ajuste isostático de la serranía, lo que provoca la inversión al norte de las antiguas fallas normales. El sistema de fallas transpresivas dextrales es abandonado como corredor principal del desplazamiento y reemplazado por el sistema El Pilar (CHAPLET, 1998). Como consecuencia del continuo retroceso del mar hacia el este durante el Plioceno, en gran parte de la cuenca, se establecieron ambientes fluvio-deltáicos (Formación Las Piedras), mientras que durante el Plio-Pleistoceno se depositaron sedimentos de ambiente continental (Formación Mesa).

2.4 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

La evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela durante el Paleozoico es poco conocida, sin embargo lo poco que se conoce se deriva de estudios realizados cerca de la Faja Petrolífera del Orinoco, los cuales indican una historia estructural menos compleja que la de otras áreas paleozoicas en Venezuela, debido a la estabilidad del cratón. Según GUTIERREZ (1988) la sedimentación paleozoica fue depositada sobre una superficie irregular y en las zonas norcentral y noroccidental contiene profundas depresiones que pueden alcanzar profundidades de más de 3000 m. Indican, además, fallamientos en el tope del basamento ígneo-

metamórfico, al igual que en el Alto de Altamira, el cual pudo ser un remanente erosional.

En el sector occidental de la cuenca el evento Permo-Triásico levantó el Macizo de El Baúl, el cual representa uno de los límites de la cuenca.

Sobre el territorio de la Cuenca Oriental de Venezuela no se reconocen deformaciones tectónicas que estén relacionadas con la orogénesis a finales del Cretácico, la cual tuvo importantes repercusiones en el área del Caribe. En la parte septentrional de la cuenca, específicamente en la zona cercana al piedemonte de Monagas y Anzoátegui, las formaciones cretácicas presentan fallamientos, plegamientos e incluso se presentan volcadas, pero según GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) esta deformación no pertenece al evento orogénico ocurrido a finales del Cretácico sino al período de deformación ocurrido durante el Terciario Superior. En el flanco sur de la cuenca la ausencia de plegamientos en las formaciones cretácicas está ausente.

Las masas en proceso de levantamiento al norte fueron desplazándose hacia el sur, comprimiendo progresivamente el substratum formado por sedimentación cretácica autóctona, el cual representa hoy los remanentes alóctonos en la Serranía del Interior. El pulso orogénico del Eoceno Superior provocó dos fenómenos fundamentales en la evolución estructural terciaria de la cuenca: 1) el hundimiento de la parte occidental del área de Guárico y 2) el levantamiento de la Serranía del Interior.

En la parte noreste de la cuenca la evolución estructural viene dada por el impulso orogénico del Eoceno Superior, el cual inició el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental. Luego, durante el Mioceno, ocurrieron levantamientos marcados por gruesos intervalos de conglomerados. Empujes renovados con componente norte-sur muy marcada ocasionaron grandes líneas de sobrecorrimiento hacia el sur, como lo son el corrimiento de Pirital y el de Anaco. La subprovincia occidental está formada por corrimientos imbricados que colocaron una serie de cuñas (de formaciones cretácico-eoceno) sobre la sedimentación oligo-miocena del flanco norte de la cuenca. El flanco sur de la cuenca apoyado sobre el borde cratónico, no sufrió deformaciones tectónicas importantes. Presenta homoclinales suavemente inclinados hacia el nor-noreste, los cuales están cortados por alineamientos de fallas normales con rumbo este-oeste y este-noreste. Algunas fallas de este sistema se encuentran bifurcadas, ramificadas o unidas a otras fallas convergentes.

Los movimientos originados durante el Mio-Plioceno afectaron diversos lugares de la Cuenca Oriental de Venezuela de manera distinta. Hacia el sur son poco visibles. HEDBERG et al. (1947) postulan una de las mayores perturbaciones corticales en la región, debido al pronunciado desplazamiento hacia el sur del eje de la cuenca y el levantamiento del borde septentrional. El último evento es la extensión de la Formación Las Piedras hacia el norte y algunas inclinaciones

ocurridas localmente que provocaron erosiones menores en el tope de esta formación.

El cuadro tectónico considerado en la región de Monagas---áreas de Jusepín-Orocual-Manresa--- se conoce por los levantamientos espasmódicos y empujes recurrentes en tiempo y espacio, todos ello con marcadas componentes norte-sur. Un claro ejemplo de este estilo tectónico es el Alto de Pirital y la formación del corrimiento del mismo nombre. Después de la sedimentación de Carapita superior, se produce durante el Mioceno Medio, el rejuvenecimiento del Alto de Pirital. Esto es evidenciado por el flangomerado de Morichito, con sedimentos provenientes de la Serranía del Interior. La posterior erosión de la Formación Carapita en tiempo pre-La Pica, en la cual LAMB y DE SISTO (1968) calcularon alrededor de 3000 m de sedimentos fueron erosionados en la cresta del Alto de Pirital.

2.5 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La estratigrafía de la Subcuenca de Maturín es muy confusa debido a que ésta varía en cada uno de sus flancos. El flanco norte representa el “paleoforeland”, donde una sección espesa de sedimentos ha sido acumulada durante los estados iniciales de la formación del “foreland” en el Neógeno temprano. Los espesores combinados de los sedimentos del margen pasivo cretácico-paleógeno y los sedimentos del “foreland” del Neógeno en el flanco norte se estiman sobre los 15 km, obtenido de la interpretación de datos gravimétricos (BONINI, 1978).

GUTIÉRREZ (1988) sugiere nueve kilómetros de espesor en el área del Norte de Monagas.

2.5.1 PRECÁMBRICO

Sobre el Escudo de Guayana hacia el sur aflora el basamento precámbrico cristalino, el cual está compuesto principalmente de rocas ígneo-metamórficas que poseen un rango de edad entre 3400 y 800 m.a, 1968; MENDOZA, 1977; SUBIETA et al., 1988).

El Escudo de Guayana aflora sobre el margen meridional del río Orinoco y se extiende hacia el norte dentro de la superficie de la Cuenca Oriental; esto ha sido confirmado por diversos pozos, ubicados desde la Faja Petrolífera del Orinoco hasta los límites de la falla de Urica (ARNSTEIN et al., 1982; FEO CODECIDO et al., 1984). El basamento precámbrico profundiza poco a poco en dirección norte, desde el río Orinoco hasta la parte inferior de la Serranía del Interior (LILLIU, 1990; CHEVALIER, 1995; DI CROCE, 1995).

2.5.2 PALEOZOICO

Las rocas sedimentarias no metamorfizadas y las rocas ígneo-metamórficas del Paleozoico que se encuentran en la superficie y el subsuelo, se extienden desde Venezuela Occidental hasta Venezuela Central.

No hay paleozoico expuesto en lado este de la Serranía del Interior, y su presencia en la Subcuenca de Maturín es incierta. ARNSTEIN et al. (1985) infieren

que las rocas paleozoicas están presentes en el flanco sur de la Subcuenca de Maturín, sobre el basamento cristalino, dentro de un área que se extiende hacia el este de la Subcuenca de Guárico.

Actualmente, hay una importante acumulación de espesores de (Paleozoico-Mesozoico Temprano) sedimentos no metamorfizados y capas rojas, en una depresión que profundiza hacia el SW-NE, conocida como el Graben de Espino, en el subsuelo de la Subcuenca de Guárico.

2.5.3 JURÁSICO

La fase de “rifting”, característica de este período, creó un sistema de “horst” y grábenes que se extendió hacia el basamento. Luego, debido al levantamiento del cratón, los sedimentos del Triásico-Jurásico y las rocas volcánicas asociadas fueron erosionadas, siendo solamente preservadas en las depresiones (SUBIETA et al., 1988).

El Graben de Espino es una estructura localizada en la parte este de la Subcuenca de Guárico, es un vestigio de “rifting”. Este graben se caracteriza por tener una secuencia de capas rojas de rocas sedimentarias no fosilíferas y flujos basálticos entre las capas, las cuales se atribuyen al Jurásico Medio mediante datación radiométrica, y una secuencia paleozoica que rellena el graben. Esos 200 m de secuencia de capas rojas y volcánicas han sido denominadas como la Formación La Quinta (FEO CODECIDO et al., 1984).

2.5.4 CRETÁCICO

CRETÁCICO INFERIOR

2.5.4.1 BARREMIENSE-APTIENSE INFERIOR

FORMACIÓN BARRANQUÍN

Esta formación presenta las rocas más viejas de la Subcuenca de Maturín y la Serranía del Interior, y contiene los depósitos más antiguos de la transgresión marina. Está compuesta de areniscas cuarcíticas intercaladas con lutitas de varios colores. Su contacto con la base es desconocido. El contacto superior fue situado por HEDBERG y PYRE (1944) en el inicio de la alternancia de calizas, areniscas y lutitas de la Formación El Cantil. Tiene un espesor de 1500 m aproximadamente (LIDDLE, 1946). Es notable la presencia de numerosas secuencias terrígenas de más de 2400 m, compuestas por areniscas de grano grueso a medio, las cuales fueron depositadas en ambientes litorales a continentales. Al norte, los espesores se reducen a 800 m cerca de la costa, y las areniscas terrígenas son intercaladas con calizas de la plataforma, mientras que al sur presenta facies clásticas de ambientes deltáicos pantanosos. Se observaron en esta formación en el Estado Monagas, bivalvos, gasterópodos, bioturbaciones, corales, foraminíferos bénticos tales como *Choffatella decipiens*, *Orbitolina* sp., *Pseudocyclammina hedbergi*, *Sacammina* sp.

2.5.4.2 APTIENSE SUPERIOR

FORMACIÓN GARCÍA

Presenta en su sección tipo una lutita glauconítica de 60 a 100 m de espesor. Está cubierta enteramente por la Serranía del Interior, subyace a las Formaciones El Cantil y Chimana, y suprayace a la Formación Barranquín. En la superficie del Norte de Monagas, ésta constituye un excelente marcador (CHIOCK, 1985). Los fósiles son diversos y abundantes y están representados por moluscos, equinodermos, braquiópodos y foraminíferos. Los dos primeros tercios de la unidad se depositaron en un ambiente marino abierto, de plataforma nerítica externa a media (100 a 60 m de profundidad), y la parte superior, en un ambiente de plataforma nerítica interna (± 30 m), asociado posiblemente a un ambiente de prodelta.

2.5.4.3 APTIENSE-CENOMANIENSE

FORMACIÓN EL CANTIL

La Formación El Cantil es muy variable lateralmente. Se reconoce en ella un gran volumen de calizas fosilíferas macizas, algunas veces separadas entre sí por cantidades apreciables de arenisca, lutita y caliza finamente estratificadas. Al norte, la unidad se vuelve predominantemente rica en carbonatos y es discontinua. Su espesor varía entre 866m y 300m. El contacto basal es con la Formación Barranquín, el cual es concordante y transicional; mientras que el contacto superior es concordante, transicional y diacrónico con la Formación Chimana. La unidad es reconocida en superficie y el subsuelo por su fauna *Orbitolina texana* (CHIOCK,

1985; ROSSI, et al., 1987; CHEVALIER, 1995) indican un paleoambiente de plataforma interna en el flanco sur del anticlinal de Punceres. En la sección del sinclinal Velásquez, cerro Los Encantados, le asignan un paleoambiente de plataforma interna, con energía media a alta; en el sector Caripe, río Caripe, quebrada El Danto, estado Monagas señalan un paleoambiente de plataforma externa subsidente, con aportes detríticos y energía media a alta

2.5.4.4 ALBIENSE

FORMACIÓN CHIMANA

La parte superior de esta formación está compuesta de unos 50 m de espesor de depósitos pelíticos someros, que transicionalmente cubren los sedimentos depositados de norte a sur. Está compuesta de lutitas y areniscas calcáreas. Su espesor general es de aproximadamente 120 m (HEDBERG y PYRE, 1944). Su contacto basal es transicional y concordante con la Formación El Cantil, mientras que el contacto superior es concordante y de transición corta con la Formación Querecual, aunque diversos autores han sugerido un hiato e incluso erosión subaérea antes de la sedimentación de esta formación. En el sector Caripe, río Caripe, quebrada El Danto, Estado Monagas, el contenido fosilífero consiste en Ammonites, bivalvos, equinodermos y gasterópodos. GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) le atribuyen un carácter transgresivo, que podría implicar una profundización de ambientes con respecto a la Formación El Cantil infrayacente.

CRETÁCICO SUPERIOR

GRUPO GUAYUTA

Es una sucesión de calizas laminadas de grano fino, lutitas y areniscas, muy ricas en materia orgánica. Este grupo se subdivide en las Formaciones Querecual y San Antonio, y constituye una roca madre de alta calidad (TALUKDAR, 1988).

2.5.4.5 CENOMANIENSE-TURONIENSE

FORMACIÓN QUERECUAL

La unidad está compuesta de calizas negras laminadas y lutitas calcáreas depositadas bajo condiciones euxínicas. El espesor es variable, alcanzando más de 650 m en la localidad tipo (CHEVALIER, 1995). En el sur, ésta exhibe alrededor de 400 m de espesor (ROSSI et al., 1987). La unidad es fácilmente reconocida en el subsuelo del Norte de Monagas por sus facies de color oscuro y contenido fosilífero (CHIOCK, 1985). Su contacto inferior es concordante con la Formación Chimana y su contacto superior es concordante y transicional con la Formación San Antonio. Esta formación se depositó bajo un ambiente marino (oceánico) euxínico y profundo. HEDBERG y PYRE (1944) reportan *Inoceramus labiatus* Schlotheim (cerca de la base de la formación).

2.5.4.6 CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE

FORMACIÓN SAN ANTONIO

Ésta formación está compuesta principalmente de calizas y lutitas negras. El contacto infrayacente, con la Formación Querecual, y el contacto suprayacente con

la Formación San Juan, son ambos transicionales. Sus espesores varían de 400 m en el sur hasta unos pocos metros en el norte (ROSSI, et al., 1987; CHEVALIER, 1995). La unidad es reconocida en el Norte de Monagas por su carácter eléctrico y contenido fosilífero. (CHIOCK, 1985). Las secciones finas revelan la presencia de foraminíferos planctónicos y también de formas bentónicas, por lo regular ausentes en la Formación Querecual (L.E.V.,1970).

2.5.4.7 MAASTRICHTIENSE

FORMACIÓN SAN JUAN

Esta es una unidad compuesta de areniscas con algunas alternancias de lutitas. La formación suprayace transicional y diacrónicamente a la Formación San Antonio. El contacto superior con la Formación Vidoño está acuñado y es proporcional pero es diacrónico de norte a sur, y se le asigna una edad Maastrichtiense a Paleoceno inferior (ROSSI et al., op. cit).

Se extiende exclusivamente a lo largo del frente de montañas y en el flanco norte de la Subcuenca de Maturín, incrementando su espesor desde 450 a 800 m respectivamente. En la formación, se reportaron en todos los niveles, foraminíferos bentónicos, de los cuales, los más comunes son: *Hormosina globulífera trinitatensis*. Según ROSALES (1969), RENZ (1962) y GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) el ambiente de sedimentación de la Formación San Juan, es de origen fluvial a marino somero, regresivo con ambientes litorales-costeros.

2.5.5 PALEÓGENO

2.5.5.1 EOCENO INFERIOR

FORMACIÓN VIDOÑO

La unidad está compuesta principalmente de lutitas negras piríticas con abundante fauna pelágica. Su espesor varía entre 330m y 170 m. AGUASUELOS-INGENIERÍA (1990) reportó un espesor de 800 m cerca del morro de Unare. Los contactos, inferior y superior, Formación San Juan y Formación Caratas, respectivamente, son concordantes y transicionales. El tope de la Formación Vidoño y la base de la Formación Caratas están representadas en el río Querecual por la presencia de equinodermos; foraminíferos plácticos tales como *Morozovella aequa*, *Morozovella velascoensis*, *Globigerina velascoensis*. VIVAS en Macsotay et al. (1986) con base en el rango batimétrico de foraminíferos bentónicos e icnofósiles, le adjudica ambiente marino profundo, batial a abisal.

2.5.5.2 EOCENO-OLIGOCENO INFERIOR

FORMACIÓN CARATAS Y MIEMBRO TINAJITAS

Esta unidad predominantemente regresiva varía en composición y edad de oeste a este a lo largo del frente de montañas. En el oeste, la Formación Caratas consiste de 300 m de areniscas glauconíticas cubierta por 50 m de calizas fosilíferas, descrita como el Miembro Tinajitas. Se puede notar que la unidad entera es de edad Eoceno Medio. Al este, la Formación Caratas está compuesta de 350 m de areniscas y lutitas. La porción más baja contiene intrusiones clásticas y glauconíticas. En el área de Mundo Nuevo se presentan espesores de hasta 600 m.

La edad en el este de la Serranía del Interior se extiende desde el Eoceno Inferior hasta el Oligoceno Inferior. El contacto basal de la Formación Caratas es concordante y diacrónico con la Formación Vidoño mientras que el contacto superior es concordante con la Formación Los Jabillos. La Formación Caratas es reconocida en el Norte de Monagas en la base de su litología calcárea y carácter resistivo del Miembro Tinajitas (CHIOCK, 1985)). La Formación Caratas fue depositada en varios ambientes sedimentarios, que representan una regresión con respecto a la Formación Vidoño infrayacente (ROSALES, 1969) y marino, de aguas someras (RENZ, 1962), que se tornan más marinas hacia el este (LAMB, 1964)

El Miembro Tinajitas se correlaciona con la Formación Peñas Blancas en la Subcuenca de Guárico (ERLICH y BARRET, 1992). Su edad es Eoceno Inferior a Medio (RENZ, 1962; LAMB, 1964; GALEA, 1985). ROSALES (1969) encontró, en la base de la formación a *Globogerina aspensis*, *G. senni*, *G. lozanoi* y *Globorotalia aragonensis* y, en la parte superior (Miembro Tinajitas) a *Lepidocyclina* sp. cf. *L. yurnagunensis*, *L. (Pliolepidina) pustulosa*, *Discocyclina (Asterocyclina) asterica*, *Operculinoides trinitatensis* y *O. kugleri*; en las partes más marinas, encontró a *Bulimina jacksonensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina eocaena* y *Globorotalia centralis*.

2.5.6 NEÓGENO

2.5.6.1 OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO MEDIO

GRUPO MERECURE

La unidad comprende las formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual. Su denominación como grupo ha sido extendida al subsuelo de la Subcuenca de Maturín y al noreste de la Subcuenca de Guárico.

2.5.6.2 OLIGOCENO SUPERIOR

FORMACIÓN LOS JABILLOS

La Formación Los Jabillos está compuesta de una serie de areniscas fosilíferas de grano grueso a fino que muestran espesores variables entre 122 y 228 m (HEDBERG y PYRE, 1944). Su edad, según LAMB (1964) corresponde al Oligoceno Inferior. La Formación Los Jabillos es discordante sobre formaciones más viejas, que van desde Tinajitas hasta Querecual, en el bloque sobrecorrido de la Falla de Pirital del norte de Monagas. Esta discordancia continúa en el subsuelo hacia el flanco sur de la cuenca, en donde la Formación Merecure es discordante encima del Cretácico (PEIRSON, 1965). El contacto Los Jabillos-Naricual, en el Campo La Vieja, es transicional; allí están ausentes las lutitas de la Formación Areo. PEIRSON (op.cit.) opinó que Los Jabillos tal vez esté solapada hacia el sur; esto está probado por correlaciones regionales de la Formación Merecure con las formaciones Quebradón y Naricual, ya que no se reconoce la presencia de Los Jabillos en el área mayor de Oficina. POTIE (1989), en su estudio del transecto Cumaná-Urica, afirmó que el hiatus entre Caratas y Los Jabillos abarca las zonas

Globigerinatheka semiinvoluta y *Turborotalia (Globorotalia) cerroazulensis* y parte de las zonas *P. micra*/*G. chipolensis*. SOCCAS (1991), en su estudio de la sección tipo de la Formación Naricual, describe el contacto Naricual-Los Jabillos como "discordante erosivo". El contacto superior es transicional vertical y lateralmente con la Formación Areo. Esta formación es la secuencia basal del ciclo del Terciario Tardío transgresivo (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

FORMACIÓN AREO

Representa la porción media del Grupo Merecure. Se compone de lutitas glauconíticas fosilíferas que tienen edad Oligoceno Superior, reconocidas por la presencia de *Globigerina ciperoensis* (STAINFORTH, 1968). El espesor disminuye desde 350 m en el frente de montañas hasta aproximadamente 100 m al Norte de Monagas (ROSSI et al., 1987). CHIOCK (1985) propuso que la Formación Areo y el miembro basal de la suprayacente Formación Carapita (Carapita F) son equivalentes en el subsuelo del Norte de Monagas, de acuerdo a su apariencia lutítica y contenido fosilífero. Sin embargo, STAINFORTH (op.cit.) ha definido la Formación Areo en el subsuelo y en la base de su facie glauconítica distintiva y la presencia de fauna de aguas someras. Estas facies son indudablemente reconocidas en pozos y concordantes dentro de las lutitas de Carapita basal, localmente ricas en foraminíferos planctónicos denominados *Globigerinas ciperoensis*, los cuales pueden estar ausentes por erosión (STAINFORTH, 1968). VIVAS et al. (1988) interpretan un ambiente sedimentario de plataforma externa a batial superior.

2.5.6.3 OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR

FORMACIÓN NARICUAL

La Formación Naricual exhibe más de 1500 m de areniscas, lutitas carbonáceas y capas de carbón (CHEVALIER, 1995) en el noroeste de la Serranía del Interior. La fuente de esta unidad procede del flanco oeste de la Serranía del Interior Central, de noroeste hasta el sureste (ROSSI et al., 1987), asociada con el incipiente levantamiento de la serranía, la cual se hace más vieja de oeste a este (BLANCO y SÁNCHEZ, 1990). Al este y sureste, la unidad se adelgaza mostrando simplemente 44 m de areniscas conglomeráticas, concordantes con la Formación Areo en el frente de montañas (Río Aragua) (ROSSI et al., op. cit.). STAINFORTH (1968) introdujo el término del subsuelo, en el norte del alto de Pirital, como presuntamente correcto, equivalente a la zona de *Catapsidrax dissimilis*, de la Formación Carapita. Luego, recientes descubrimientos en profundidad, atribuyen que el uso del término fuera designado a los 500 m de espesor de las areniscas predominantes, las cuales están organizadas dentro de tres paquetes individuales separados por espesores y lutitas continuas. Se le atribuye una edad Oligoceno Superior. El ambiente sedimentario indicado por PEIRSON (1965) es de fase regresiva en aguas dulces a muy salobres, relacionado a un gran sistema deltaico o una amplia región de tierras bajas pantanosas.

2.5.6.4 OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO SUPERIOR

FORMACIÓN CARAPITA

Consiste de una serie de colores oscuros y aguas profundas de lutitas microfósilíferas asociadas con el desarrollo de la cuenca “foreland”. Su edad abarca el Oligoceno y el Mioceno Medio. En la Serranía del Interior, es discontinua sobre la serie del Oligoceno. La Formación Carapita se presenta en un área aproximadamente rectangular cuyo borde septentrional se extiende hacia el este a partir de su localidad tipo en Anzoátegui nororiental, a través del norte de Monagas y dentro del golfo de Paria. Su borde meridional corresponde aproximadamente al eje actual de la Subcuenca de Maturín de la Cuenca Oriental de Venezuela (Zonas de *Globigerina ciperoensis* (parte inferior) y *Globorotalia menardii* (parte superior). Esta formación no está presente en la Subcuenca de Guárico. A lo largo del flanco norte de la cuenca, el tope de la Formación Carapita está truncado, e infrayace con fuerte discordancia a la Formación La Pica, o a la Formación Las Piedras más al norte (STAINFORTH, 1971). Esta formación presenta espesores variables que van de 4500 a 6000 m (STAINFORTH, op.cit.). Al oeste y noroeste, su espesor decrece. En el subsuelo, está informalmente subdividida en 6 miembros, los cuales se nombran desde el tope hasta la base con letras que van desde la A hasta la F; clasificación que se basa en zonas foraminíferas (CHIOCK,1985). En la Tabla N° 1 se muestra un cuadro generalizado de esta clasificación. Adicionalmente, una unidad de turbiditas conocida como Miembro Chapapotal es reconocida en el Norte de Monagas (LAMB y SULEK, 1968). El ambiente de sedimentación de la Formación Carapita fue extensión de

facies marinas profundas que pasaban lateralmente hacia los bordes de la cuenca a facies marinas someras y marginales, con discordancias intraformacionales en el flanco norte.

FORMACIÓN	FOSILES PLANCTONICOS INDICES	FOSILES BENTONICOS	EDAD	AMBIENTE
CARAPITA "A"	ORBULINA UNIVERSA/SUTURALIS GLOBIGERINOIDES SP. GLOBOROTALIA FOHSI LOBATAROBUSTA. S. SEMINULINA	GRUPO DE UVIGERINA PEREGRINA	MIOCENO SUPERIOR PARTE SUPERIOR	
CARAPITA "B"	GLOBOROTALIA PRAEMENARDII GLOBOROTALIA ARCHAEOMENARDII	BOLIVINA IMPORCATA BOLIVINA PISCIFORMIS	MIOCENO MEDIO PARTE SUPERIOR	AGUAS PROFUNDAS
CARAPITA "C"	GLOBOROTALIA FOHSI FOHSI GLOBOROTALIA ARCHAEOMENARDII	SIPHOGENERINA TRANSVERSA	MIOCENO MEDIO PARTE SUPERIOR	BATIAL SUPERIOR A BATIAL INFERIOR
CARAPITA "D"	GLOBOROTALIA INSUETA GLOBIGERINOIDES GLOMEROSA VAR. CASSIGERINELLA CHIPOLENSIS G. FOHSI PERIPHERORONDA	CIBICIDES SPP. BOLIVINA ADVENA NONION INCISUM	MIOCENO INFERIOR PARTE SUPERIOR	350 MTS. DE PROFUNDIDAD
CARAPITA "E"	CATAPSYDRAX DISSIMILIS CATAPSYDRAZ UNICAVUS GLOBIGERINA CIPEROENSIS ANGUSTIUMBILICTA	UVIGERINA MEXICANA SIPHOGENERINA LAMELLATA, SIPHOGENERINA COSTATA	MIOCENO INFERIOR PARTE SUPERIOR	
CARAPITA "F"	GLOBIGERINA CIPEROENSIS CIPEROENSIS/CIPERENSIS ANGULISSUTURALIS/G. TRILOCULARIS CHILOGUEMBELINA CUBENSIS	LATICARININA SPP. NONION POMPILIOIDES	OLIGOCENO PARTE MEDIO A SUPERIOR	

Tabla N° 1 Clasificación de la Formación Carapita (Modificado de MATA,1989)

OLIGOCENO SUPERIOR

MIEMBRO CARAPITA F (INFORMAL)

Esta es la unidad basal de la Formación Carapita en el Norte de Monagas.
Por su contenido litológico y faunal, esta unidad es considerada equivalente en el

subsuelo a la Formación Areo del frente de Montaña, debido a que en ambas existen los mismos marcadores foraminíferos, *Globigerina ciperoensis* – *ciperoensis* y *Globorotalia opima* – *opima* (CHIOCK,1985).

Sin embargo, de acuerdo a los datos de pozo, la base de Carapita F o la unidad entera es habitualmente reemplazada por un intervalo de lutitas glauconíticas de aguas someras, reconocidas por la presencia de fauna *Textularia* – *Nonionella*, que originan los reservorios. Este intervalo fue descrito por STAINFORTH (1968) en la Formación Areo en el Norte de Monagas.

FORMACIÓN CARAPITA INFERIOR (INFORMAL)

Los Miembros Carapita D y E comprenden la parte del Mioceno Inferior de la Formación Carapita. Éstos corresponden a las zonas foraminíferas *Catapsydeax dissimilis* y *Globigerinatella insueta* respectivamente (CHIOCK, op.cit.). La Zona E es completamente batial, mientras que la Zona D empieza como batial y termina como nerítico. Ambas decrecen en profundidad y son concomitantes con el levantamiento del flanco norte de la Subcuenca de Maturín (LAMB y SULEK, 1968; STAINFORTH, 1971). El contacto basal es transicional con Carapita F y discordante con las unidades del Oligoceno (STAINFORTH, op. cit; ROSSI et al., 1987). El contacto superior es discordante con Carapita Superior (LAMB y SULEK, 1968; CAMPOS y LANDER, 1985).

MIOCENO MEDIO

MIEMBRO CARAPITA SUPERIOR (INFORMAL)

Carapita A, B y C conforman el Mioceno Medio a Superior de la Formación Carapita. Se caracterizan por su contenido faunal, y se denominan como Zona de *Globorotalia fohsi-fohsi*, Zona de *Globorotalia fohsi lobata robusta* y Zona de *Globorotalia menardii*, respectivamente. La última se extiende desde el Mioceno superior, aunque raramente está presente debido a la erosión (CHIOCK, 1985). La unidad limita discordantemente bajo la Formación La Pica. Estas unidades decrecen de batial hasta plataforma externa según datos bioestratigráficos de pozos.

MIEMBRO CHAPAPOTAL (FORMACIÓN CARAPITA)

La unidad está compuesta de turbiditas que fueron reconocidas en el subsuelo del Norte de Monagas, Campos Jusepín y Quiriquire. Los máximos espesores en ambas áreas oscilan entre 800 y 2400 m respectivamente. Estas arenas turbidíticas están relacionadas con las Zonas de *Globorotalia fohsi-fohsi*. Las areniscas son calcáreas, conglomeráticas, muy discontinuas y además buenas productoras de petróleo (LAMB y SULEK, 1968). La sedimentación del Miembro Chapapotal indica un ambiente abisal. La presencia de estas turbiditas dentro de la cuenca es indicio de la inestabilidad presente en los bordes de la misma y del levantamiento de la serranía, además le dan un carácter sintectónico a la Formación Carapita.

MIOCENO MEDIO-INFERIOR

FORMACIÓN OFICINA

Constituida por una serie de areniscas predominantemente fluvio-deltaicas que se extienden a lo largo del subsuelo en el flanco sur y parte central de la Subcuenca de Maturín. El contacto basal es transicional o progresivamente discordante con formaciones más viejas de norte a sur, mientras que el contacto superior es transicional con la Formación Freites. Los espesores decrecen en dirección Norte-Sur, alcanzando más de 1800 m en Anzoátegui Central, partiendo de cero en el margen norte del río Orinoco (ARNSTEIN et al., 1982). La unidad está subdividida en dos paquetes de areniscas, los Miembros Jabo-Pilón y Morichal, separados por una lutita conspicua, el Miembro Yabo; el cual está correlacionado con la Zona de *Globorotalia fohsi-fohsi*, (ARNSTEIN et al., op. cit; AUDEMARD et al., 1985), y es equivalente a Carapita C. Para HEDBERG et al. (1947) la sedimentación de la Formación Oficina se inicia en condiciones de aguas dulces o salobres, continuando con repetidas alternancias de ambientes marinos someros, salobres y pantanosos; en general, las condiciones se hacen más marinas de oeste a este y de sur a norte.

FORMACIÓN FREITES

Ésta es una unidad predominantemente lutítica en el flanco sur de la Subcuenca de Maturín. Su contacto superior es discordante con la Formación La Pica y el inferior concordante con la Formación Oficina. Los espesores se incrementan desde cero en el norte de la Faja Petrolífera del Orinoco y desaparecen por acuñamiento, en el flanco norte. Su espesor varía entre 360 y 550 m al sur

(AUDEMARD et al.,1985). Aunque es rica en fauna marina, hay escasa datación, sin embargo, está relacionada con la Zona de *Globigerinoides ruber* (AUDEMARD et al., op. cit.), equivalente a Carapita B. ARNSTEIN et al., (1982) asigna la Zona de *Globorotalia menardii*, como equivalente a Carapita A. En gran parte de la cuenca, la Formación Freites presenta en general un ambiente marino somero en la parte inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media.

MIOCENO MEDIO-SUPERIOR

FORMACIÓN MORICHITO

Es un conglomerado compuesto principalmente de guijarros, grava y material de diferentes tamaños derivados de las formaciones de edad Cretácico-Eoceno de la Serranía del Interior, en el subsuelo del Norte de Monagas. Representa una lente de conglomerados heterogéneos comprendidos entre dos discordancias, una inferior sobre la Formación Carapita y una superior por debajo de la Formación Las Piedras. En la localidad tipo, la formación yace en contacto discordante sobre sedimentos cretáceos (LAMB y DE SISTO, 1964.), mientras que en el oeste del área, yace discordantemente sobre la Formación Carapita o unidades cretácicas. No se conocen afloramientos de la Formación Morichito y se desarrolla únicamente en el subsuelo de la parte norte del Alto de Pirital-Jusepín en el Norte de Monagas. Los espesores varían desde un máximo de 1800 m hasta cero, y están distribuidos como un pilón estrecho paralelo a los ejes de montaña,

oprimido contra el Alto de Pirital y el Frente de Montaña. La formación se va acuñando hasta desaparecer al norte y al sur, a lo largo de una directriz ENE a OSO (L.E.V, 1970). La edad es inferida mediante relaciones estratigráficas, la cual puede ser Mioceno Superior. Por su posición estratigráfica, la Formación Morichito se considera equivalente con la Formación La Pica. La formación no tiene fósiles, salvo formas redepositadas. Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1970) el origen de la Formación Morichito es la acumulación de sedimentos de conos aluviales que proceden de la Serranía del Interior, los cuales rellenaron un valle intramontano separado de los ambientes marinos someros de la Formación La Pica por el Alto de Pirital. Esto se evidencia por la naturaleza de sus componentes litológicos y la morfología del área geográfica que ocupa.

2.5.6.5 MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO INFERIOR

FORMACIÓN LA PICA

Esta formación está compuesta de una serie de areniscas marinas y lutitas presentes en el subsuelo de la Subcuenca de Maturín, desde el norte y el sur de Monagas, y del Golfo de Paria, en el este. La Formación La Pica limita discordantemente sobre las formaciones Carapita y Freites en su parte basal, y por encima, limita concordante o discordante según el área, con la Formación Las Piedras. (DE SISTO, 1960). Los rangos de espesores varían entre 700-800 m (ROSSI et al., 1987). En el flanco norte de la cuenca, a lo largo del límite septentrional de los campos de Santa Bárbara y Jusepín, la formación se acuña estratigráficamente

hasta desaparecer. Debido a su contenido faunal y a su litología se propone un ambiente marino somero cercano a la costa.

En la historia sedimentaria de esta formación el primer evento importante fue el levantamiento de Pirital. Los sedimentos de La Pica se acuñaron sobre el flanco sur de este levantamiento según una clásica transgresión progresiva en el tiempo hacia el norte.

FORMACIÓN LAS PIEDRAS

Esta unidad está compuesta de areniscas micáceas, intercaladas con lutitas. Al norte de la Subcuenca de Maturín, la Formación Las Piedras es concordante sobre la Formación La Pica, mientras que en su borde norte, la formación traspasa los límites de La Pica y yace con fuerte discordancia angular sobre unidades que van del Mioceno al Cretácico. En el flanco sur de la cuenca, yace concordantemente sobre la Formación Freites. En el lineamiento de los campos petroleros de Tácata-Santa Bárbara-Jusepín, Las Piedras aparenta descansar concordantemente sobre la Formación La Pica, y discordantemente sobre Morichito y Carapita al norte del acuífero La Pica (CARNEVALLI, 1988). La Formación Las Piedras alcanza un espesor de más de 1500 m. En general, la Formación Las Piedras carece de fósiles. GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) mencionan sólo algunos foraminíferos arenáceos y algunos ejemplares del molusco *Corbicula*.

2.5.6.6 PLEISTOCENO

FORMACIÓN MESA

Esta unidad de origen continental representa el tope de la estratigrafía de la Subcuenca de Maturín. Consiste de arenas de grano grueso y gravas, que contienen lentes irregulares de arcillas fina arenosa y de limolita. Su espesor aproximadamente es de 275 m (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980). La formación limita discordantemente con formaciones del Mio-Plioceno. (CHEVALIER, 1995). En la Formación Mesa se han encontrado fósiles de agua dulce, asociados con arcillas ligníticas y restos de madera silicificada (GONZÁLEZ DE JUANA et al., op. cit.). Según GONZÁLEZ DE JUANA (1946), la Formación Mesa es producto de una sedimentación fluvio-deltáica y paludal, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma que avanza hoy el delta del río Orinoco.

Una columna estratigráfica general, en la que se indican edad, grupo formacional y espesores aproximados de las formaciones anteriores, se presenta en la Figura N° 9.

2.6 SUBCUENCA DE MATURÍN

La Subcuenca de Maturín comprende aproximadamente 80.000 km², sobre la mitad de la Cuenca Oriental, su ancho es aproximadamente 200 km en dirección Norte-Sur, y se extiende 400 km en dirección Este-Oeste. Su forma es alargada y asimétrica y posee una dirección N 50° E .

La Subcuenca de Maturín está limitada al sur por el Escudo de Guayana, al oeste por la falla de Urica, al norte por la Serranía del Interior y al este por la

Plataforma Deltana y el Golfo de Paria. Posee dos flancos: el flanco norte y el flanco sur. El flanco norte es un flanco activo, mientras que el flanco sur es un flanco pasivo y se encuentra apoyado en el Escudo de Guayana (SUBIETA et al., 1988). Esta cuenca está localizada hacia el sur del cinturón de corrimientos y plegamientos de la Serranía del Interior, y a 60 km a lo largo del frente de deformación. Los ejes de la cuenca se extienden en dirección N75°, y profundizan de oeste a este, alcanzando un espesor aproximado de unos 15 km de sedimentos cretácicos y terciarios, alrededor de la ciudad de Maturín en dirección del depocentro de Pedernales (BONINI, 1978).

Esta Subcuenca se formó a partir del Eoceno, encima de una cuenca de margen pasivo y su origen puede explicarse por sobrecarga de cabalgamientos encima del Escudo de Guayana, lo que provocó una diferencia en la compensación isostática que dio como resultado el arqueamiento hacia el norte de la superficie de la Placa Suramericana. Lo anteriormente expuesto puede explicar la anomalía de Bouguer negativa más importante de América del Sur (SUBIETA, op. cit.).

La Subcuenca de Maturín representa una de las provincias de hidrocarburos más productivas del mundo, siendo el principal sistema petrolero Guayuta-Oficina. Las unidades reservorio incluyen formaciones como Merecure, Oficina y Freites, las cuales pertenecen al Oligoceno-Mioceno. Los sellos corresponden a las

Formaciones Oficina y Freites. En las últimas décadas, la exploración se ha concentrado en los niveles de “foreland” profundos de la Subcuenca de Maturín. Esta área es conocida como el Norte de Monagas.

El entrampamiento en la Subcuenca comenzó durante la deformación del Oligoceno y continúa en la actualidad.

ERA		PERIODO	GRUPO	FORMACIONES NORTE DE MONAGAS	LITOLOGÍA	ESPESOR (PIES)	ACTIVIDAD TECTÓNICA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE			ALUVIONES			ANTEPAÍS Y PLEGAMIENTOS
		PLEISTOCENO			MESA	Areniscas micáceas de grano fino, gravas, lutitas rojas y grises, lignitos	100-900	
	NEOGENO	PLIOCENO			LAS PIEDRAS	Areniscas de grano grueso y gravas	1500-5000	
		MIOCENO	TARDIO		LA PICA	Areniscas con intercalaciones de lutitas	6500	
			MEDIO		MORICHITO	Conglomerados	+ de 6000	
			TEMPRANO		CARAPITA	Arcillas gris oscuro, turbiditas	15000-20000	
		TERCIARIO	PALEOGENO		OLIGOCENO	MERECURE	NARICUAL	Areniscas cuarzosas, arcilla oscura, limolitas
	AREO					Areniscas masivas mal estratificadas, arcillas gris osc	+ de 1100	
	LOS JABILLOS					Lutitas grises, Areniscas cuarzosas, limolitas	600	
	PALEOCENO		EOCENO		SANTA ANITA	CARATAS	Limolitas y areniscas marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas	400-2000
		PALEOCENO	VIDOÑO		Lutitas negras, silíceas y calcáreoarenáceas	650-1000		
	MESOZOICO	CRETÁCICO	TARDIO		GUAYUTA	SAN JUAN	Areniscas intercaladas con capas centimétricas de lutitas negras	+ de 1100
						SAN ANTONIO	Calizas, lutitas negras, areniscas calcáreas de grano fino	1200
						QUERECUAL	Calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonaceo-bituminosas y lutitas calcáreas	2300
						CHIMANA	Areniscas y calizas mal expuestas	270
			TEMPRANO		APTIENSE	Calizas fosilíferas macizas separadas por areniscas y lutitas	860	
					BARREMIENSE	BARRANQUIN	Areniscas cuercíticas intercaladas con lutitas	1300-1700
		JURÁSICO			LA QUINTA	Capas rojas no fosilíferas interestratificadas con flujos basálticos	?	APERTURA "RIFTING"
		PALEOZOICO	CARBONÍFERO		CARRIZAL	Secuencia de arcilíticas verdosas, duras y compactas.	Solo se han medido 1.827 m	BASAMENTO
DEVÓNICO			HATO VIEJO	Areniscas de grano fino a grueso	Máximo penetrado 91 m			

Figura N° 9 Columna estratigráfica generalizada

El proceso geodinámico asociado a la transcolisión de la Placa del Caribe con la Placa Suramericana dio paso a una cuenca de tipo “foreland” a partir de un margen pasivo, lo cual dividió a la Subcuenca de Maturín en tres dominios estructurales (Figura N° 10):

- ❖ Bloque Alóctono de Pirital, el cual está ubicado al norte y aflora en la Serranía del Interior. Su límite sur es el corrimiento de Pirital, que representa el rasgo estructural más importante del área. Este bloque representa el lado levantado del Corrimiento de Pirital y está formado principalmente por rocas cretácicas.
- ❖ Bloque Paraa autóctono, o cuenca “foreland”, ubicado en la parte central, el cual está constituido por el área Norte de Monagas y limitado al norte por el Corrimiento de Pirital y al sur por el Corrimiento Frontal. En este bloque predomina el régimen comprensivo que está representado por una serie de imbricaciones frontales y corrimientos que se horizontalizan en profundidad. Está compuesto por sedimentos terciarios de plataforma.
- ❖ Bloque Autóctono, equivalente a un monoclinal no deformado, ubicado al sur y que está sobrecorrido por el Frente de Deformación (PRIETO y VALDÉS, 1992). Representa una zona extensiva relacionada con la plataforma estable de la cuenca. Incluye un basamento Pre-Cámbrico ígneo-metamórfico y sedimentos cretácicos-terciarios de ambiente marino

proximal. Tanto el basamento como la secuencia sedimentaria están afectados por un tectonismo distensivo.

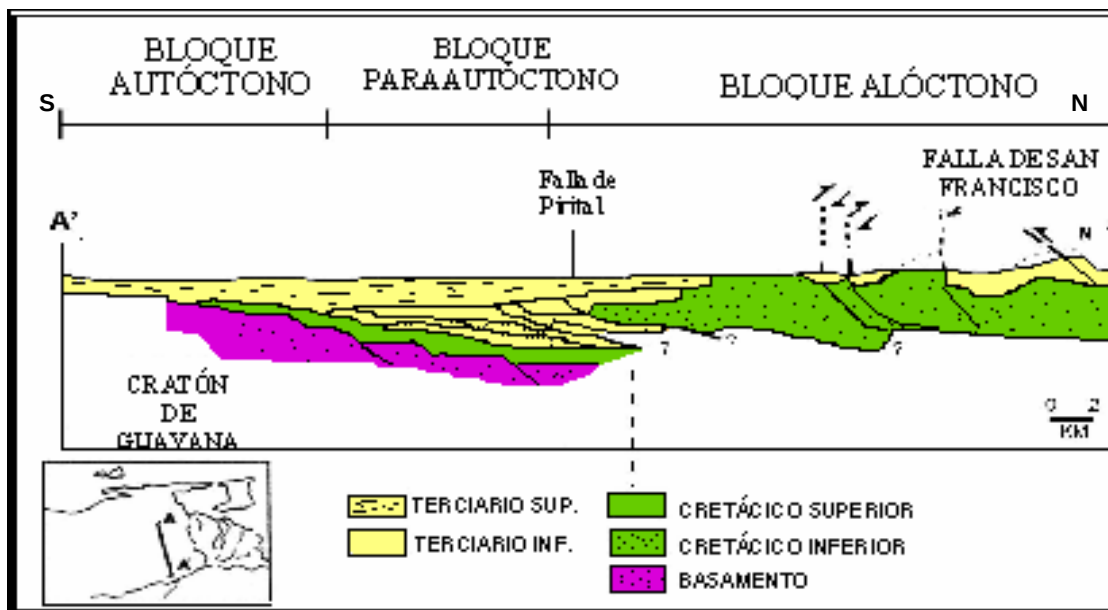


Figura N° 10 Dominios Estructurales de la Subcuenca de Maturín (Tomado de PRIETO y VALDÉS, 1992)

2.6.1 SUBCUENCA DE MATURÍN-FLANCO NORTE

Este flanco se denomina también provincia compresiva de la Subcuenca de Maturín. Está conformado por una cuenca “foreland” de unos 50 km de ancho, que se extiende desde el corrimiento de Pirital hasta el frente de deformación y que posee vergencia hacia el sur. Comprende una secuencia de capas solapadas que son más jóvenes dentro del frente de deformación. Los pliegues son paralelos a los corrimientos y muestran longitud de ondas largas, con un buzamiento uniforme en el flanco Norte y escarpado en el flanco Sur. Se extiende por decenas de kilómetros;

en particular, la estructura El Furrial tiene aproximadamente 60 km de largo (CARNEVALLI, 1988). Este flanco está dominado por un régimen compresivo, asociado al movimiento dextral de la Placa del Caribe con respecto a la Placa Suramericana.

Los corrimientos son de bajo ángulo y pueden ser imbricados. Los cambios en los espesores dentro de la Formación Carapita son atribuidos a dúplex de segundo y tercer orden (SUBIETA et al., 1988).

El frente de deformación representa una zona triangular, como ha sido descrita en el área de Túcata (DUERTO, 1998). De acuerdo a lo anterior, está formado por una cuña de las Formaciones Oficina y Carapita, sobrecorridas por el Miembro Carapita superior del Mioceno medio. Los bloques del techo y del piso muestran reflexiones de “downlaps” que se encuentran a favor del buzamiento hacia el norte de la plataforma y en contra de la dirección con respecto al actual buzamiento de ambos bloques hacia el sur. La edad postulada para la zona triangular es post-Formación La Pica (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

El área de Túcata es la juxtaposición entre los corrimientos de Tala y Pirital, los cuales son localizados al lado oeste y este de la falla de Urica, respectivamente. En esta área el bloque para-autóctono ha sido reducido a un cinturón estrecho (aproximadamente 10 km de ancho) de rampas solapadas limitadas por el corrimiento de Pirital al norte y el frente de deformación al sur. Al oeste, el bloque para-autóctono forma un cinturón de corrimiento y plegamientos más ancho, en el

cual se enmascaran 5 ó 6 corrimientos, a lo largo de una extensión de 30-40 km, entre Pirital y el frente de deformación (ROSSI et al., 1987; CARNEVALLI, 1988).

El frente de deformación se caracteriza por un alto estructural prominente, el Alto de Tonoro, que está localizado a lo largo del área que limita enfrente de los Campos Musipán-El Furrial hacia Maturín. Al oeste de Maturín, el frente de deformación se caracteriza por un cinturón de diapiros que se extiende más allá de Trinidad. Algunos de los diapiros alcanzan la superficie, mientras otros son observados en el tope de los anticlinales en líneas sísmicas (SUBIETA et al., 1988).

2.6.2 SUBCUENCA DE MATURÍN-FLANCO SUR

A este flanco se le denomina también provincia extensiva de la Subcuenca de Maturín. El flanco sur constituye un monoclinal no deformado de la plataforma del margen pasivo que buza aproximadamente 5° al norte y se extiende hacia el sur, desde el frente de deformación hasta el río Orinoco. Este flanco se encuentra apoyado sobre el basamento ígneo-metamórfico del Escudo de Guayana, el cual es conocido como basamento de la plataforma. Es notoria la presencia de numerosas fallas normales las cuales cortan el basamento ígneo-metamórfico Pre-Cámbrico, así como la cobertura de sedimentos cretácicos y terciarios.

Este flanco se caracteriza por la predominancia de un régimen distensivo que fue activo desde el pre-Cretácico hasta el Plioceno. Esto puede ser heredado de viejos sistemas de “rift”, probablemente de edad jurásica (GONZÁLEZ DE

JUANA et al., 1980). Su límite norte es el corrimiento de Pirital, el cual lo separa de la Serranía del Interior.

Este flanco ha sido ampliamente perforado en el área de Cerro Negro, Faja Petrolífera del Orinoco, y en los estados Anzoátegui y Monagas Central (ARNSTEIN et al., 1982; FEO CODECIDO et al., 1984).

2.6.3 SISTEMA PETROLÍFERO EN LA SUBCUENCA DE MATURÍN

La Subcuenca de Maturín representa la unidad petrolífera más importante de la Cuenca Oriental de Venezuela. En los campos del Norte de Monagas la roca madre está representada por la Formación Querecual (Cretácico), aunque también se añade el aporte dado por unidades terciarias como es el caso de la Formación Naricual, la cual es muy carbonosa.

Los yacimientos están constituidos por unidades de edad Terciario, tales como Formación Carapita, Naricual, Los Jabillos y Caratas. También pueden encontrarse yacimientos en la Formación San Juan y en las formaciones La Pica y Las Piedras.

En el flanco norte de la Subcuenca de Maturín las unidades sellos regionales vienen dadas por las formaciones Vidoño, Areo y Carapita. Las dos últimas también podrían representar unidades yacimientos pero de tipo lenticular. De la Formación Carapita el yacimiento más significativo lo representa el Miembro Chapapotal.

En el flanco sur de la Subcuenca de Maturín los más importantes yacimientos se encuentran en los campos de Oficina en Anzoátegui y sus equivalentes en Monagas. Estos yacimientos vienen dados por las formaciones Merecure y Oficina, que poseen sellos de extensas lutitas dentro de ellas mismas. Otro importante sello lo constituye la Formación Freites.

Los principales campos petrolíferos en el área Norte de Monagas son de oeste a este, Área Mayor de Oficina, Quiamare, Jusepín, El Furrial, Orocual, Boquerón, Quiriquire y Pedernales.

Los sistemas petrolíferos de la Subcuenca de Maturín vienen dados por: Guayuta-Oficina y Guayuta-Carapita. El sistema Guayuta-Oficina se relaciona con los campos ubicados en el flanco sur de la Subcuenca de Maturín y posee como rocas madres principales a las Formaciones Querecual y San Antonio del Grupo Guayuta (Cretácico). El yacimiento principal viene dado por las unidades de edad Oligo-Mioceno tales como Merecure, Oficina y Freites y el sello principal lo constituyen las Formaciones Oficina y Freites, con la formación de la trampa en un período desde la deformación del Oligoceno Tardío hasta el presente. La generación, migración y entrapamiento de hidrocarburos alcanzan su momento crítico actualmente, habiéndose comenzado la generación durante el comienzo el emplazamiento de las napas Caribe contra la Placa Sur Americana. (WEC, 1997)

El sistema Guayuta-Carapita se relaciona con el flanco norte de la Subcuenca de Maturín y se distingue por la heterogeneidad en sus yacimientos y

sellos. La edad de la generación, migración y formación de la trampa está comprendida entre el Oligoceno Tardío y el Presente, con un momento crítico en nuestros días. Los sellos más importantes están representados por las formaciones Vidoño, Areo y Carapita, siendo también sellos pero de menor significancia las formaciones Morichito y Las Piedras. Los yacimientos vienen dados por las Formaciones San Juan, Los Jabillos, Caratas, Merecure, Carapita, La Pica y Las Piedras.

2.7 SERRANÍA DEL INTERIOR

La Serranía del Interior (Figura N° 11) está limitada al norte por la zona de fallas transcurrentes de El Pilar, se extiende desde la zona de fallas de Urica al oeste, y hasta el Golfo de Paria al este. Además, marca el límite norte de la Subcuenca de Maturín. Su extensión meridional está cubierta por sedimentos de la Subcuenca de Maturín. (CHEVALIER y ÁLVAREZ, 1991). Posee un ancho de 60 a 90 km desde la falla de El Pilar al norte hasta el corrimiento de Pirital hacia el sur. La Serranía del Interior forma un frente de plegamientos y corrimientos con vergencia hacia el sur, asociado al emplazamiento de napas, originado por la colisión de las Placas Caribe y Sur Americana.

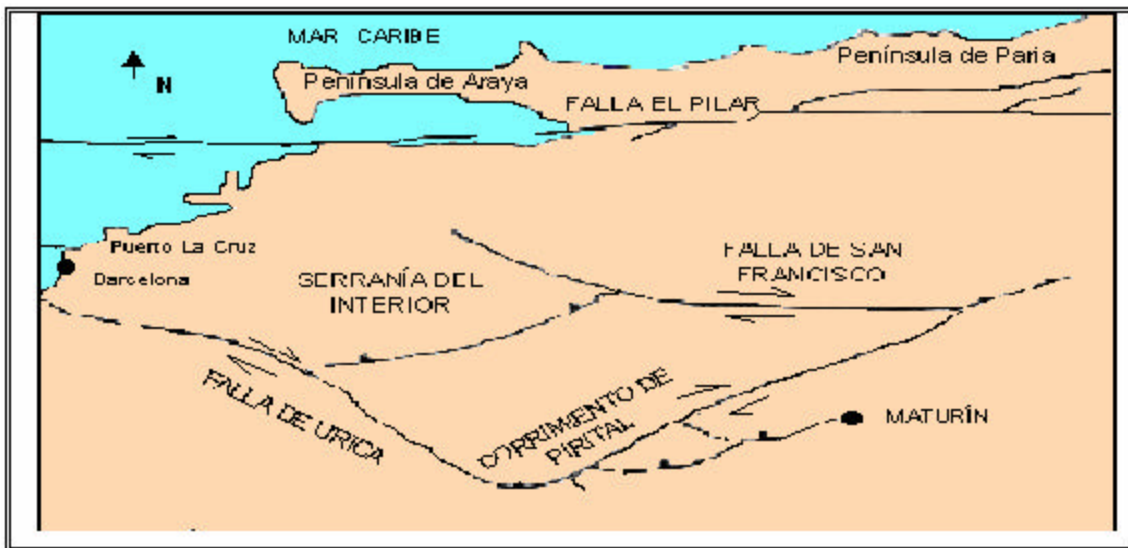


Figura N° 11 Serranía del Interior y principales estructuras (Modificado de

GONZÁLEZ DE JUANA et al.,1980)

Paralelos al corrimiento de Pirital se muestran pliegues concéntricos a lo largo de un rumbo con orientación N70-80E, cuya longitud de onda varía entre cinco y siete kilómetros, y pueden alcanzar más de 45-70 km de largo (SUBIETA et al., 1988). De acuerdo a esto, la geometría de los pliegues depende de la reología, litología y espesores. Por otra parte, observaciones de campo muestran que los corrimientos pueden tener un buzamiento de 20-30° pero se hacen llanos y paralelos a los estratos de principio a fin (SUBIETA et al., op. cit.). ROSSI et al., (1987) estimaron un acortamiento mínimo de 40 km (28 %) a lo largo de un transecto superficial entre Cariaco y Aragua de Maturín.

En la Serranía del Interior, la mayoría de los sinclinales con un núcleo Cretácico superior, son de tamaño reducido y generalmente muy deformados, debido a la competencia de los sedimentos de las Formaciones Querecual y San

Antonio. El plegamiento de tipo concéntrico está asociado a niveles de desarmonía, los cuales son planos de despegue preferencial.

La Serranía está dividida en dos: Serranía Oriental y Serranía Central. Las rocas sedimentarias cretácicas y terciarias constituyen los afloramientos de la Serranía del Interior Oriental. Por otra parte, la falla de San Francisco separa la serranía en dos bloques: el bloque Caripe al norte y el bloque Bergantín al sur. De acuerdo a ROSALES (1969), los fallamientos y plegamientos son contemporáneos, lo cual explica que no hay correspondencia entre los pliegues en ambos lados de la falla.

La interpretación estructural de los datos gravimétricos, en el este de Maturín, sugiere que la falla de San Francisco se une con el corrimiento de Pirital y continúa como una falla de corrimiento por algunos kilómetros, formando una triple intersección con una falla orientada noroeste-sureste, la cual es paralela a la falla de San Francisco, en el graben de San Juan.

2.8 FRENTE DE MONTAÑAS

En el Frente de Montañas de la Serranía del Interior en Anzoátegui y Monagas el comienzo del ciclo transgresivo ocurrido en el Terciario Superior está marcado por la secuencia arenosa de la Formación Los Jabillos, la cual conforma la unidad basal del Grupo Merecure. Las lutitas de la Formación Areo de edad Oligoceno Medio se acumularon gracias a la continuación de la transgresión. A finales del Oligoceno se acumularon carbones en la Formación Naricual bajo

condiciones paludales. Durante el Mioceno prevalecieron los aportes clásticos derivados del levantamiento progresivo de las cordilleras el cual es caracterizado por areniscas y conglomerados presentes en la Formación Capiricual entre otras. Hacia el este se acentuaron las condiciones marinas representadas por la formación Carapita. El ciclo regresivo culmina con los ambientes continentales caracterizados por la Formación Quiamare.

2.9 ESTILOS ESTRUCTURALES

Los mayores aspectos estructurales están relacionados a la interacción entre las Placas del Caribe y Sur Americana. Los límites tectónicos entre la Serranía del Interior y la Cuenca Oriental de Venezuela son, de oeste a este, el corrimiento Frontal, también llamado frente de Montaña, y el corrimiento de Pirital. Esas estructuras son más jóvenes al este debido a la colisión oblicua que se inició después del Cretácico. (DUNCAN y HARGRAVES, 1984; ERLICH y BARRET, 1992). Como consecuencia de la colisión de las dos placas se origina un cinturón de fallas, entre las cuales se encuentran las fallas de Urica y San Francisco, creados de oeste a este, respectivamente.

2.9.1 FALLA DE URICA

Es una falla transcurrente dextral (Figura N° 11), que se extiende desde el noroeste, Campo de Tacata, hasta el sur de Barcelona.(ROD, 1959).

ROD (op.cit.) sugiere que la falla de Urica posee un desplazamiento de 40 km evidenciado por la separación entre las rocas cretácicas-miocenas que ocupan ambos lados de la falla.

SALVADOR (1963) sugiere un desplazamiento horizontal que oscila entre 8 km y 10 km y proponen una edad de movimiento Plioceno Temprano. Sugieren que su última actividad sería posterior a la formación de la serranía.

Los autores VIERBUCHEN (1978) y MUNRO y SMITH (1984) consideran que la falla de Urica es el límite occidental y meridional del Bloque de Paria. MUNRO y SMITH (op.cit.) indican que la falla posee un ancho de 10 km aproximadamente y una extensión de 400 km, que va desde el oeste de la ciudad de Barcelona hasta las cercanías de la ciudad de Tucupita.

FEO CODECIDO et al. (1984) indican claramente la base de esta falla transcurrente dextral basado en datos aeromagnéticos.

VIVAS et al. (1991) dividen la falla en dos tramos, uno occidental que aflora al sur de Barcelona y el otro oriental que está oculto por debajo del Cuaternario. Ambos tramos se conectan con el corrimiento de Pirital. En las secciones sísmicas la continuación de ambos tramos hacia el sureste del frente compresivo en el autóctono no ha sido evidenciada. Por esto se considera que el despegue de la falla de Urica es una megarrampa lateral asociada a los diferentes corrimientos involucrados en el acortamiento de la Serranía del Interior y la cuenca antepaís o “foreland”.

2.9.2 FALLA DE SAN FRANCISCO

El sistema de fallas San Francisco-Quiriquire (Figura N° 11), el cual divide la Serranía del Interior en dos bloques: Bloque Bergantín al oeste y Bloque de Caripe

al este, fue descrito detalladamente por SALVADOR (1963) y ROSALES (1969). Esta falla comienza en el Valle de Cumanacoa y sigue una dirección NE volviéndose E-W en el área de Guanaguana. Esta falla es vertical en la parte norte y se horizontaliza al sur, cerca del campo Quiriquire donde se une con el Corrimiento de Pirital. ROSALES (op.cit.) sugiere que el desplazamiento y plegamiento a lo largo de la falla son sincrónicos, e indica un desplazamiento de 18 km basado en la correlación del sinclinal Buena Vista (Bloque Bergantín) y el sinclinal La Laguna (Bloque Caripe). Posteriormente propuso un desplazamiento de 30 km a 40 km, tomando en cuenta los 100 m y 200 m isópacos de la Formación San Juan en ambos lados de la falla. Por otra parte ROSSI (1985), resumiendo los diferentes criterios concluyó que el desplazamiento dextral del sistema de fallas San Francisco-Quiriquire está en el orden de los 15 km a 20 km. MARTÍN y ESPINOZA (1990) detectaron su prolongación hacia el este por métodos aerogravimétricos. La interpretación estructural de los datos gravimétricos, en el este de Maturín, sugiere que la falla de San Francisco se une con el corrimiento de Pirital y continúa como una falla de corrimiento por algunos kilómetros, formando una triple intersección con una falla orientada noroeste-sureste, la cual es paralela a la falla de San Francisco, en el graben de San Juan.

2.9.3 CORRIMIENTO DE PIRITAL

El corrimiento de Pirital (Figura N° 11) es una falla que se encuentra en el subsuelo entre las rocas del Cretácico y el Terciario superior. Esto implica una

parte de deslizamiento, que puede alcanzar tanto como 10 km (AYMARD, 1990), y una columna estratigráfica de más de 2000 m (SUBIETA et al., 1988.). El corrimiento de Pirital representa una falla situada en posición muy meridional que forma parte del sistema Urica-San Francisco. Este corrimiento se encuentra hacia el este de la falla de Urica y posee un plano bien marcado y bien identificado.

De acuerdo a una interpretación estructural de datos gravimétricos y magnéticos, el corrimiento de Pirital tiene una expresión superficial donde no está involucrado el basamento (FERNÁNDEZ y PASSALACQUA, 1990). El corrimiento de Pirital también es definido como el conjunto de numerosos cizallamientos que marcan el contacto entre las provincias parautoctona y alóctona.

Este corrimiento fue cartografiado utilizando la información de nueve pozos que lo atravesaron, así como la de datos sísmicos del área (QUIJADA DE DAAL, 1992). Se calculó un buzamiento de aproximadamente 45° del plano de falla, que se horizontaliza 15° hacia el norte. El corrimiento de Pirital está asociado al Bloque de Bergantín de la Serranía del Interior. La nariz del corrimiento de Pirital desaparece por debajo de una espesa secuencia terrígena, directamente sobre el alóctono en “onlap” hacia el noroeste y corresponde a las formaciones Morichito y Carapita Superior (CORPOVEN-AGUASUELOS INGENIERÍA, 1991).

2.9.4 ALTO DE PIRITAL

El Alto de Pirital es una de las estructuras frontales de rumbo noreste de la Serranía del Interior ocurrida a finales del Mioceno Medio; bordea la cuenca del

Mioceno del oriente de Venezuela y es la zona más al sur de la región montañosa que es afectada por fuertes deformaciones. Es un antiforme compuesto en su núcleo por sedimentos de la Formación Carapita, y se caracteriza por tener un buzamiento suave en el flanco sur y un buzamiento fuerte con varios dominios en el flanco norte, estando estos dominios sobrecorridos angularmente por falla sobre el bloque alóctono. Los sedimentos están muy deformados internamente y resulta difícil definir el tipo de estructuras presentes debido a la poca coherencia de los datos. El carácter sin-sedimentario del alto de Pirital puede datarse por la presencia de “onlaps” de la Formación La Pica contra el flanco sur de la estructura y “offlaps” de la Formación Morichito en el flanco norte. Esto indica que a medida que se levantaba la estructura, los sedimentos marinos de La Pica se acuñaban y a su vez los recién depositados conglomerados aluviales de Morichito se truncaban. El alto fue rebasado cuando ocurrió la sedimentación de la parte superior de la Formación Las Piedras. Por lo tanto, la edad de la asociación tectono-estratigráfica corresponde a la edad de La Pica-Las Piedras Inferior, es decir Mioceno Tardío-Plioceno Temprano; mientras que el rebase del Alto de Pirital ocurrió en el Plioceno Tardío, luego de detenerse la propagación de la paleo-zona triangular que dio origen al Alto de Pirital (MARTÍNEZ, 1995).

CAPÍTULO III

CAPÍTULO III

CAPÍTULO 3

3 MARCO TEÓRICO

3.1 TÉRMINOLOGÍA DE CINTURONES DE PLEGAMIENTOS Y CORRIMIENTOS

Para poder reconocer cada uno de los elementos que conforman un cinturón de plegamiento y corrimiento se hace necesario el manejo de una terminología que permita identificar estos elementos de una forma rápida y clara, así como también identificar estructuras asociadas a estos cinturones.

3.1.1 ESTRUCTURAS ASOCIADAS A CINTURONES DE PLEGAMIENTOS Y CORRIMIENTOS

Los cinturones de plegamiento y corrimiento se desarrollan en límites de placas convergentes o como resultado de una colisión continental que provocan acortamientos o adelgazamientos en la corteza. Los elementos estructurales característicos de los cinturones de corrimiento y plegamientos son:

3.1.1.1 Zonas Interior y Exterior (“Internal and External Zones”): La zona interior también denominada “hinterland” es la parte del cinturón en el cual domina la deformación plástica, se desarrollan esfuerzos penetrantes y ocurre metamorfismo. En cinturones orogénicos activos el “hinterland” es una región de altas topografías. La zona exterior, también llamada “foreland”, es la parte marginal del cinturón orogénico. Se caracteriza por encontrarse en la parte no deformada del cinturón, en condiciones no metamórficas y sin esfuerzos penetrantes. Algunas veces este término hace referencia a la región donde

disminuye el acortamiento que comprende la parte más externa del cinturón de plegamiento y corrimiento. (MARSHAK y WOODWARD, 1988). Un aspecto importante de los cinturones de plegamientos y corrimientos es que la deformación procede siempre de la zona interior (“hinterland”) hasta la zona exterior (“foreland”) (Figura N° 12).

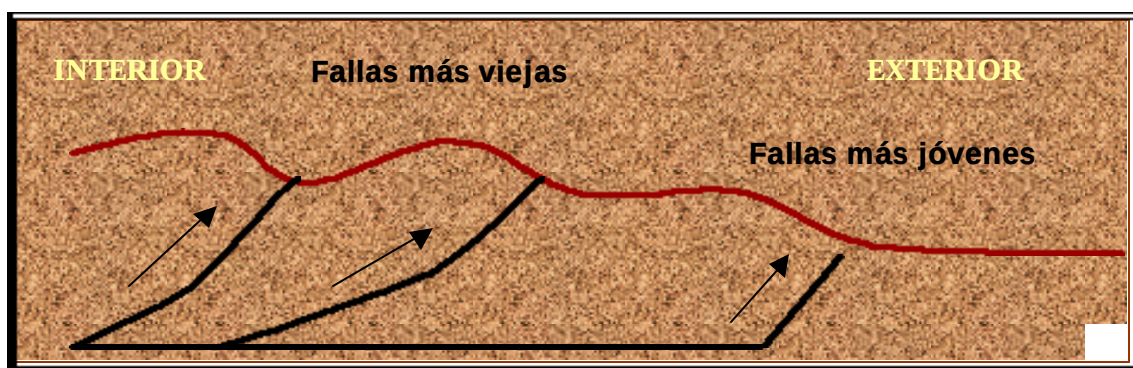


Figura N° 12 Zona interior y exterior de un cinturón de plegamiento y corrimiento

Las fallas más internas son plegadas y deformadas por las más externas y la erosión de los corrimientos individuales producen una estratigrafía invertida en la cuenca antepaís con depósitos derivados de los corrimientos más viejos que se encuentran en la base de la sección sedimentaria.

3.1.1.2 Tipos de fallas de corrimientos: Existen dos tipos importantes de fallas de corrimiento, unas que cortan a las superficies de erosión, llamadas corrimientos emergentes o “emergent thrust” (Figura N° 13), y otras que mueren en el subsuelo y son llamadas corrimientos ciegos o “blind thrust” (Figura N° 13). La terminación del corrimiento ciego en el momento en que el desplazamiento se hace cero es llamada extremo de la línea o “tip line” (BOYER y ELLIOT, 1982). Los

corrimientos ciegos existen comúnmente cerca de los márgenes frontales de los cinturones de corrimiento. Es importante señalar que las fallas expuestas no necesariamente son corrimientos emergentes sino también pueden ser corrimientos ciegos que han sido expuestos por erosión.

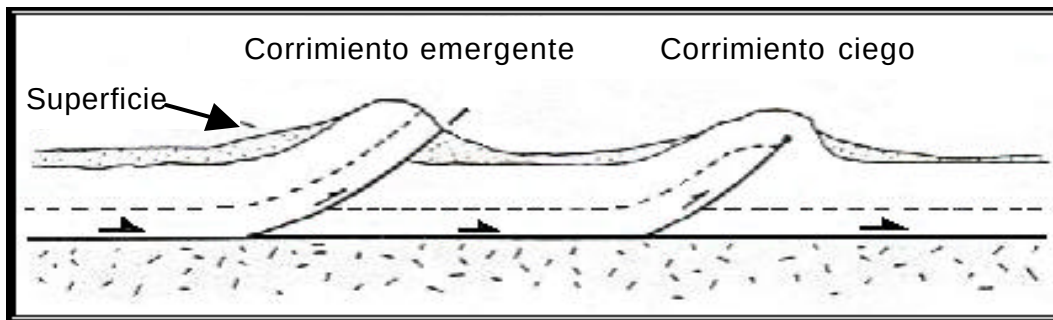


Figura N° 13 Corrimiento emergente y corrimiento ciego (Tomado de MARSHAK y WOODWARD, 1988)

Un “forethrust” es una falla de corrimiento en la cual el desplazamiento va en la misma dirección en la que va el transporte regional, y un “backthrust” (Figura N° 14) es una falla de corrimiento en la cual el desplazamiento es opuesto a la dirección de transporte regional.



Figura N° 14 Retrocorrimiento (“backthrust”) (Tomado de Mc CLAY, 1992)

3.1.1.3 Bloques corridos y zonas de despegue (“Thrust Sheets and Detachments”): En cinturones de plegamiento y corrimiento el volumen de roca que existe sobre la falla es llamado bloque de corrimiento. Este bloque posee dos bordes, uno denominado “leading edge”(Figura N° 15) y otro denominado “trailing edge” (Figura N° 15). Los bordes del bloque se definen con respecto a su dirección de transporte. Por ejemplo si un bloque se ha movido hacia el este, el borde oriental será el “leading edge”, y el borde occidental será el “trailing edge”. Por otra parte, el limbo anterior o “forelimb” (Figura N° 15) de un anticlinal es el limbo más cercano al “leading edge” de un bloque corrido, y el limbo posterior o “backlimb” (Figura N° 15) es el limbo más cercano al “trailing edge”

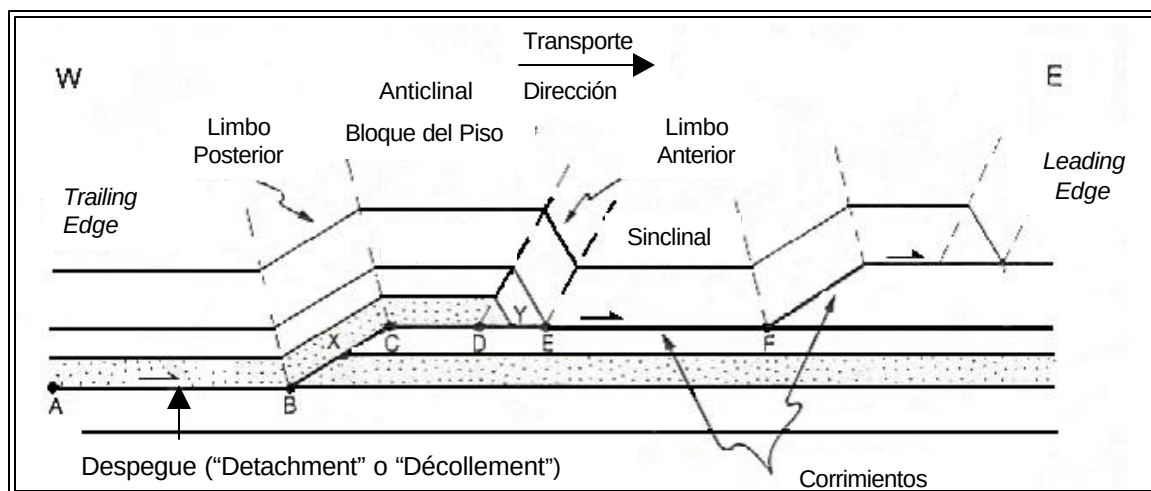


Figura N° 15 Elementos principales presentes en un cinturón de plegamiento y corrimiento (Tomado de MARSHAK y WOODWARD, 1988)

Los volúmenes de roca que han sido movidos lejos de su lugar original de depositación hacia otros sitios constituyen el bloque alóctono, mientras que el

bloque de rocas que ha sido movido no muy lejos de su lugar de depositación se denomina bloque para-autóctono.

Una zona de despegue (“detachment” o “décollement”) es una falla que posee un buzamiento somero o subhorizontal, y que separa las rocas deformadas, que se encuentran por encima, de las rocas no deformadas que se encuentran por debajo del “detachment” (Figura N° 15). En una secuencia estratificada, el “detachment” descansa, por lo general, en el plano de estratificación. En zonas exteriores, el “detachment” representa comúnmente el contacto entre las unidades sedimentarias y el basamento cristalino (DAHLSTROM, 1970). En zonas interiores el “detachment” comúnmente se une con rocas del basamento cristalino, esto implica que el bloque del techo de la falla en zonas interiores contiene basamento (COOK et al., 1979).

3.1.1.4 Geometría de zonas de Rampa-Depegue (“Ramp-Flat Geometry”):

Esta geometría fue primero reconocida por RICH (1934). Se utiliza para facilitar la geometría de las fallas de corrimiento, considerando los planos de fallas como planos lisos en secciones cruzadas (Figura N° 15). Sobre la parte de la traza de la falla de corrimiento en un perfil se coloca un plano paralelo a la estratificación el cual es llamado despegue o “flat”. Cuando la falla corta o pasa a través de la estratificación es llamado rampa o “ramp”. Por lo general los despegues son más largos que las rampas. La intersección entre un plano de estratificación y una

rampa es llamada línea de corte o “cutoff line”. El ángulo existente entre las capas y las fallas en un “cutoff” es llamado ángulo de corte o “cutoff angle”.

Según DAHLSTROM (1970) la geometría básica en los cinturones de plegamientos y corrimientos se reduce a tres reglas básicas:

1. Los corrimientos tienden a cortar la secuencia en la dirección del transporte.
2. Los corrimientos son paralelos a la estratificación en rocas incompetentes y cortan a través de la estratificación en rocas competentes.
3. Los corrimientos jóvenes van en la dirección del transporte.

En la práctica se distinguen diferentes tipos de rampas y despegues, los cuales dependen de su ubicación con respecto a la dirección de la falla. El lugar donde la falla es paralela a la estratificación del bloque del techo se denomina “hanging-wall flats”, los lugares donde la falla es paralela a la estratificación del bloque del piso son llamados “footwall flats”, los lugares donde la falla corta a través de la estratificación del bloque del piso se denominan “footwall ramps”, y los lugares donde la falla corta a través de la estratificación del bloque del techo son llamados “hanging-wall ramps” (BOYER y ELLIOT, 1982; WOODWARD et al., 1989).

Por lo general el rumbo de una rampa es perpendicular a la dirección del transporte de la lámina de corrimiento volcada. Si la orientación de la rampa con respecto a la dirección del transporte regional es tal que el rumbo de la rampa es

altamente oblicuo o siempre perpendicular a la dirección de transporte, entonces la rampa es llamada rampa oblicua o rampa lateral (“oblique ramp” o “lateral ramp”).

Ahora bien, los puntos más importantes para recordar el modelo de rampa-despegue son:

1. Los espesores estructurales ocurren solamente entre las rampas del bloque del piso y el bloque del techo.
2. Los corrimientos cortan la sección tanto en la rampa del bloque del piso como en la del bloque del techo.
3. Los anticlinales se forman solamente en el bloque del techo, nunca en el bloque del piso
4. Los corrimientos colocan rocas más viejas sobre rocas más jóvenes.

3.1.1.5 Características básicas de un cinturón de plegamientos y corrimientos.

Estas características según SUPPE (1983):

1. Cinturones de pliegues concéntricos y fallas de corrimiento con bajo ángulo.
2. Forma subhorizontal o de cuña en las secuencias sedimentarias.
3. Vergencia generalmente hacia el continente.
4. Zonas de “detachment” con buzamientos de 1° a 6° hacia el interior del cinturón orogénico.
5. Los cinturones de plegamientos y corrimientos son el resultado de un acortamiento horizontal y de apilamientos de secuencias estratigráficas.

3.2 MÉTODOS DE SUPPE

Numerosos estudios de secciones sísmicas en varias partes del mundo (Australia, margen del Pacífico-Alaska, oriente y occidente de Estados Unidos y Venezuela, etc), indican que existen dos tipos de pliegues que se repiten dentro de cinturones de pliegues y fallamientos. Estos tipos de pliegue son: el simétrico o tipo “fault bend fold” (RICH, 1934; SUPPE, 1983), y el asimétrico o tipo “fault propagation fold” (SUPPE, 1985). Es importante señalar que los dos estilos estructurales mencionados anteriormente son los tipos de pliegues más simples que comúnmente están presentes en cuencas petrolíferas, sin embargo, a menudo estas estructuras presentan numerosas complicaciones, tales como: retrocorrimientos y otras geometrías relacionadas a corrimientos.

3.2.1 GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE PLIEGUES ASOCIADOS A FALLAS NO PLANAS (“FAULT BEND FOLDING”)

En los últimos 15 años se han desarrollado teorías que describen la relación geométrica entre un pliegue y una falla asociada. Estas teorías permiten construir secciones estructurales balanceadas y además muestran el desarrollo de la deformación progresivamente. Entre estas teorías tenemos la teoría de “Fault Bend Folding”, desarrollada por SUPPE desde 1979.

Muchos de los pliegues formados en la corteza superior, en la transición rígido-plástico, tienen su origen en el deslizamiento sobre una falla adyacente. Estas fallas generalmente no son planas, sino que presentan cambios abruptos o continuos de buzamiento. De modo, que si la superficie de la falla no es plana,

debe existir una deformación en al menos uno de los dos bloques de la falla, a medida que uno se desliza sobre el otro. La deformación se produce como respuesta al deslizamiento entre los dos bloques que están en contacto, ya que éstos físicamente no son capaces de solaparse ni de resistir vacíos. De tal forma las rocas que presentan estratificación son deformadas como respuesta al cabalgamiento sobre un doblez de la falla dando origen a un pliegue cuyo mecanismo de formación es denominado "Fault Bend Folding" (SUPPE, 1983).

Este mecanismo o proceso se deriva de la geometría "ramp-flat", con la diferencia de que SUPPE (op. cit.) la hace más cuantitativa debido a que asume una geometría "kink" muy estricta. En su terminología él denomina "backlimb" a las capas buzantes que están sobre la rampa del bloque del piso y las que están sobre la rampa del bloque del techo las denomina "forelimb". Estos limbos definen "kink bands" que permiten hallar el lugar donde se localizan las rampas en el subsuelo.

El proceso de formación de los "Fault Bend Folding", según SUPPE (op. cit.) asume cinco suposiciones básicas:

- Preservación del espesor de las capas después del plegamiento.
- Conservación de la longitud de los estratos después del plegamiento
- No existencia de distorsión neta donde las capas son horizontales, esto es, que presenta un mecanismo de deformación de cizalla simple, en donde el deslizamiento ocurre paralelo a la estratificación.

- Conservación del área después de la deformación.
- Las fallas están formadas por segmentos rectos.

La teoría de “Fault Bend Folding” es netamente geométrica; razón por la cual, las propiedades mecánicas de las rocas no son tomadas en cuenta, ni la forma de cómo son aplicados los esfuerzos

En la Figura N° 16 se muestra el desarrollo cinemático de un pliegue relacionado a una falla con geometría denominada despegue – rampa – despegue (“Fault Bend Folding”)

Los parámetros definidos en la Figura N° 16 son:

- Superficies axiales: A, A', B, B'
- "Kink bands": A – A' y B – B'
- X y Y puntos de contacto entre las superficies axiales A y B y el plano de falla.
- X' y Y' puntos de contacto entre las superficies axiales A' y B' y el plano de falla.

Los puntos X y Y delimitan el corte de la falla presente en el bloque deprimido (Y representa el nivel estructural más bajo y X el nivel estructural más alto); por otro lado, X' y Y' delimitan el corte de falla en el bloque levantado. Las superficies axiales A y B se encuentran fijas en el bloque deprimido y unidas a los puntos X y Y, respectivamente, mientras que las superficies axiales A' y B' se

encuentran fijas en el bloque levantado y unidas a los puntos X' y Y' ,
respectivamente.

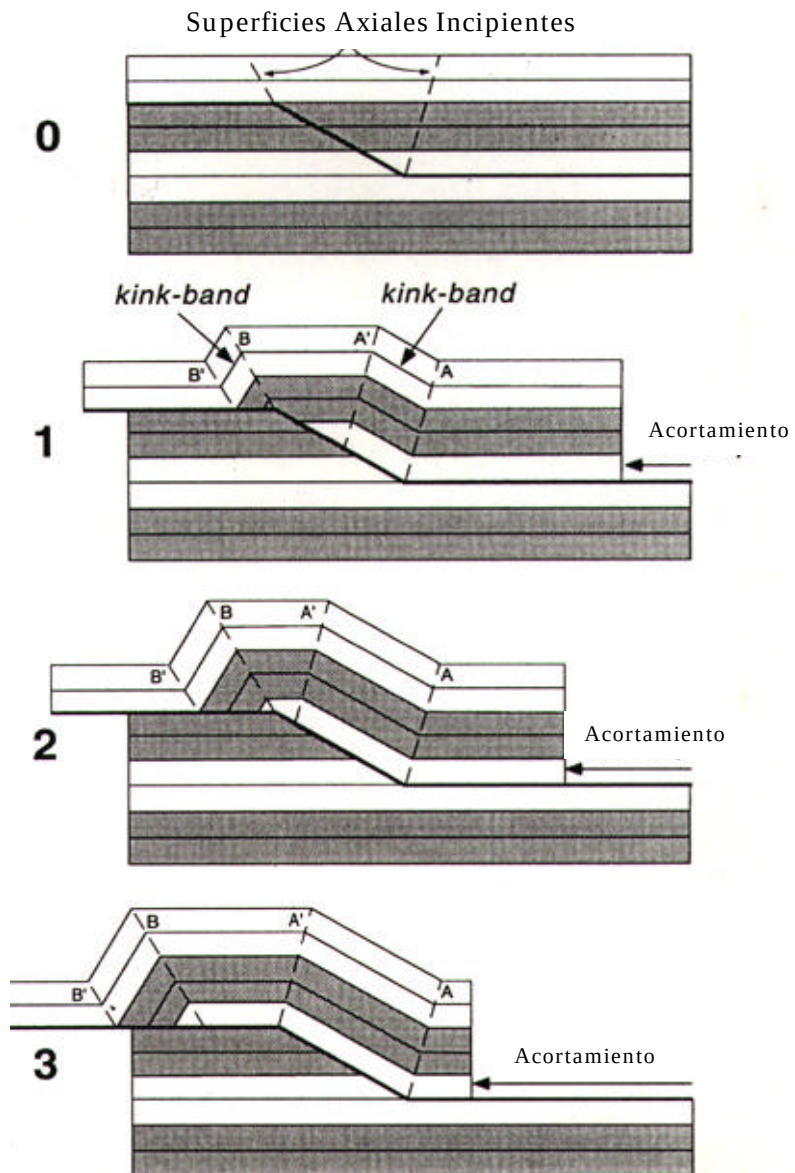


Figura N° 16 Cinemática de un “Fault Bend Fold” (Tomado de SUPPE, 1983)

Al comenzar el deslizamiento, se originan dos "Kink bands" (AA' y BB') en el bloque levantado. Las superficies axiales B y B' constituyen la parte posterior del pliegue denominado "back limb". B fija al bloque deprimido en el punto Y y B' fija al bloque levantado en el punto Y'. Las superficies axiales A y A' conforman la parte delantera del pliegue, llamada "front limb". A fija al bloque deprimido en el punto X y A' fija al bloque levantado en el punto X'.

Mientras la cantidad de acortamiento crece, las superficies axiales A' y B' se deslizan simultáneamente con el bloque levantado y dan origen al relieve estructural y a la expansión de los paneles de buzamiento ("Kink bands"). El acortamiento de la falla es la distancia que existe entre los puntos Y y Y', la cual es medida en la parte posterior del pliegue. Cuando Y' alcanza el punto X, la superficie B' se detiene. Simultáneamente, A es liberado del punto X y se mueve en conjunto con el punto Y'. La expansión de los "Kink bands" AA' y BB' cesa, cuando Y' alcanza el punto X, en la parte frontal del pliegue.

Los "fault bend fold" se caracterizan porque sus ángulos de corte son por lo general menores que 20°, lo que hace que su geometría sea simétrica.

3.2.2 GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE PLIEGUES PROPAGADOS POR FALLAS ("FAULT PROPAGATION FOLD")

Son los tipos más comunes de pliegue observados en sísmica y afloramientos, y como los "fault bend fold" son conocidos por ser buenos productores de hidrocarburos. Los "fault propagation fold", como su nombre lo

implica, poseen la característica particular de que con el crecimiento del pliegue la deformación avanza hacia el extremo de la propagación del corrimiento, por eso el nombre de “fault propagation fold” (SUPPE, 1985). Siempre y cuando la estructura no haya sido fallada (estado sujeto a investigación), el deslizamiento es consumido por los desplazamientos de los planos estratificados localizados a lo largo del limbo anterior del pliegue y se hace cero en el extremo de la falla.

Los “fault propagation fold” típicamente tienen ángulos de corte más altos que los “fault bend fold”, comprendidos en el rango de 20 a 40 grados aproximadamente, que causan que este tipo de pliegue posea limbos anteriores volcados que buzan abruptamente y no son plasmados en secciones sísmicas, además de presentar una asimetría característica. Estas marcadas asimetrías, cuando aparecen en las secciones sísmicas, dan la apariencia de una serpiente, lo que da lugar a la expresión “cabeza de serpiente”.

La cinemática del “fault propagation fold” se describe en la Figura N° 17.

Una falla es propagada por encima de un despegue y provoca que las capas que se encuentran paralelas a la propagación de la falla se doblen hacia delante y se muevan sobre la rampa (Figura N°17-a). Estas capas se desplazan sobre la rampa creada por la propagación de la falla de corrimiento y a través de la superficie axial B, creando un flanco posterior limitado por las superficies axiales B y B’.

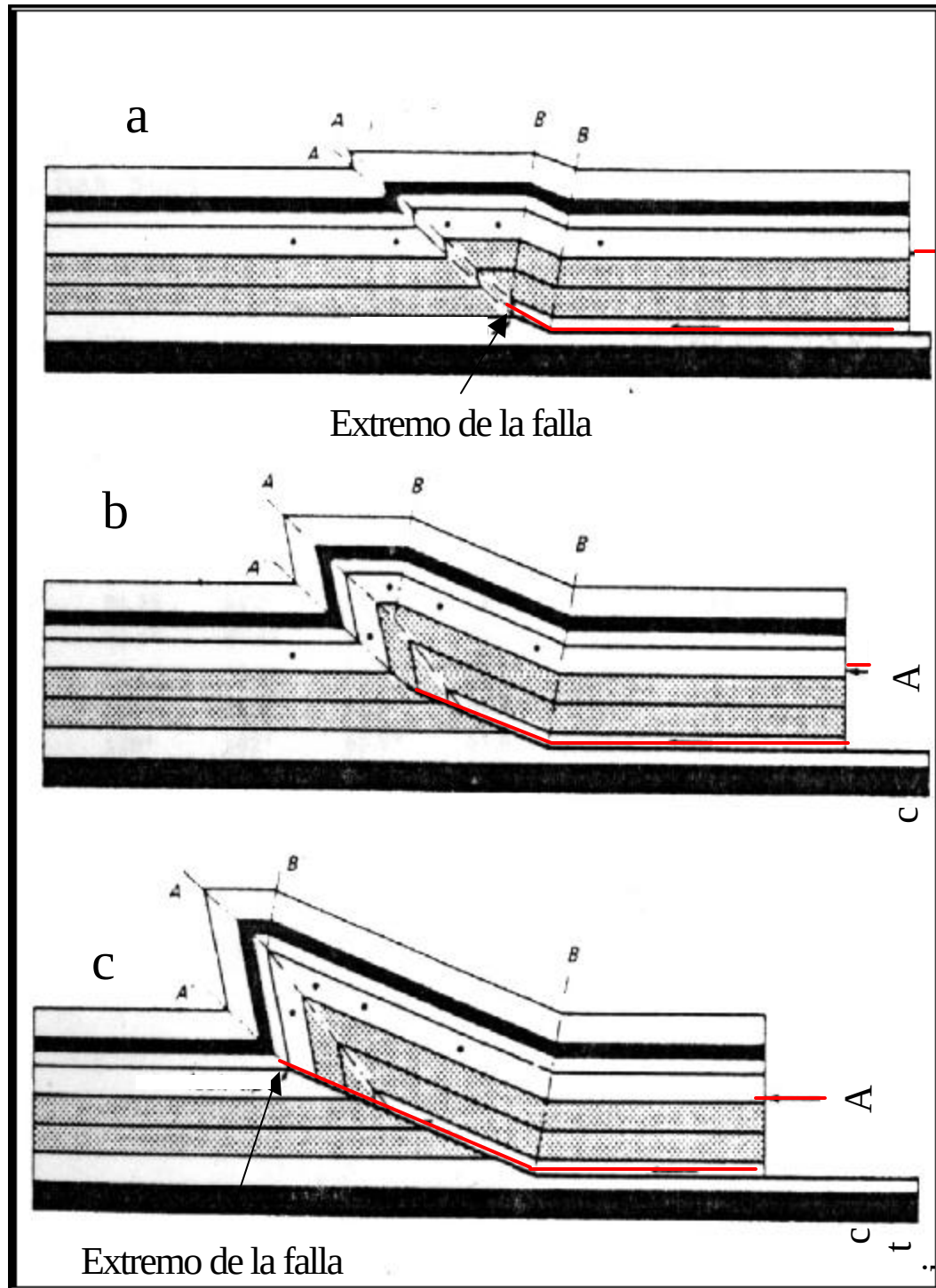


Figura N^o 17 Cinemática de un "Fault Propagation Fold" (Tomado de SUPP^o 5, 1985)

Este estilo de pliegues tiende a acomodar el deslizamiento a través de la superficie de la falla con un incremento en la deformación originada dentro del núcleo del pliegue. Esto hace que el deslizamiento se consuma en el extremo de la falla y que las capas que buzan abruptamente entre el frente y el tope de la estructura formen dos superficies axiales A y A' .

Como el pliegue crece en amplitud y la falla de propagación se mueve hacia delante, se incorpora más material dentro del limbo anterior de la estructura. Con el incremento de la deformación, los paneles de buzamiento definidos por las superficies axiales AA' y BB' se ensanchan (Figura N°17-c). También se puede notar que la superficie axial B' es una superficie activa que modifica el buzamiento de la superficie axial A, mientras que la superficie B' avanza. Esto tiene el efecto de incrementar la amplitud del pliegue, sujetando las capas estructuralmente más bajas e incorporando más material en el limbo posterior de la estructura (Figura N° 17-c). La superficie axial activa también tiene el efecto de fracturar la roca.

El “fault propagation fold” puede exhibir una variedad de estilos estructurales dependiendo del ángulo de corte y la cantidad del deslizamiento. Cuando el ángulo de corte se incrementa, y existe la misma cantidad de deslizamiento, el pliegue aparecerá más simétrico en las secciones sísmicas aún cuando la cantidad de deslizamiento quede inalterada. Si la forma del pliegue va de acuerdo al proceso descrito en la Figura N° 17, el ángulo de corte puede ser

determinado directamente por el buzamiento de las capas dentro del panel de buzamiento posterior o por las capas paralelas de la rampa.

A menudo los “fault propagation fold” presentan, además del corrimiento que lo genera, un corrimiento incipiente en el bloque del piso o “footwall”; este corrimiento va trazando su trayectoria hasta que llega a su configuración final (Figura 18). Los corrimientos pueden generar secuencias de pliegues de propagación imbricados, los cuales como se muestra en la Figura N° 19 no presentan la misma geometría que el pliegue original.

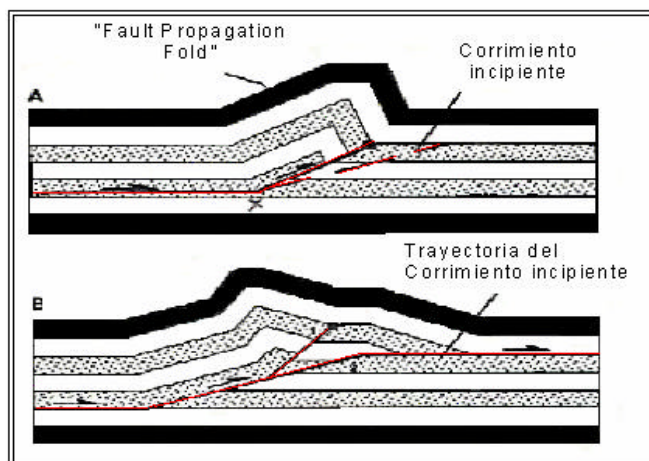


Figura N° 18 Corrimientos originados en el bloque del piso de un pliegue de propagación.
(Tomado de Mc CLAY, 1992)

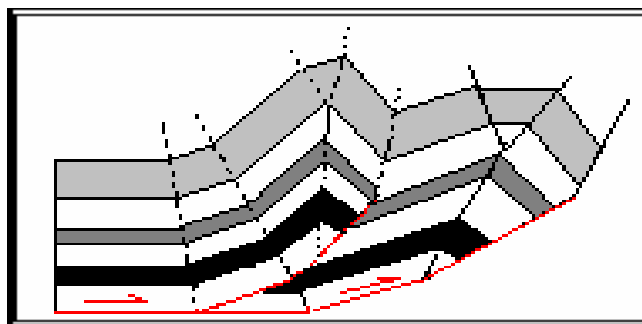


Figura N° 19 Secuencia de pliegues de propagación imbricados (Tomado de MITRA, 1990).

3.2.3 ESTRUCTURAS DE CRECIMIENTO (“GROWTH STRUCTURE”)

Los mecanismos más comunes en la etapa avanzada de un plegamiento (“fault bend fold” y “fault propagation fold”) pueden predecir el crecimiento de un pliegue gracias a la migración de los “Kink bands” (SUPPE, 1983; SUPPE et al,1992). En otras palabras, estos mecanismos (considerados primarios), pueden predecir: 1. Cambios de buzamiento en las capas del pliegue, como resultado de migraciones en las superficies axiales y 2. Ubicación de los limbos de los pliegues, como resultado de dominios de buzamientos constantes dentro de los mismos.

Según BERNAL y HARDÍ (2002), existen dos modelos específicos que explican las estructuras de crecimiento: El primero considera un “background” regional (sólo sedimentación) y el segundo considera erosión local (transporte y sedimentación). El primer modelo supone estructuras desarrolladas en ambientes submarinos, donde el crecimiento estructural puede conducir al desarrollo de un alto batimétrico; muestra cambios laterales considerables en las geometrías de los estratos de crecimiento a lo largo de la estructura. El modelo de erosión local o modelo subareal supone estructuras desarrolladas en un escenario donde los sedimentos simplemente agradan al nivel base local.

SUPPE et al. (1992) consideran que el crecimiento de estructuras se basa solamente en la migración de los “Kink bands”, ignorando las causas del movimiento de las superficies axiales activas; esto debido a que las estructuras de

crecimiento son observadas en su mayoría a profundidades someras en las líneas sísmicas.

Existen seis posibles casos cinemáticos de migración de los "Kink bands" con buzamientos constantes (SUPPE et al., 1992). El movimiento relativo de las superficies axiales en la estructura, sin tomar en cuenta la depositación, se indica en la Figura N° 20, en la cual se observa que los pliegues son iguales, visto que preceden a la deformación.

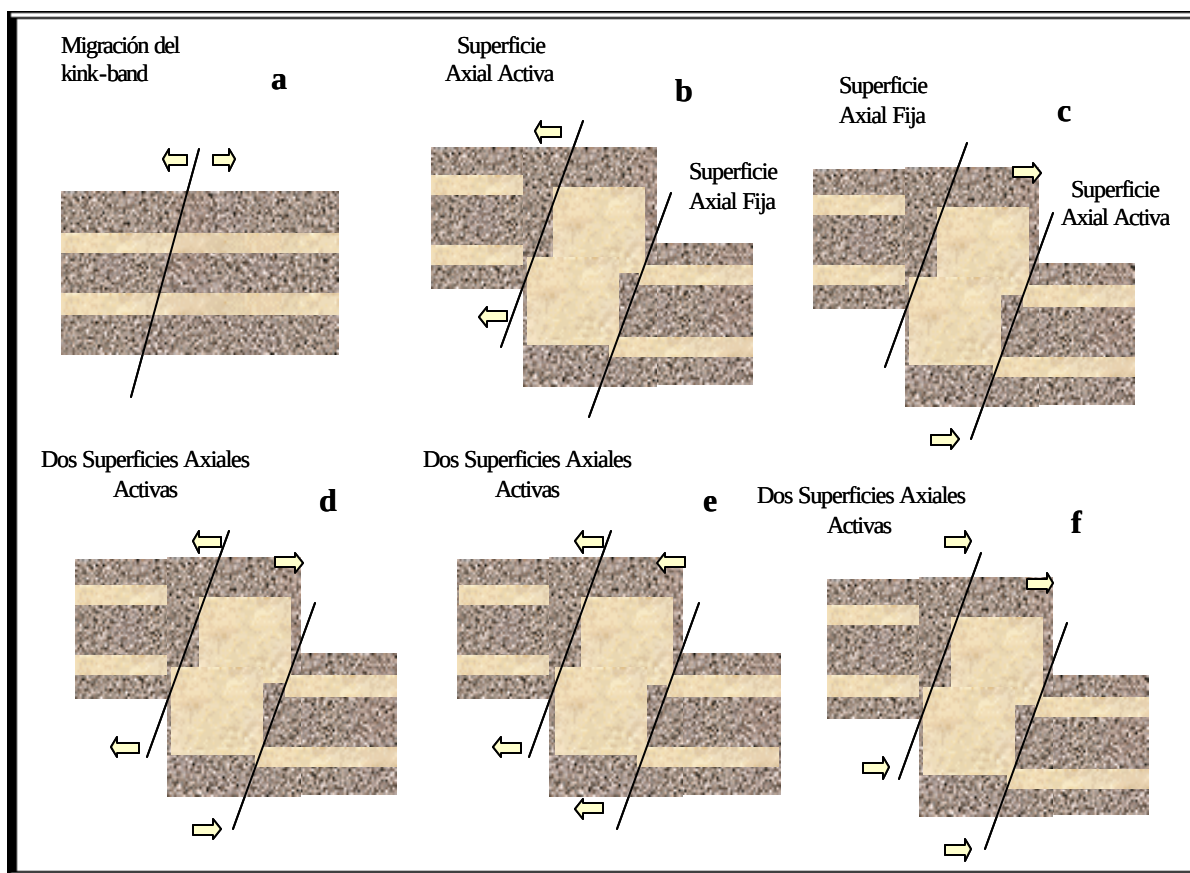


Figura N° 20 Estratos pre-crecimiento (Tomado de SUPPE et al., 1992)

En la Figura N° 21 se presentan seis casos de migración de superficies axiales, que muestran estructuras con depositación durante la deformación. Estos casos difieren de los anteriores (Figura N° 20) en que en ellos queda el registro de la cinemática involucrada en la deformación. Cabe destacar, que en estos modelos se asume una tasa de sedimentación constante con respecto a la tasa de crecimiento, y que además la sedimentación se mantiene al frente de la deformación, de modo que no habrán expresiones topográficas o batimétricas.

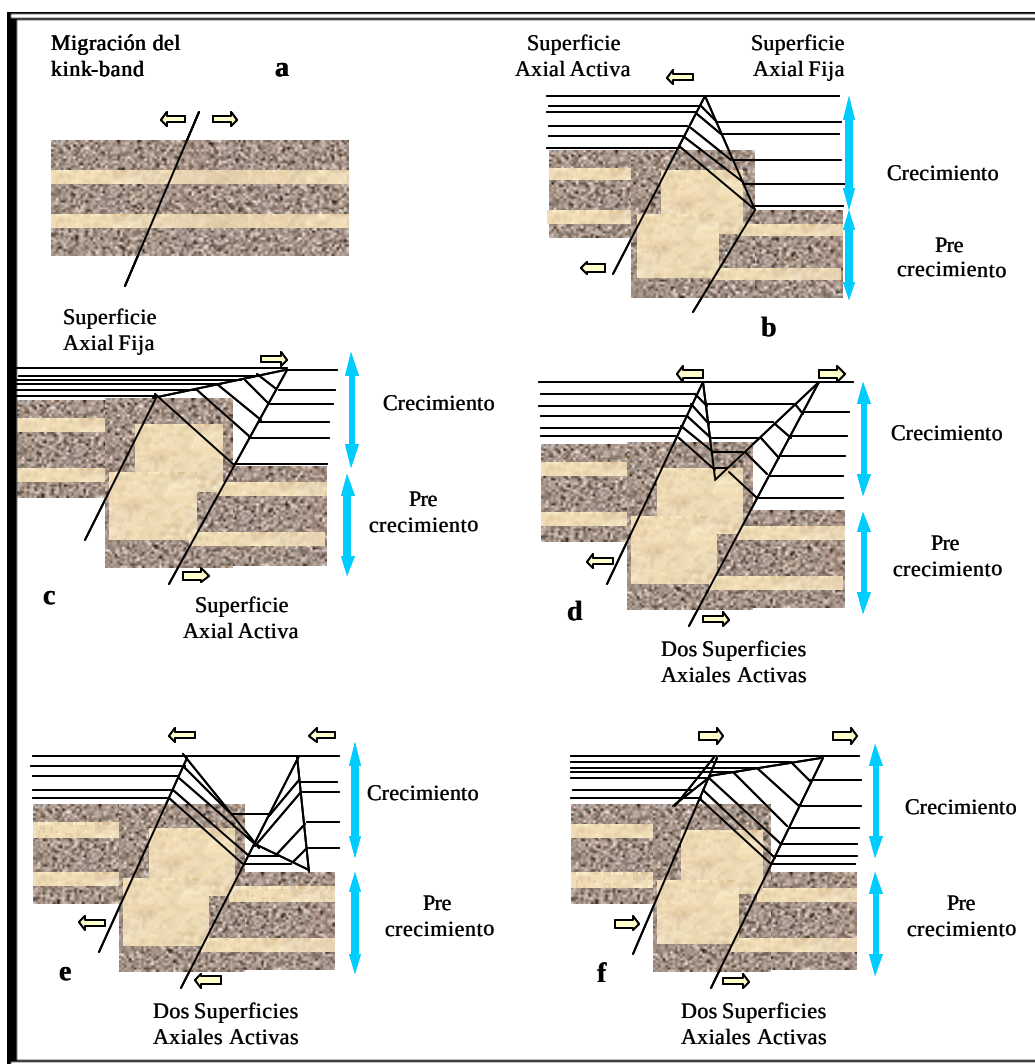


Figura N° 21 Estratos de crecimiento (Tomado de SUPPE et al., 1992)

En este trabajo de investigación sólo se tratará el caso de las estructuras asociadas a fallamientos compresivos, aunque cabe destacar que para estructuras asociadas a fallamientos normales el procedimiento es esencialmente análogo al de los “fault bend fold”, excepto porque las superficies axiales normalmente no bisectan los ángulos interlimbares, lo cual es condición para que exista la conservación de espesores en las capas.

Si la tasa de sedimentación es menor que el levantamiento, los espesores de los estratos depositados sobre la rampa decrecen y el buzamiento de las superficies axiales de crecimiento decrecen también.

En el límite de no depositación en el área sobre la rampa (Figura N° 21-a) la superficie axial de crecimiento en el limbo posterior es horizontal y se presenta como una discordancia angular, mientras que la superficie axial de crecimiento del limbo anterior es paralelo al buzamiento del limbo anterior y forma una superficie de “onlaps”. Tomando en cuenta el régimen erosivo se observa una reducción dentro del estrato de pre-crecimiento (Figura N° 22-b).

Si el bloque levantado no está erosionado entonces se desarrolla topografía o batimetría, tal y como se muestra en la Figura N° 23. En este caso, una vez que el acortamiento de la falla ha ido más allá del extremo de la rampa, la discontinuidad angular es plegada de tal forma que el punto más alto batimétricamente se encuentra a lo largo de la superficie axial posterior del anticlinal y los estratos de crecimiento son truncados contra la superficie axial anterior del anticlinal.

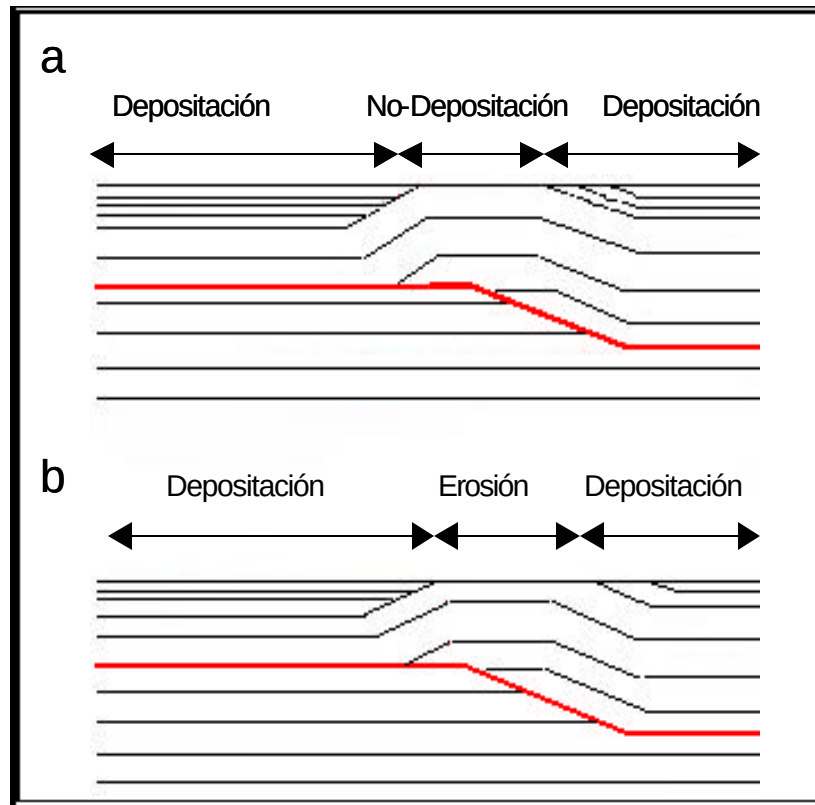


Figura N° 22 Modelos que muestran el efecto del cambio de la tasa de sedimentación sobre la geometría de una estructura en crecimiento (Tomado de SUPPE et al., 1992)

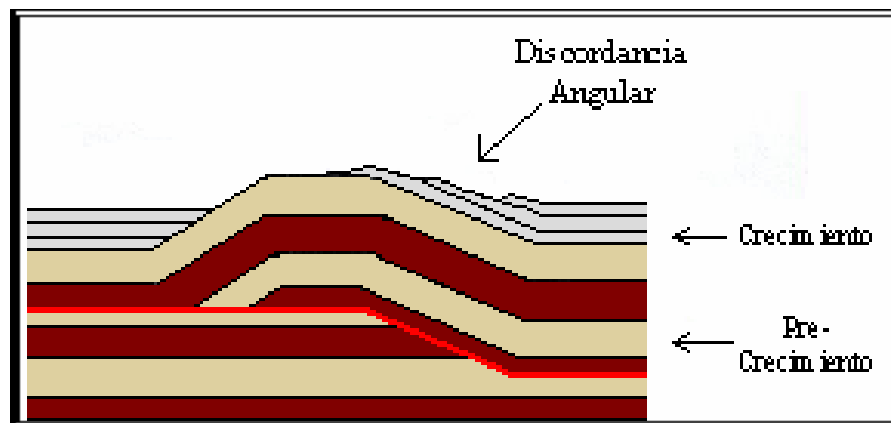


Figura N° 23 Modelo del crecimiento de un "Fault Bend Fold" con una tasa de sedimentación menor que la tasa de levantamiento (Tomado de SUPPE et al., 1992)

3.3 ZONAS TRIANGULARES O ESTRUCTURAS TIPO CUÑA

Las zonas triangulares o estructuras tipo cuña son tipos de estructuras complejas que exhiben un despegue superior y uno inferior. El despegue basal es comúnmente llamado “corrimiento de planta” mientras que el corrimiento superior es llamado “corrimiento del techo” (BOYER y ELLIOTT 1982; BANKS y WHARBURTON, 1986). La deformación termina donde el corrimiento del techo se une con el corrimiento de planta, creando así un medio sinclinal. Este sinclinal con un solo limbo yace sobre el “ foreland “ asociado al cinturón de corrimientos.

MEDWEDEFF (1988,1989) ha ampliado el concepto de corrimientos de planta y de techo para estructuras simples, y ha denominado estructuras de cuña a esta interacción entre ambos corrimientos.

DUERTO (1998) define a las zonas triangulares como estructuras que poseen geometría tipo cuña y que son formadas por dos corrimientos sincrónicos con vergencias opuestas, y que se unen en un punto de desplazamiento nulo. (Figura N° 24)

Las zonas triangulares pueden formar trampas generadoras de hidrocarburos y hasta la fecha representan una de las estructuras más productivas de los cinturones de plegamiento-corrimento.

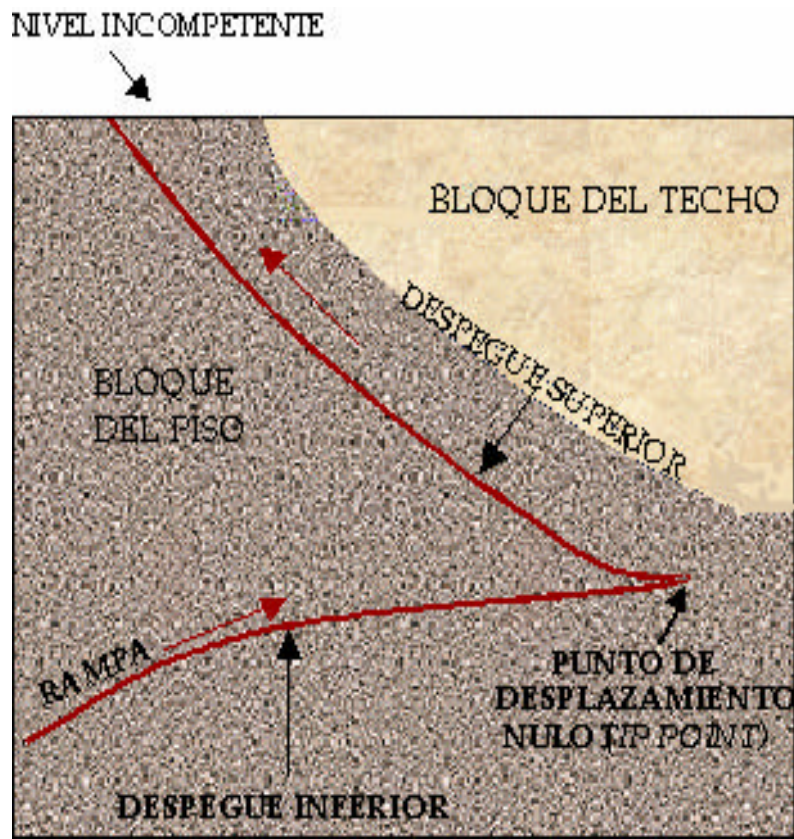


Figura N° 24 Componentes de una Zona Triangular (Tomado de DUERTO, 1998)

3.4 SECCIONES BALANCEADAS

Las secciones balanceadas deben realizarse bajo un estricto control geométrico y asumiendo que no existe aporte lateral de sedimentos en la sección. Para obtener secciones balanceadas SUPPE (1983) estableció la interpretación de estructuras con cierto rigor geométrico, tales como los “fault bend fold” y los “fault propagation fold”. DALHSTROM (1969) indica que la deformación producida después de la depositación no produce cambios insignificantes en el volumen de la roca, por lo tanto, los espesores de las capas permanecen constantes durante la deformación, así como su longitud. Las longitudes de las capas deben ser

consistentes, a menos que intervenga una discontinuidad, como un nivel de despegue; también deben requerir consistencia de acortamiento, si existe plegamiento con fallamiento en la sección.

Luego de la interpretación de un “fault bend fold” o un “fault propagation fold” en una sección sísmica, debe obtenerse la sección en profundidad para luego obtener la sección balanceada de estas estructuras mediante el uso de principios geométricos.

Para la construcción de un “fault bend fold” basado en principios geométricos (Figura N° 25) se deben seguir los siguientes pasos:

1. Medir el ángulo de corte (“cutoff”), θ , y el acortamiento total.
2. Obtener el ángulo del limbo anterior, β , y el ángulo axial del limbo anterior γ (Apéndice 4).
Obtener el factor R (radio del acortamiento del despegue superior y el acortamiento total).
3. Bisectar el ángulo entre el despegue inferior y el ángulo del eje axial del limbo posterior, B
4. Colocar el plano axial B' sobre la superficie de falla a una distancia igual al acortamiento total.
5. Construir el plano axial anterior A partiendo del extremo superior de la falla y utilizando el ángulo γ .

6. Colocar el plano axial A' a una distancia igual a R y paralela a la superficie axial A .
7. Construir los límites de capa usando el método “kink” y tomando en cuenta el ángulo de buzamiento del limbo posterior, θ , y el ángulo de buzamiento del limbo anterior, β .

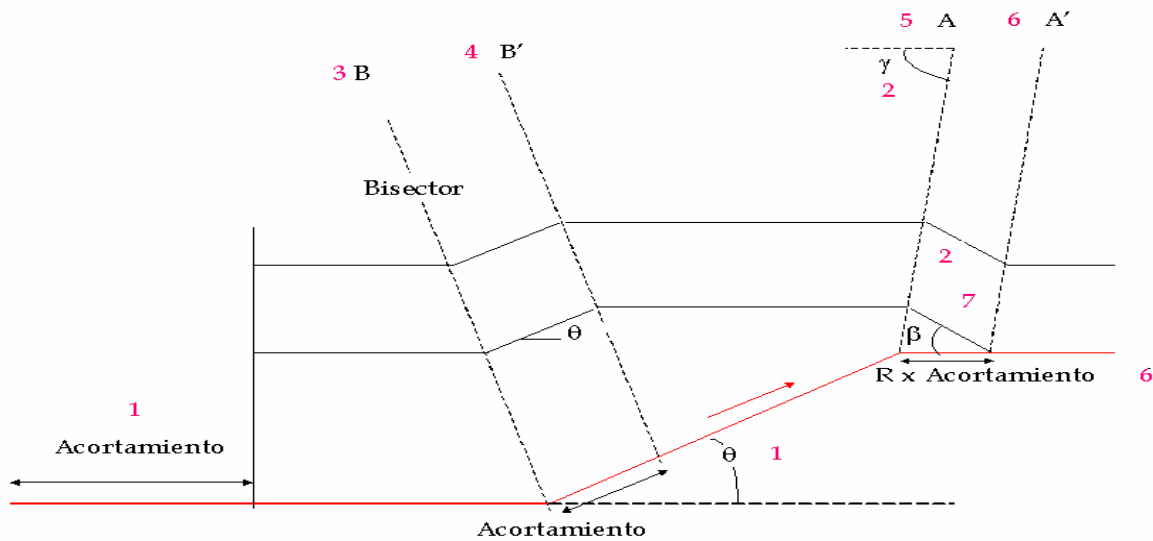


Figura N° 25 Construcción de un “Fault Bend Fold”

Para la construcción de un “fault propagation fold” basado en principios geométricos (Figura N° 26) se deben seguir los siguientes pasos:

1. Medir el ángulo de corte (“cutoff”), θ .
2. Obtener los ángulos axiales γ_P y γ_P^* (Apéndice 4).
3. Dibujar el bisector del plano axial posterior B .

4. Comenzar la construcción con los límites de capa que intersectan los extremos de la falla usando el ángulo de buzamiento del limbo anterior, β .
5. Usar θ para obtener el buzamiento del limbo posterior δ_B y hallar el punto de unión (“kink point”) de los límites de capas.
6. Construir los planos axiales A, B' y γ_P^* a partir del “kink point”. Añadir el plano axial A' a partir del extremo de falla.
7. Construir el núcleo del pliegue usando γ_P^* con θ y β para los buzamientos del limbo anterior y el limbo posterior.
8. Completar el pliegue con método “kink”.

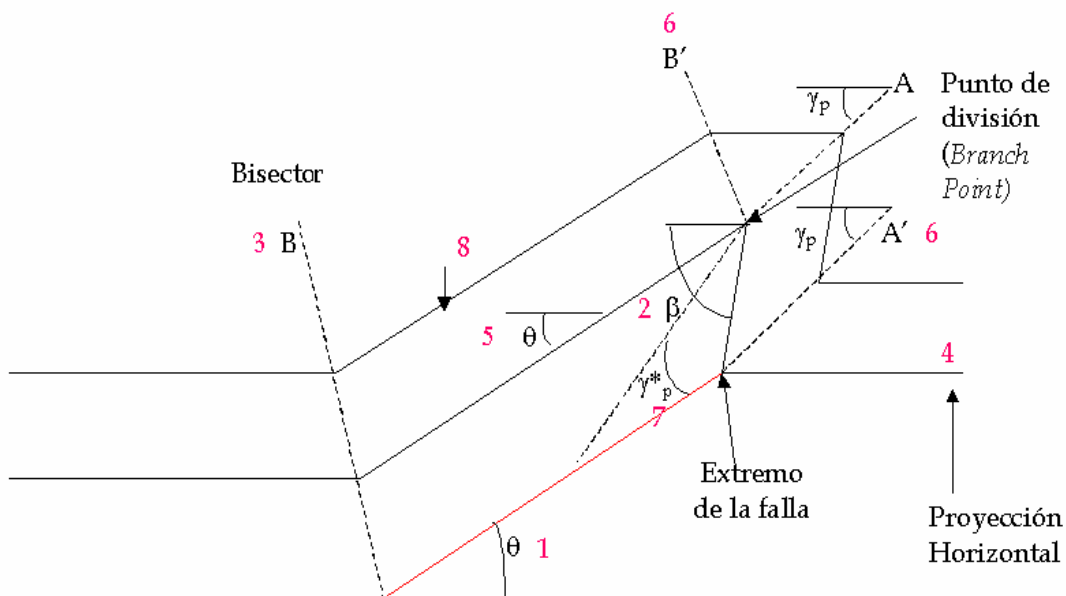


Figura N° 26 Construcción de un “Fault Propagation Fold”

3.5 MODELOS GEOLÓGICOS PREVIOS

Entre los diversos autores que han propuesto modelos del área destacan:

ROSSI et al. (1985) estimaron un acortamiento de aproximadamente 28% en las estructuras de la Serranía del Interior, como resultado de su trabajo a lo largo de un transecto desde la Serranía del Interior hasta la Subcuenca de Maturín. Ellos involucran al basamento y suponen una estructura afectada por una tectónica extensional pre-existente (Figura N° 27).

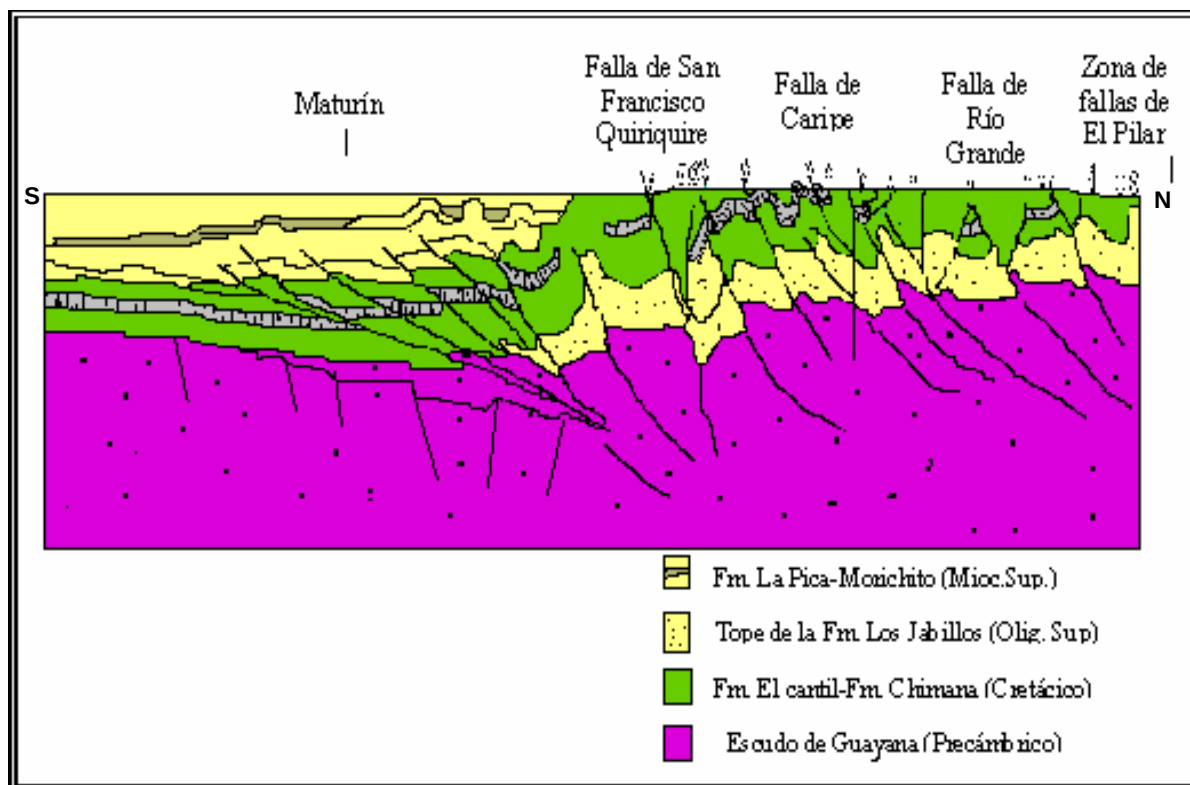


Figura N° 27 Modelo propuesto por ROSSI (1985) en la Serranía del Interior.

PRIETO y VALDÉS (1992) reconocen tres provincias tectónicas en la Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela, que de sur a norte se denominan: Bloque autóctono, no deformado por la orogénesis de la Serranía del Interior, bloque paraautóctono o cuenca antepaís, y bloque alóctono que comprende el orógeno y el Frente de Montaña de la Serranía del Interior (Figura N° 28).

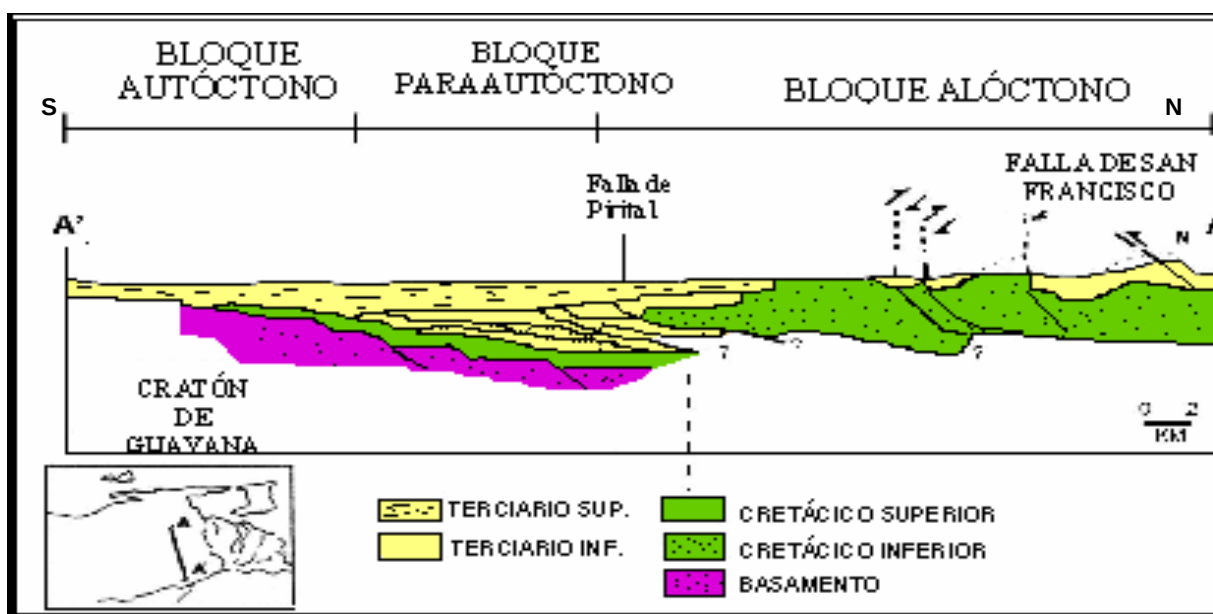


Figura N° 28 Modelo propuesto por PRIETO y VALDÉS (1992) en la Subcuenca de Maturín

ROURE et al. (1994) suponen un posible despegue en la base de la Formación Barranquín, y otros en Querecual y el Mioceno Inferior.

CHEVALIER (1995) infiere un despegue común en la base del Cretácico y una inversión de un sistema de grábenes temprano provocado por un evento

compresivo durante el Eoceno Medio, que producirían retrocorrimientos asociados al proceso de inversión de la Serranía.

MARTINEZ (1995) integra métodos geofísicos y geología en su trabajo de la Subcuenca de Maturín, basándose en transectos de carácter regional perpendiculares a la estructura. Divide la zona en provincias con dominios de buzamientos distintos. Una de esas zonas está formada por estructuras del tipo “fault bend fold” (SUPPE, 1983) y es seguida por una zona triangular que involucra a la Formación Carapita. Estas zonas contribuyen en la formación de un frente de deformación con predominio de cabalgamientos. El acortamiento mínimo necesario obtenido del balanceo de secciones es de aproximadamente 44 km. Esto coincide con el 38% de la sección no deformada definida por ROSSI (1985).

HUNG (1997) para un mismo transecto propone la posibilidad de no tener basamento involucrado en la deformación y también la posibilidad de involucrar al basamento. El acortamiento varía entre 9% y 66%.

3.6 GRAVIMETRÍA

Al realizar estudios gravimétricos es necesario hacer una interpretación de los datos que se hayan obtenido a partir de: el levantamiento gravimétrico en la zona de estudio, la separación de anomalías gravimétricas en tendencias regionales

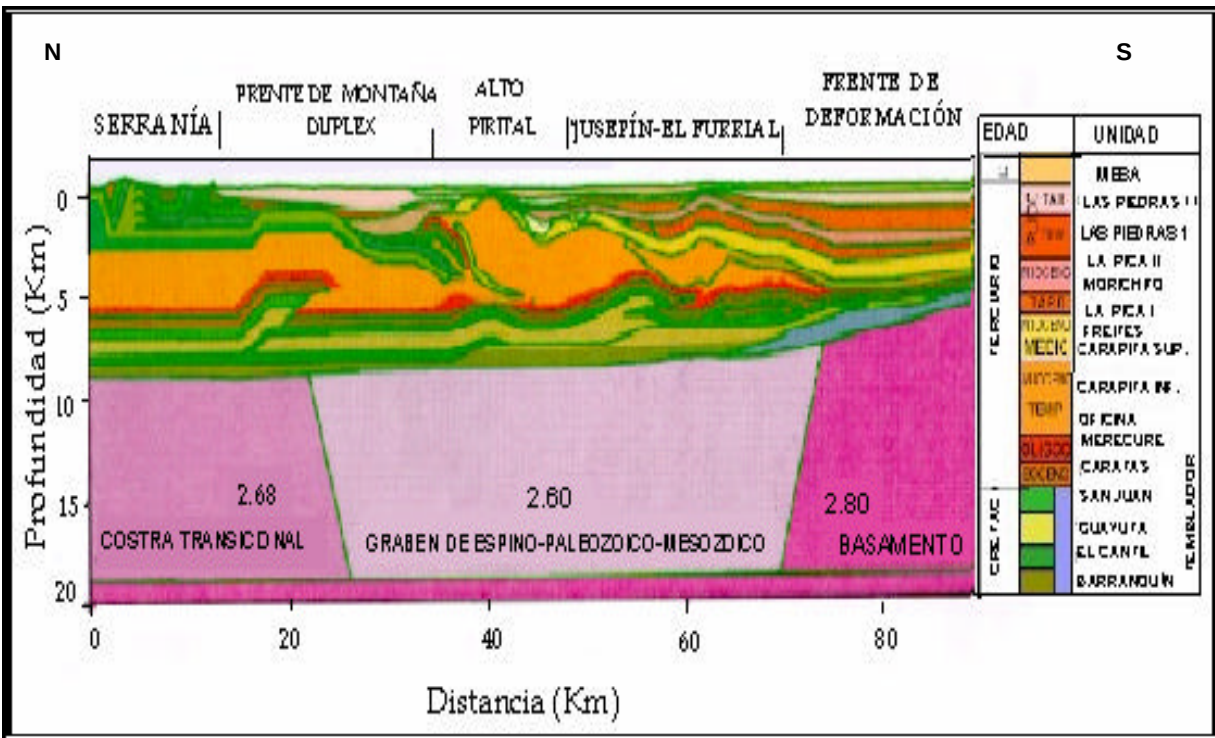


Figura N° 29 Modelo propuesto por MARTÍNEZ (1995) en la Subcuenca de Maturín

y residuales y la escogencia del perfil para conocer la geología de la zona. Esto con el fin de proponer luego un modelo geológico que pueda ser el causante de estas anomalías gravimétricas. Dicho modelo consistirá en cuerpos con forma de polígonos irregulares con densidades propias y que puedan simular lo mejor posible las estructuras presentes en el subsuelo.

A partir de lo anterior, se hace necesario correlacionar los resultados obtenidos en el levantamiento gravimétrico con los datos que caracterizan la geología de la zona a estudiar para poder obtener un modelo coherente, tanto geológica como estructuralmente.

La importancia de crear un modelo conformado por cuerpos de densidades características que representen las estructuras del subsuelo, radica en que a partir de éste se puede determinar de una forma indirecta la dimensión, volumen, densidad y profundidad de las estructuras causantes de las anomalías.

Cuando se realiza una interpretación geológica de las anomalías gravimétricas se pretende revelar la forma en que éstas se distribuyen en la superficie terrestre, además de conocer la relación que tienen estas anomalías con los procesos geológicos con el fin de utilizarlas para la resolución de diversos problemas en áreas geológicas de interés. La calidad de la interpretación depende de la complejidad de la estructura geológica y de la cantidad de información geológica-geofísica.

La interpretación cualitativa establece relaciones entre las anomalías de gravedad y las rocas que componen el área de estudio, lo cual permite determinar la posible disposición de los elementos tectónicos y estructurales, fijando luego zonas de gran potencial que permitan realizar investigaciones geológico-geofísicas de detalle. Lo anterior se realiza basándose en los mapas de anomalías de Bouguer.

La interpretación cuantitativa determina los parámetros de las estructuras geológicas que provocan las anomalías gravimétricas, tales como: espesor, dimensión, forma, etc. Para esta interpretación se utilizan dos métodos uno directo y uno inverso. El directo calcula las anomalías gravimétricas basándose en la distribución de la masa anómalas; para ello se dan como conocidos los valores de

densidad, forma y dimensión del cuerpo y se precisa determinar la magnitud de las anomalías que produce este cuerpo en la superficie. Los resultados de este método siempre son determinados y dan una solución unívoca, es decir, que para determinados parámetros del cuerpo que produce la anomalía siempre se pueden conseguir las componentes del potencial de gravedad en cualquier punto del espacio y ésta representará la única solución. La exactitud de esta solución es muy confiable y sólo se ve afectada por la precisión de las medidas y cálculos realizados con anterioridad.

El método inverso calcula los parámetros del cuerpo, tales como: forma, densidad y dimensión, a partir del campo gravitatorio anómalo observado. La solución obtenida por este método no es unívoca, es decir, que el hecho que se tenga el valor del potencial gravitatorio no garantiza la obtención de una solución unívoca de la distribución de la densidad excedente que está creando la anomalía gravimétrica. En otras palabras, a una misma distribución de gravedad le pueden corresponder diversas distribuciones de densidad en el interior de un cierto volumen. Para disminuir el grado de incertidumbre se precisa aportar información complementaria a la gravimetría, la cual se hará considerando condiciones geológico-geofísicas reales del área de estudio.

3.7 MAGNETOMETRÍA

El método magnético se basa en el estudio de la distribución espacial de las variaciones del campo magnético, consecuencia de la desigual magnetización de

las diferentes rocas. La exploración magnética al igual que otros métodos, es eficaz si el conocimiento del campo magnético y el conjunto de la información obtenida por otros métodos (por ejemplo, método gravimétrico) se prestan apoyo mutuo y respaldan y dan fundamento a las conclusiones geológicas. La exploración magnética comprende no sólo la medición de la intensidad del campo magnético anómalo, sino la explicación geológica del mismo.

La Tierra se comporta magnéticamente al igual que un gigantesco imán irregular. Este imán imaginario se alinea determinando lo que se conoce como eje magnético terrestre, el cual intercepta a la superficie del globo terrestre en dos puntos denominados polos magnéticos. En el campo magnético terrestre se pueden considerar dirección, sentido e intensidad. La dirección y sentido del campo magnético terrestre se determinan por la dirección y el sentido de la aguja magnética, dados por su declinación e inclinación en cualquier punto de la Tierra. Por otra parte, la intensidad del campo magnético terrestre en un lugar cualquiera de la Tierra es la fuerza con la que actúa dicho campo sobre la unidad de masa colocada en dicho lugar, mientras que la declinación es el ángulo que se forma entre los ejes del Norte geográfico y el Norte Magnético.

El método magnético permite identificar anomalías causadas por cambios en las propiedades físicas de las rocas subyacentes, tales como la susceptibilidad magnética y la magnetización permanente de las mismas. Este método también permite determinar el espesor de los tramos sedimentarios y cartografiar rasgos

estructurales sobre la superficie del basamento. Vale decir que los valores de profundidad del basamento están referidos al basamento magnético.

A partir de lo anteriormente mencionado pueden construirse mapas similares a los de anomalías gravimétricas, sin embargo su interpretación es más complicada pues incluye además de los efectos de dirección (declinación e inclinación magnética)

En la prospección petrolífera el método magnético ofrece información acerca de la profundidad de las rocas pertenecientes al basamento. A partir de estos conocimientos se puede localizar y definir la extensión de las cuencas sedimentarias ubicadas encima del basamento, que posiblemente contienen reservas de hidrocarburo.

CAPÍTULO IV

CAPÍTULO IV

CAPÍTULO 4

4. INTERPRETACIÓN

Los resultados de la interpretación sísmica y el de los modelos gravimétrico y magnético de los transectos mostrados en la Figura N° 4 son discutidos y analizados en el presente capítulo.

Las características más resaltantes de los nueve transectos sísmicos estudiados se muestran en la Tabla N° 2.

CARACTERÍSTICAS DE LOS TRANSECTOS		
TRANSECTO N°	ORIENTACIÓN	EXTENSIÓN
1	Nor - Este	33,75 km
2	Nor - Este	17,00 km
3	Nor - Este	17,00 km
4	Nor - Este	19,00 km
5	Nor - Este	18,00 km
6	Este - Oeste	35,25 km
7	Este - Oeste	24,25 km
8	Este - Oeste	32,00 km
9	Este - Oeste	32,50 km

Tabla N° 2 Características de los transectos interpretados

4.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

La interpretación sísmica se realizó partiendo de la utilización de la metodología “Kink”, la cual permitió observar e interpretar los principales rasgos estratigráficos y estructurales del área.

La información estratigráfica fue obtenida a partir de la revisión de modelos geológicos previos y de los datos aportados por los pozos de la zona, los cuales presentaron profundidades muy someras. Una de las limitaciones que

presentaron estos datos fue la falta de información de algunas unidades que resultaban reconocibles en la sísmica, tales como el Miembro Chapapotal (Formación Carapita) y la Formación Caicara o Quiriquire, las cuales fueron identificadas gracias a la documentación estratigráfica regional del área.

La columna estratigráfica identificada en el área se realizó basándose en la información bibliográfica. En esta columna se pueden reconocer edad, litología, espesores y actividad tectónica de las formaciones involucradas.

La secuencia del Cretácico Inferior, conformada por las Formaciones Barranquín y El Cantil, aflora a lo largo del Frente de Montañas y la Serranía del Interior, sin embargo en el área de estudio estas formaciones están presentes en el subsuelo, mientras que la secuencia Cretácico Superior está representada por las calizas y lutitas de la Formaciones Querecual y San Antonio del Grupo Guayuta, además de las areniscas Maastrichtiense de la Formación San Juan, las cuales fueron reconocidas en los pozos A y C.

En el área de estudio el Eoceno está representado por la Formación Caratas, reconocida en el pozo A. El Oligoceno por la Formación Merecure y el miembro Carapita F (informal) de la Formación Carapita, los cuales fueron bien controlados por los datos de los pozos, A y F respectivamente.

El Mioceno Inferior está representado principalmente por la Formación Carapita Inferior que suprayace a Carapita F y está compuesta por lutitas. Esta formación está subdividida en los miembros C, D y E, y se diferencia de Carapita

Superior (A y B) por la presencia de fuertes deformaciones. Carapita Inferior fue reconocida en los pozos A, B, D y F, mientras que Carapita Superior fue identificada basándose en datos bibliográficos.

Cabe destacar que la identificación del Mioceno Inferior fue clave para resolver la estratigrafía en la zona de estudio.

La sedimentación durante el Mioceno Superior ocurrió simultáneamente al crecimiento del alto estructural originado por la reactivación del corrimiento de Pirital. Este alto topográfico separa dos ambientes sedimentarios diferentes en dos flancos. En el flanco norte predomina la sedimentación aluvial de la Formación Morichito, mientras que en el flanco sur predomina la sedimentación marina de la Formación La Pica, la cual representa un buen marcador en las secciones sísmicas y es suprayacente a la Formación Carapita. Las terminaciones sísmicas en ambos flancos de la estructura confirman la sedimentación sintectónica. El flanco sur muestra “onlaps” (estratos más jóvenes contra estratos más viejos) de la Formación La Pica sobre la discontinuidad de Carapita; mientras que en el flanco norte, tanto la Formación Carapita como la Formación Morichito muestran reflectores truncados en sus topes.

La Formación Morichito representa el Mioceno Superior en el área de estudio y yace discordantemente sobre la Formación Carapita. Las reflexiones internas de esta formación buzan hacia el norte y muestran truncaciones al sur, lo

que indica como se mencionó anteriormente, un crecimiento sinsedimentario del alto estructural. Esta formación fue reconocida por el pozo A.

Es importante señalar que la Formación Morichito puede subdividirse en dos secuencias tectono-sedimentarias. La secuencia basal presenta reflectores con buzamiento hacia el norte, truncados erosionalmente hacia el tope y mostrando “downlaps” (estratos más jóvenes que terminan buzamiento abajo contra estratos más viejos), en contacto discordante con el bloque alóctono (secuencia del Cretácico-Oligoceno) hacia la base. Esta secuencia basal es equivalente a la Formación La Pica. La secuencia superior se ha denominado Formación Caicara, la cual deriva su nombre del llamado “Caicara Hole”, nombre que fue utilizado en antiguos reportes internos de pozos para referirse a la paleo-depresión donde se depositó la Formación Morichito. Esta formación es equivalente a la Formación Las Piedras I (MARTINEZ, 1995) y es mejor conocida como Formación Quiriquire.

El Miembro Chapapotal de la Formación Carapita representa el Mioceno Medio y está compuesto de areniscas turbidíticas formadas en cañones submarinos que fueron depositados bajo ambientes abisales. Con base en datos bibliográficos el Miembro Chapapotal se incluye dentro de la Zona B de la Formación Carapita.

El período Mioceno Superior-Plioceno Inferior está representado por las Formación La Pica y Las Piedras.

El Plioceno está representado por la predominancia de sedimentación continental de la Formación Las Piedras. Esta unidad se subdivide en dos

miembros Las Piedras I y Las Piedras II. Las Piedras I suprayace paralelamente a la Formación La Pica y es también truncada contra el alto estructural. En el flanco norte del alto estructural su equivalente es la Formación Caicara o Quiriquire.

El Miembro Las Piedras II se extiende de manera continua sobre el tope del alto estructural, y no está deformado por la reactivación del corrimiento de Pirital.

El Pleistoceno está representado por la Formación Mesa, la cual es una unidad horizontal difícil de seguir en la sísmica debido a su proximidad hacia la superficie. Esta unidad no está envuelta en la deformación ocurrida en el área de estudio.

4.1.1 ESTRUCTURAS

El área de estudio presenta una gran complejidad estructural debido a la presencia de una gran sección de lutitas de la Formación Carapita, la cual alcanza más de 5000 m de espesor y está envuelta en la deformación. La sedimentación ocurrida simultáneamente con el crecimiento del alto topográfico originado por la reactivación del corrimiento de Pirital, proporciona la edad de la deformación; por consiguiente, esos sedimentos se consideran contemporáneos con esta deformación y es evidenciado por las relaciones tectono-estratigráficas existentes entre la Formación Morichito, ubicada en el flanco norte del alto de Pirital, y la Formación La Pica, ubicada en el flanco sur. Estas relaciones tectono-estratigráficas vienen dadas por la presencia de capas truncadas en el tope de la Formación Morichito y los “onlaps” de la Formación La Pica, los cuales prueban que la estructura fue creciendo por empujes que van de Norte a Sur, es decir, a medida que se

levantaba la estructura los sedimentos de origen marino de La Pica se acuñaban, y a su vez los recién depositados conglomerados aluviales de Morichito se truncaban. El alto fue rebasado en el Plioceno Temprano cuando se detuvo la propagación de la falla reactivada y se depositaron los sedimentos de la parte superior de la Formación Las Piedras. Estas relaciones indican que la edad máxima de la deformación es posterior al tiempo de la deposición de la Formación Carapita, específicamente la zona de *Globorotalia Menardii*, (Mioceno Tardío). El fin de la deformación ocurriría durante el Plioceno Temprano, evidenciándose lo anterior por la deformación en las capas de la Formación La Pica y Las Piedras I, además de que las capas del Miembro Las Piedras II (Plioceno Tardío) no están deformadas y representan el rebase de la estructura de crecimiento.

4.1.2 TRANSECTO 1

Este transecto (Figura N° 30) muestra una secuencia estratigráfica que va desde el Cretácico Inferior (Formación Barranquín) hasta el Pleistoceno (Formación Mesa). El Transecto 1 es el más representativo del área y punto inicial para el análisis estructural del área de estudio.

En este transecto se observa claramente el alto estructural (Alto de Pirital) originado por la reactivación del corrimiento de Pirital, el cual representa una estructura de crecimiento, en donde la tasa de sedimentación es menor que la tasa de levantamiento.

Estratigráficamente el transecto presenta hacia el Norte una estratigrafía igual a la parte proximal de la cuenca antepaís, mientras que hacia el sur muestra una estratigrafía como la de la parte distal de la cuenca antepaís (Figura N° 7).

Cada una de las secuencias estratigráficas reflejadas en este transecto está asociada a importantes episodios tectónicos ocurridos en la zona de estudio. La secuencia Cretácico-Oligoceno (Formación Barranquín hasta el Grupo Merecure) representa el paleo-margen pasivo del norte de Sur América; la secuencia Mioceno-Plioceno Inferior (Formación Carapita-Las Piedras I) los sedimentos sintectónicos, contemporáneos con el levantamiento de la Serranía del Interior y el Frente de Montaña, mientras que la secuencia Plioceno Superior-Pleistoceno (Formación Las Piedras II-Formación Mesa) sedimentos post-tectónicos, que pueden estar deformados por pliegues, fallas de corrimiento y diapiros asociados al Frente de Deformación de la Subcuenca de Maturín.

En este transecto se observa una discordancia en la base de Carapita D, la cual marca la separación entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Tardío. El origen de esta discordancia está relacionado con el movimiento del Bloque Alóctono, el cual provocó la formación de una cuenca, que posteriormente fue rellenada con material sedimentario. La edad de esta discordancia se data en el Mioceno Temprano. Posterior a ella se aprecia una discordancia intra-Carapita, la cual es notoria debido a que los sedimentos de Carapita Superior se truncan contra ella. Esta discordancia evidencia que las deformaciones en la Subcuenca de

Maturín ocurren de Norte a Sur, es decir, las deformaciones más viejas se encuentran hacia el Frente de Montaña y las más jóvenes hacia el Frente de Deformación. Se puede afirmar que el tiempo a partir del cual se formó la discordancia ubicada en la base de Carapita D y la discordancia intra-Carapita se relaciona con la primera generación de pliegues en el área.

Es notable la presencia de un plano de falla con alto buzamiento hacia el norte y asociado al Alto de Pirital. Este plano de falla representa la reactivación del corrimiento de Pirital, el cual provoca que las capas de la Formación Morichito se muestren subparalelas a esta traza y que posean un alto buzamiento hacia el norte. Esta reactivación provoca que las lutitas de la Formación Carapita queden expuestas muy cerca de la superficie y se erosionen.

Describiendo estructuralmente lo expuesto antes se pueden notar tres tipos de estructuras asociadas a diferentes eventos tectónicos: El Bloque Alóctono (Secuencia Cretácico-Oligoceno), asociado al paleo-margen pasivo del Norte de Sur América, está representado por una estructura de tipo “fault propagation fold”, asociado al corrimiento de Pirital. Este corrimiento presenta dos niveles de rampa debido a que por la reactivación del corrimiento de Pirital, originado a partir del mismo despegue, se crea otra estructura “fault propagation fold”, la cual provoca que el pliegue de propagación antes formado se levante y se deforme, generando así los dos niveles de rampa ya mencionados. Este segundo pliegue está asociado con el levantamiento de la Serranía del Interior y el Frente de Montaña.

Debido a que todo el acortamiento provocado por la deformación no se pudo consumir en las dos estructuras generadas anteriormente, se forma un nuevo pliegue de propagación, en el cual se termina de consumir el acortamiento.

Las estructuras mencionadas anteriormente se basan en los modelos teóricos mostrados en las Figuras N° 18 y 19 del Capítulo 3.

Es importante señalar que los extremos de cada una de las fallas que originan los pliegues de propagación se ubican tomando en cuenta la presencia de las estructuras sincinales, las cuales ayudan a la localización del eje axial que marca el fin de la trayectoria del corrimiento.

El Alto de Pirital está constituido en su núcleo por sedimentos de la Formación Carapita. En él se ubicaron dos niveles intra-Carapita: uno Intra-Carapita “A” y otro Intra-Carapita “B”, esto para efectos de la elaboración de mapas estructurales de describir la geometría presente en esta zona.

Según información de pozos el nivel Intra-Carapita “B” podría ser lo que en la clasificación de la Formación Carapita se denomina Carapita E, pero esto no está totalmente comprobado. Lo anteriormente expuesto se fundamenta en el estudio realizado por MATA (1989), en el cual es notable que la clasificación se basa en la presencia de fósiles característicos de cada miembro, sin embargo cuando se perfora y se toman las muestras de la Formación no siempre la clasificación es acertada, ya que estos fósiles pudieron haber sido removidos de su verdadero lugar de origen.

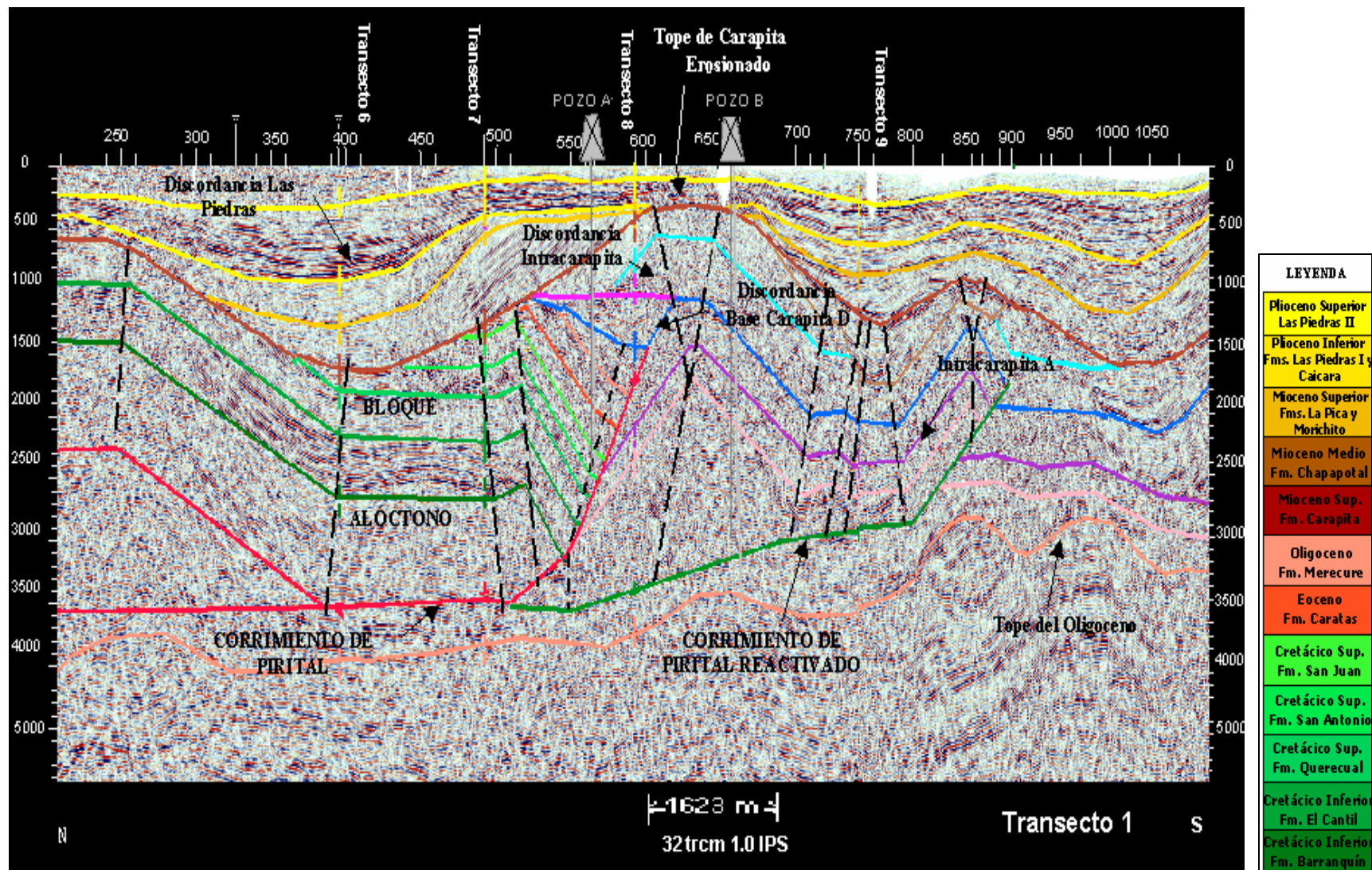


Figura N° 30 Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 1

En la sección sísmica en tiempo de este transecto se puede observar que el despegue del Corrimiento de Pirital se encuentra aproximadamente a 3600 ms y en la sección sísmica en profundidad se encuentra a aproximadamente a 5 km. El Transecto 1 es atravesado por los pozos A y B, y presenta un acortamiento de 6,8 km.

4.1.3 TRANSECTO 2

Este transecto (Figura N° 31) se encuentra a 3.7 km del Transecto 1 y presenta la misma columna estratigráfica que la de dicho transecto, tanto al norte como al sur. En él también se pueden notar el Corrimiento de Pirital reactivado, la discordancia intra-Carapita y la discordancia de la base de Carapita D.

El Bloque Alóctono está presente en este transecto y con una estructura similar a la observada en el Transecto 1, seguida por otra reactivación del corrimiento de Pirital que provoca una estructura de “Fault propagation fold”, la cual no fue suficiente para consumir el acortamiento, por esta razón se observa un corrimiento incipiente que rompe por debajo del corrimiento anterior. Al igual que en el Transecto 1, el despegue del Corrimiento de Pirital reactivado se encuentra aproximadamente a 3500 ms, además presenta un acortamiento de aproximadamente 5,8 km. Este transecto es atravesado por el pozo B.

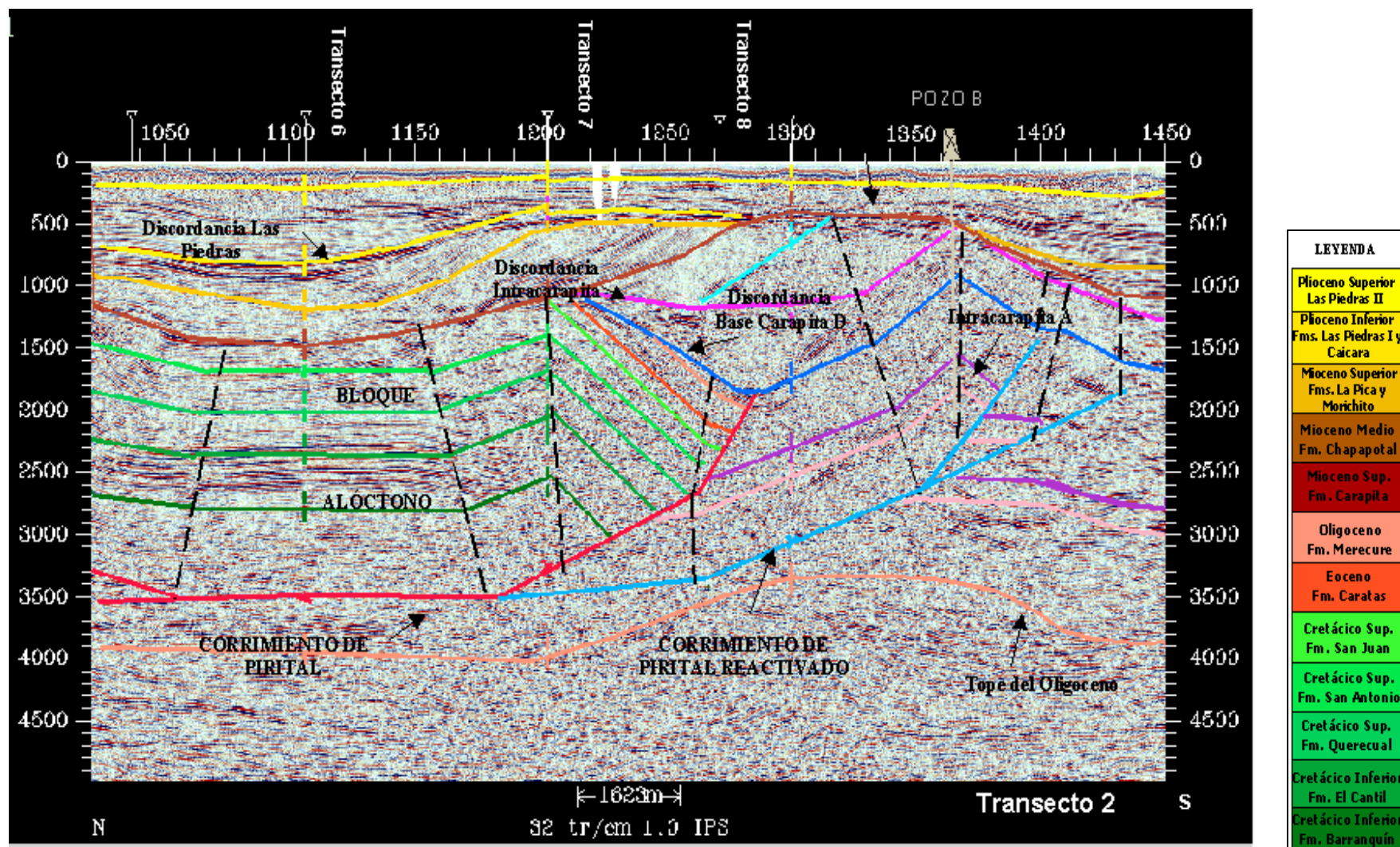


Figura N° 31 Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 2

4.1.4 TRANSECTOS 3, 4 y 5

En estos transectos (Figuras N° 32, 33 y 34) se puede notar hacia el norte, la secuencia Cretácico-Oligoceno que representa al Bloque Alóctono, con la misma columna estratigráfica que presentan los Transectos 1 y 2.

El Transecto 3 se encuentra a una distancia de 9 km con respecto al Transecto 2. El Transecto 4 está a 1.8 km del Transecto 3, mientras que el Transecto 5 a 2.5 km del Transecto 4.

En estos transectos ya no se observa el Alto de Pirital en su máxima expresión y se puede notar que hacia el sur se va generando una sola estructura de tipo “fault propagation fold”. La estructura del Bloque Alóctono se mantiene en cada uno de estos transectos, y se puede inferir que el acortamiento va disminuyendo hacia el Este debido a la reducción en el ancho del limbo posterior de ambos pliegues de propagación.

La estructura tipo “fault propagation fold” que se encuentra más al sur está decapitada por erosión, y en ella se consume todo el acortamiento.

Hacia el sur la columna estratigráfica de estos transectos son equivalentes a las mostradas en los Transectos 1 y 2. Los acortamientos de los Transectos 3, 4 y 5 son de 5,6 km; 5,5 km y 3,4 km, respectivamente. El pozo más cercano al Transecto 3 es el pozo D, mientras que el Transecto 4 se encuentra más próximo al pozo D y F.

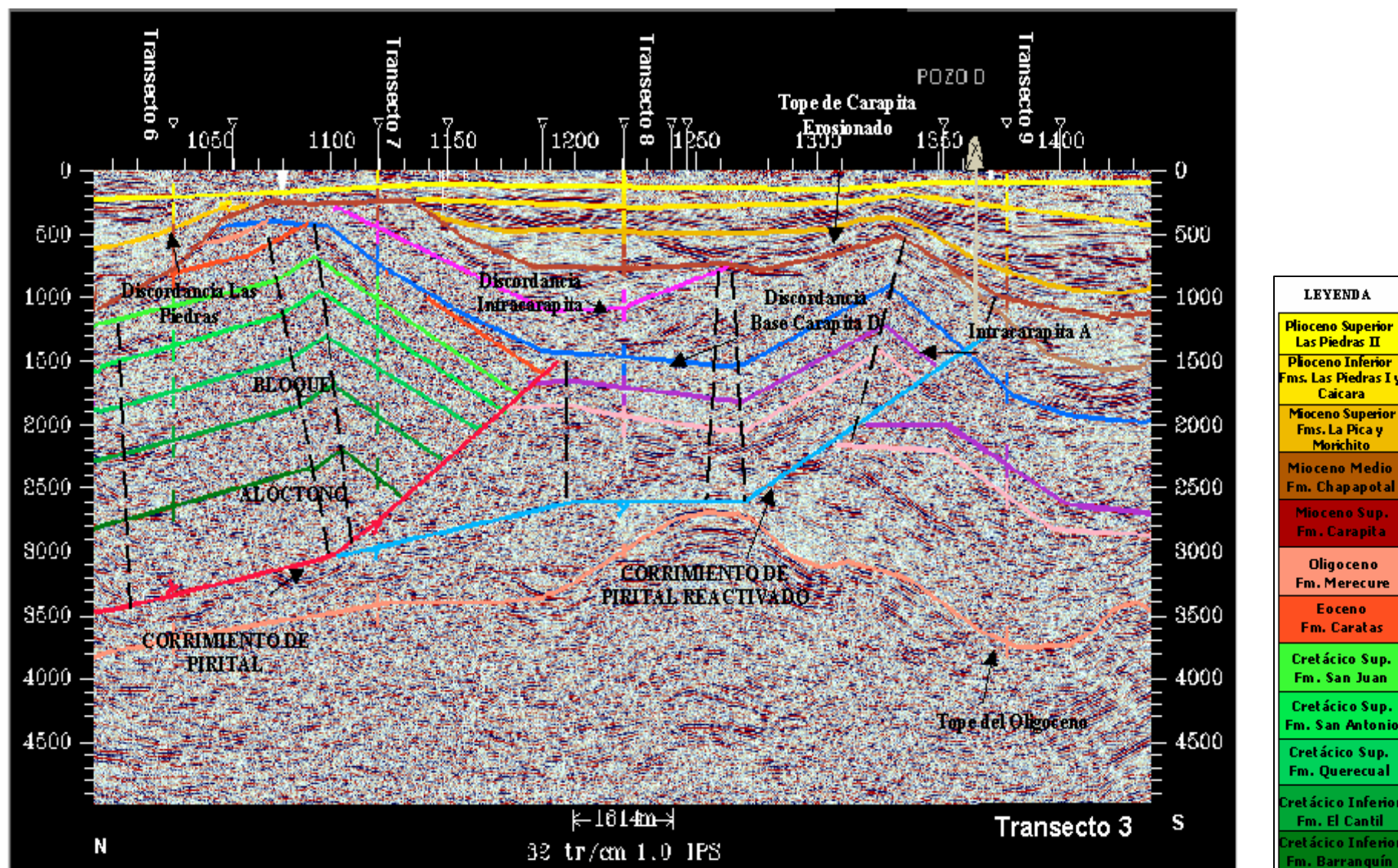


Figura N° 32 Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 3

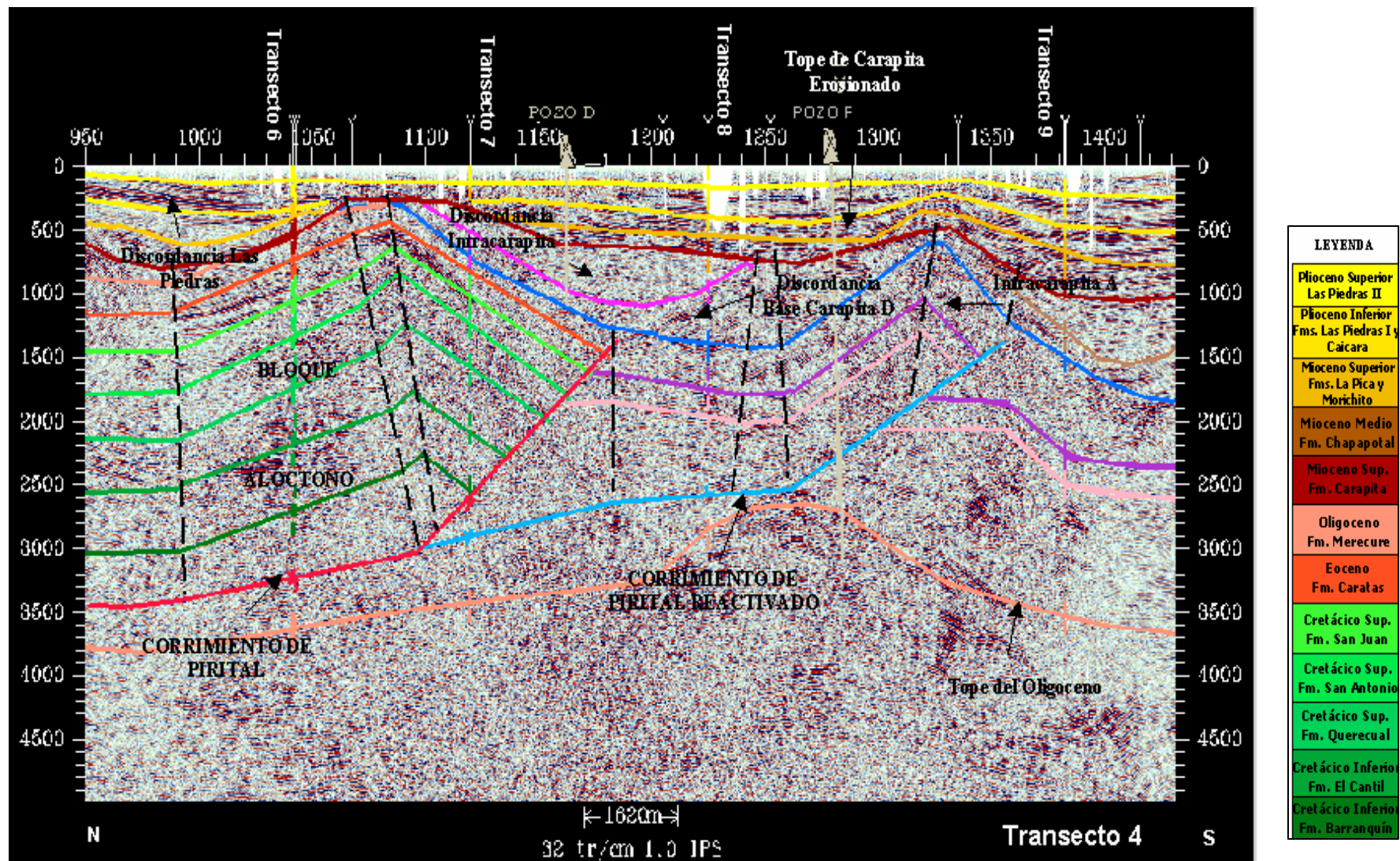


Figura N° 33 Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 4

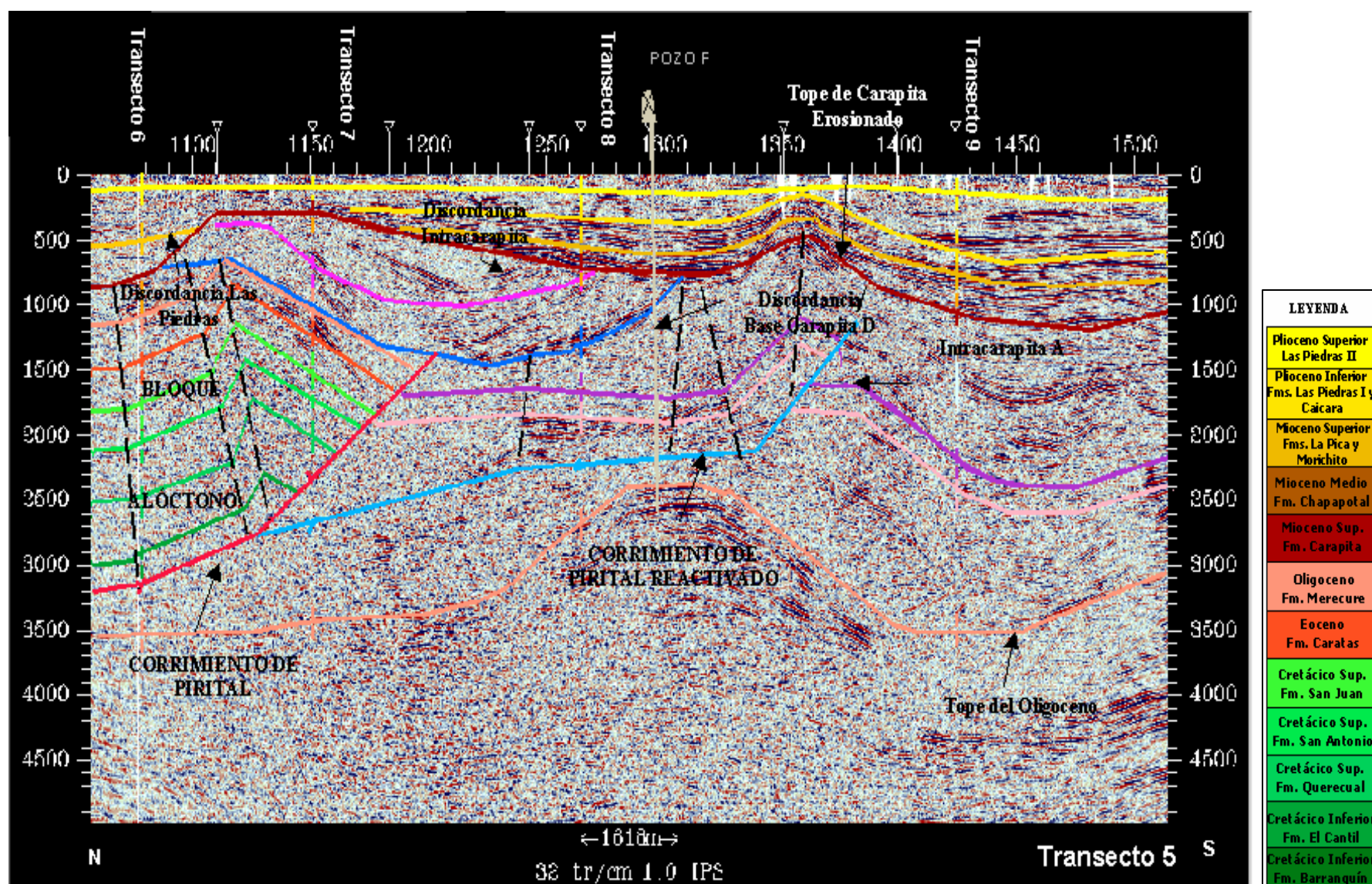


Figura N° 34 Interpretación Sísmica en tiempo del Transecto 5

4.1.5 TRANSECTOS 6 y 7

Estos transectos (Figuras N° 35 y 36) no se observa el núcleo del Alto de Pirital formado por las lutitas de la Formación Carapita sino que se presenta el Bloque Alóctono de Pirital. En ellos tampoco se observan las discordancias intra-Carapita y sólo se muestra el viejo corrimiento de Pirital.

El Transecto 6 es atravesado por el pozo D y presenta el despegue del corrimiento a 3500 ms.

En el Transecto 7 se puede observar el Bloque Alóctono el cual termina en una estructura de tipo “Fault propagation fold”. Este Transecto está a unos 3.8 km del Transecto 6.

4.1.6 TRANSECTO 8

En el Transecto 8 (Figura N° 37) se pueden observar todos los bloques estructurales que conforman el área de estudio, es decir el Bloque Alóctono (secuencia cretácico-oligoceno), el bloque para-autóctono y el bloque autóctono. Este transecto es importante en este trabajo de investigación debido a que es el único que muestra toda esta secuencia, la cual es importante para ver el desarrollo de los corrimientos y de las estructuras

En este transecto se puede notar que todos los corrimientos involucrados en la deformación parten de un mismo despegue.

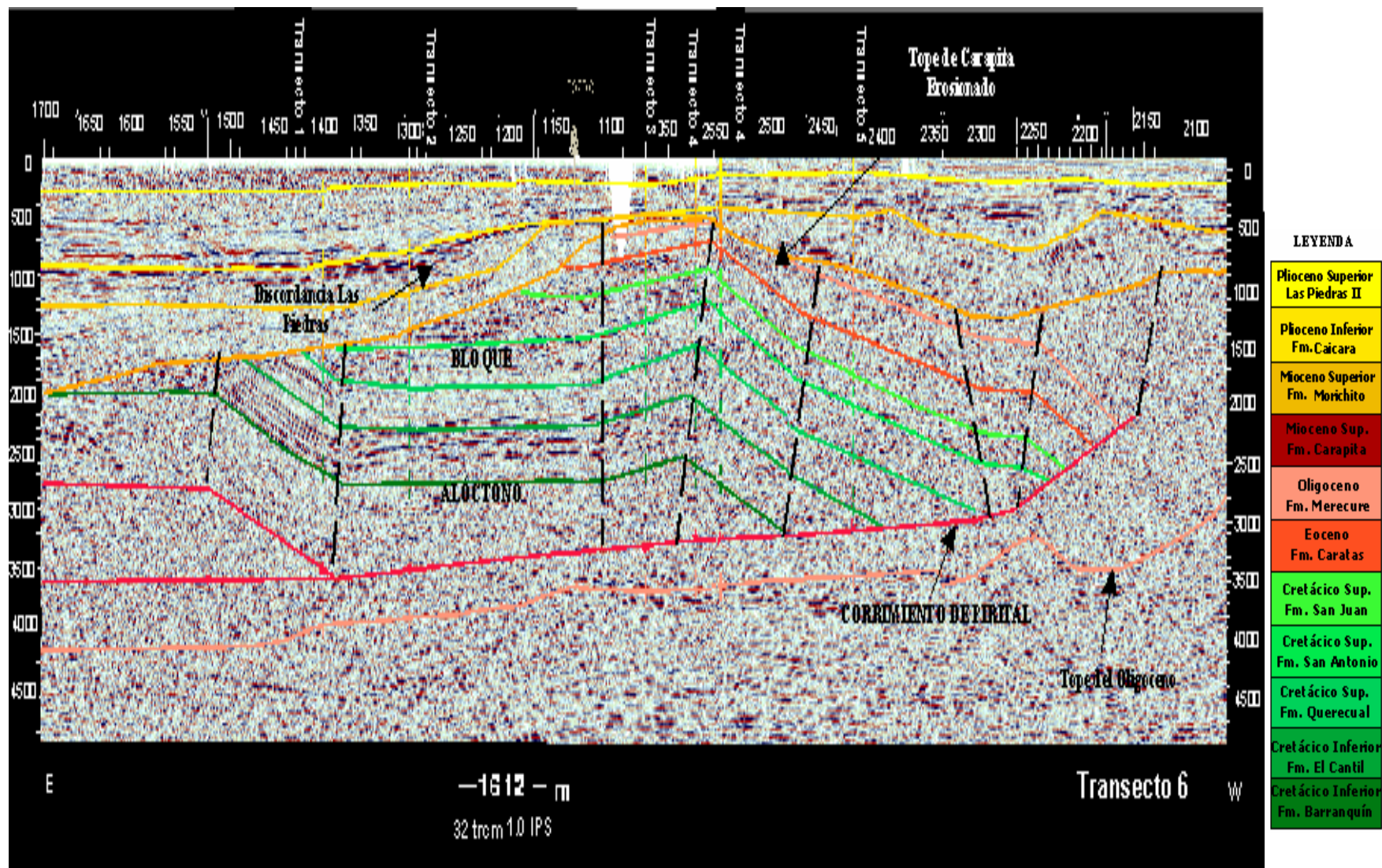


Figura N°35 Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 6

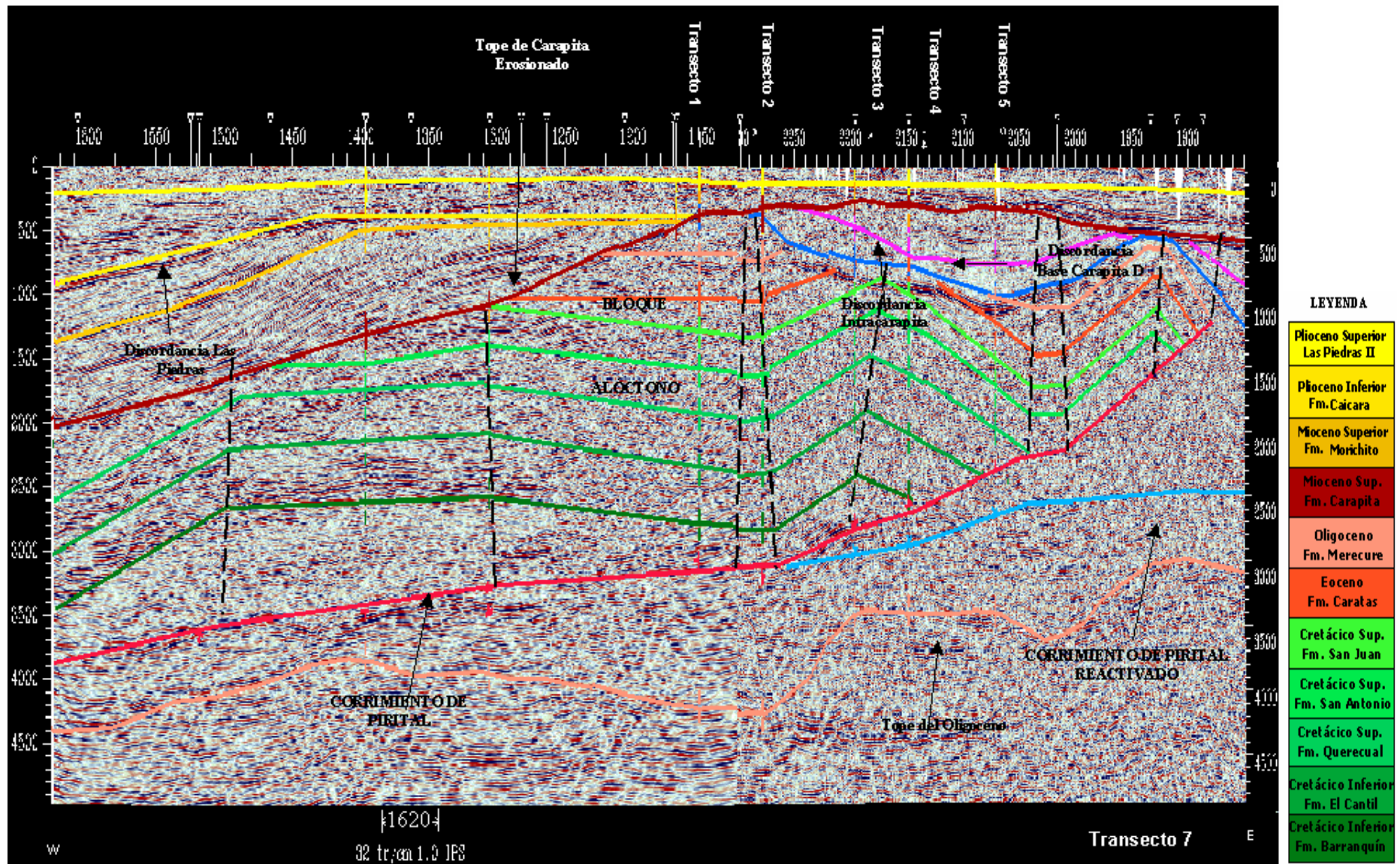


Figura N° 36 Interpretación Sísmica en tiempo del Transecto 7

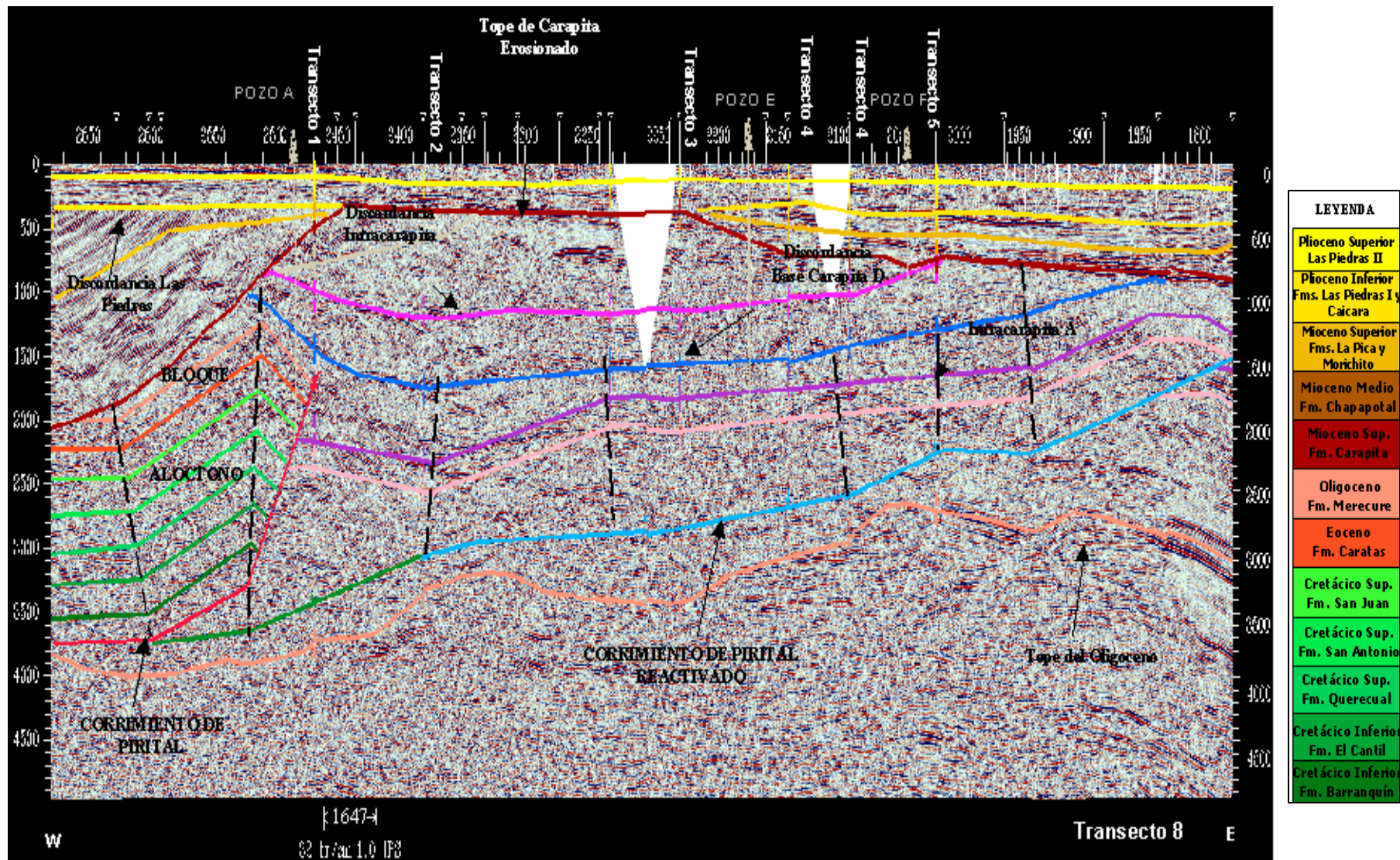


Figura N°37 Interpretación sísmica en tiempo del Transecto 8

Este transecto es atravesado por los pozos A, E y F, y se encuentra a 4.25 km del Transecto 7.

4.1.7 TRANSECTO 9

Este transecto (Figura N° 38) está ubicado al sur del área de estudio y muestra sólo el flanco sur del Alto de Pirital, esto se evidencia por la estratigrafía presente y por la poca deformación que presentan las capas en esta zona.

En el Transecto 9 también se puede observar la discordancia intra-Carapita mostrada en el Transecto 1. Esta discordancia termina contra una discordancia más joven que viene representada por el tope de Carapita. Este Transecto se encuentra a aproximadamente 6 km del Transecto 8.

4.2 ANÁLISIS DE LOS MAPAS ESTRUCTURALES GENERADOS

Para objeto de este estudio se elaboraron dos mapas estructurales, uno en tiempo y el otro en profundidad, con la finalidad de identificar la forma anticlinal o Alto de Pirital en la que se basa este trabajo especial de grado .

Para la generación de ambos mapas se utilizó la aplicación Z-MAP de la plataforma “Landmark”.

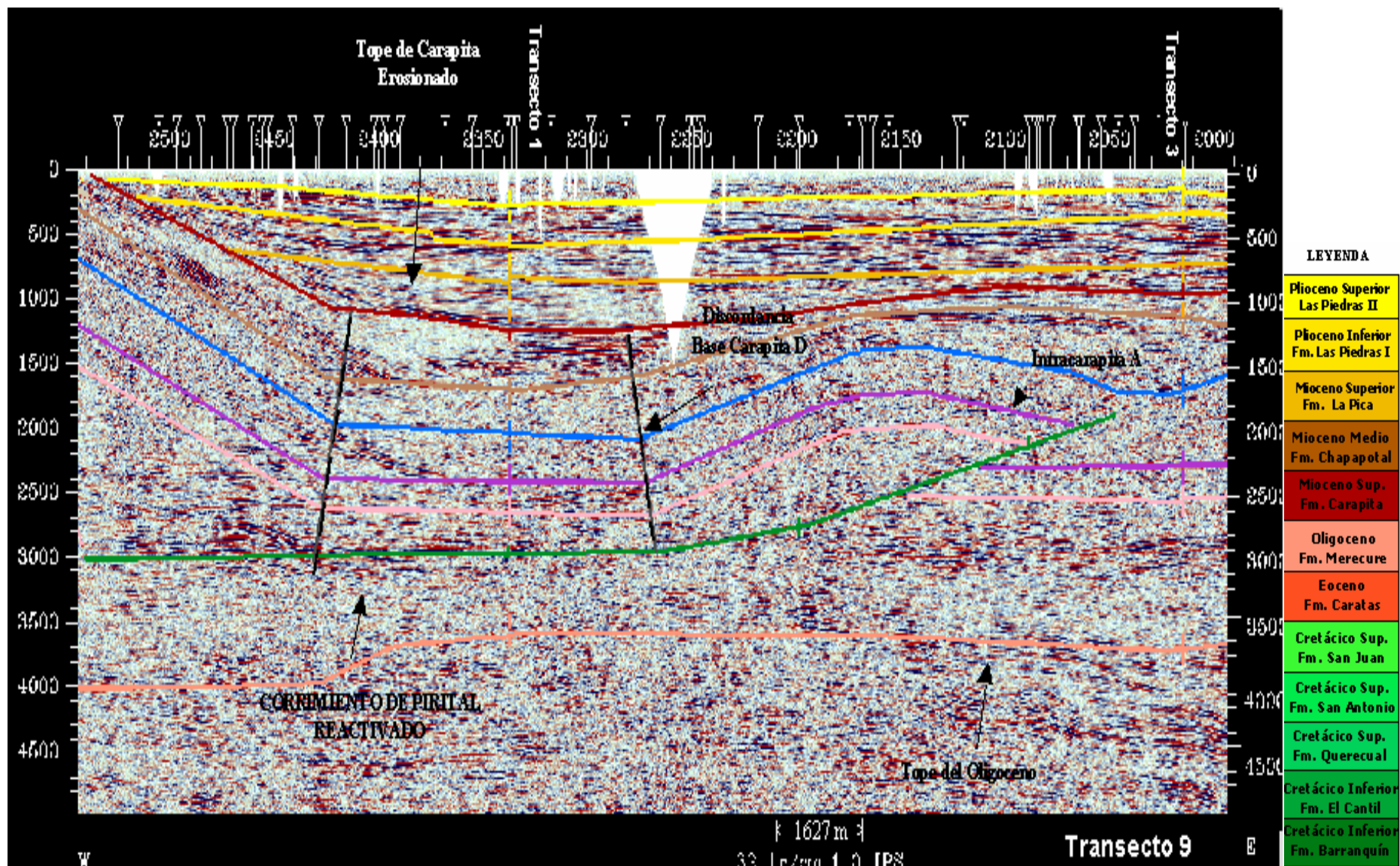


Figura N° 38 Interpretación sísmica en tiempo de Transecto 9

4.2.1 MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO

Para el mapa estructural en tiempo(Figura N° 39) se utilizó como horizonte de interés el nivel Intra-Carapita “A”, por ser uno de los que se encuentra en el núcleo del Alto de Pirital, el cual es área prospectiva de la zona de estudio. Se identificaron también en el mapa los corrimientos presentes en la zona.

En este mapa estructural se puede notar un corrimiento al norte que corresponde al viejo corrimiento de Pirital y que está asociado con el Bloque Alóctono de la zona de estudio. Al centro se puede observar el corrimiento de Pirital reactivado (corrimiento azul en las líneas sísmicas), el cual se relaciona con el Bloque Para-autóctono de la zona. Cabe destacar que dicho corrimiento tiene una ramificación, la cual está presente en el Transecto 2. Hacia el sur se puede notar otro corrimiento que se asocia con el corrimiento de Pirital reactivado y es el que se muestra en los Transectos 1 y 9 .

En el centro del mapa puede observarse un anticlinal que se encuentra fallado en el sur, dicho anticlinal se va haciendo menos profundo conforme avanza hacia el Este. Se puede señalar que a pesar de la gran distancia que separa a los transectos 2 y 3 (9 Km) la información aportada por el mapa estructural es representativa del área. Hacia el sureste del mapa es notable una estructura sinclinal, aproximadamente a 2500 ms. Hacia el sur, la estructura se va haciendo más profunda alcanzando un valor de 3000 ms.

4.2.2 MAPA ESTRUCTURAL EN PROFUNDIDAD

Para la generación del mapa estructural en profundidad (Figura N° 40) se utilizó como horizonte de interés el nivel Intra-Carapita “A”, convertido a valores de profundidad.

Para la conversión se utilizó la información aportada por los pozos B, E y F, por ser los únicos que atraviesan el nivel Intra-Carapita.

Para la conversión de tiempo a profundidad se utilizó la aplicación TDQ de la plataforma “Landmark”, la cual genera un modelo de velocidad con los pozos seleccionados y mediante un algoritmo interno de la aplicación se realiza la conversión. Los resultados obtenidos en este mapa son similares a los aportados por el mapa estructural en tiempo, excepto porque hacia el oeste se observa mejor expresión del Alto de Pirital.

La estructura sinclinal presenta una máxima profundidad de aproximadamente 3600’ mientras que las estructuras más profundas alcanzan un valor aproximado de 4400’. El anticlinal tiene valores de profundidad que varían entre 1200’ y 2000’.

Hacia el extremo oeste del mapa estructural se observan contornos que indican un alto estructural, pero éste se puede considerar como respuesta a la interpolación, ya que hacia esa zona la información sísmica empleada en este trabajo de investigación no alcanza esa parte del mapa.

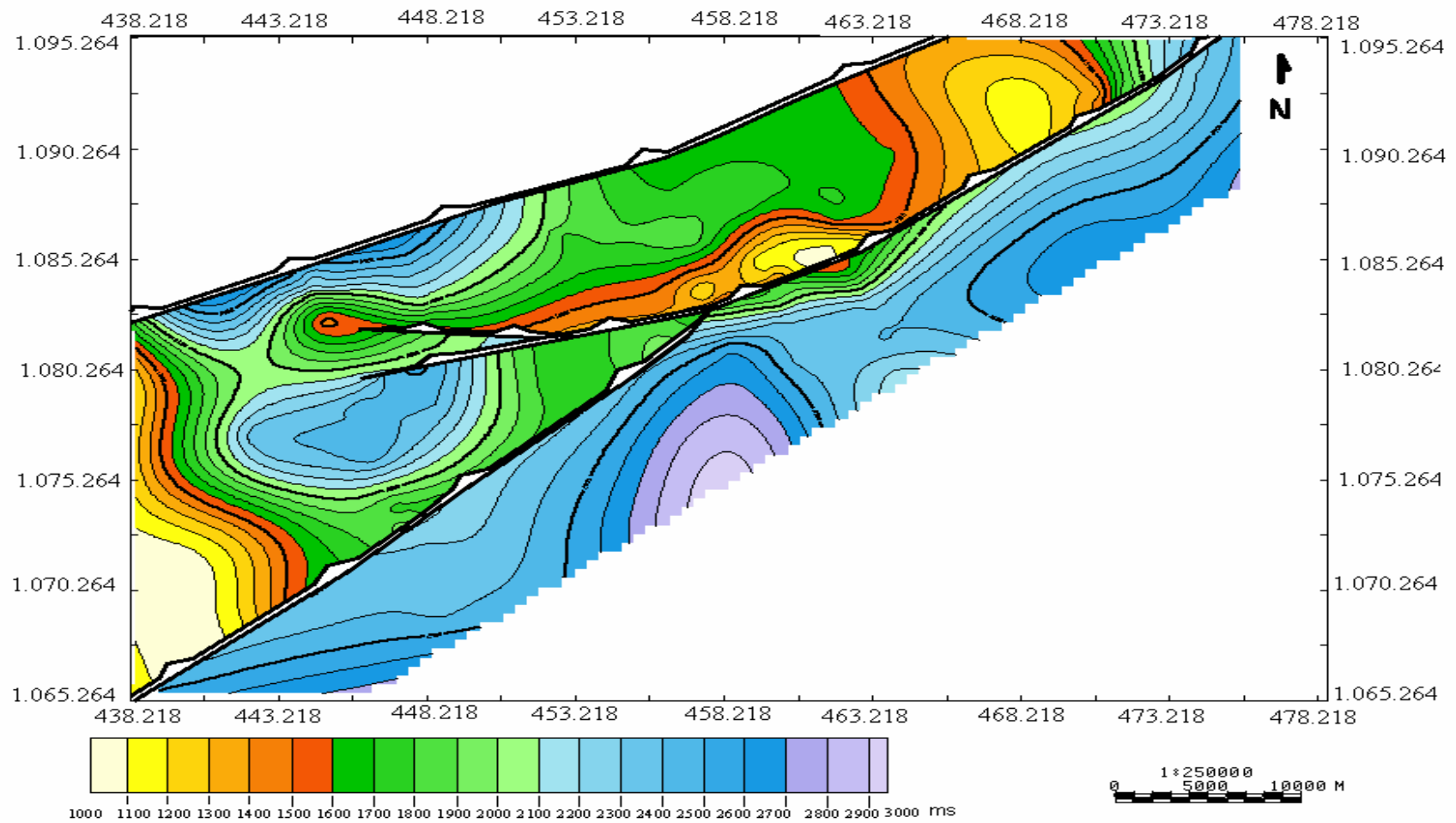


Figura N° 39 Mapa Estructural en tiempo del Nivel Intra-Carapita A

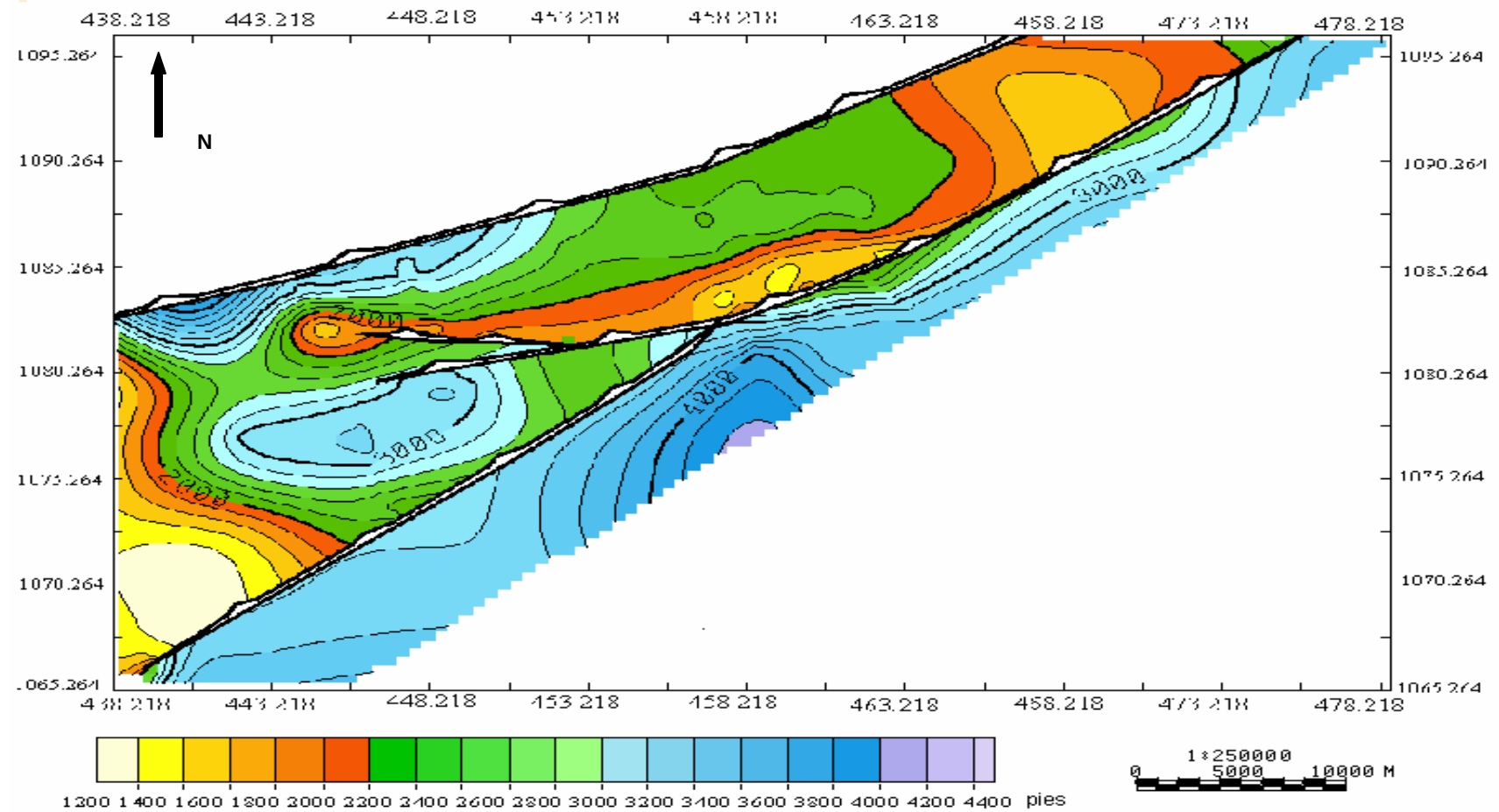


Figura N° 40 Mapa Estructural en profundidad del Nivel Intra-Carapita A

4.3 ANÁLISIS DE MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Los mapas de anomalías gravimétricas (Figura N° 41) y anomalías magnéticas (Figura N° 42) fueron suministrados por PDVSA E&P, en escala 1:250000.

4.3.1 MAPA DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

Las anomalías de Bouguer se calcularon para una densidad de 2,3 gr/cc. Sobre este mapa se pueden observar los dos perfiles estudiados AA' y BB' y los pozos utilizados.

En este mapa se puede distinguir una tendencia regional con una orientación preferencial noreste (N25E aproximadamente) y un gradiente suave. El gradiente hacia el oeste del área presenta una variación de 0.84 mgal por kilómetro, mientras que hacia el este del área de estudio se muestra un gradiente de 0.51 mgals por kilómetro.

Las anomalías gravimétricas presentan un máximo regional de -144 mgal y un mínimo regional de -172 mgal. Esta forma sugiere la presencia de materiales de baja densidad que yacen sobre materiales de mayor densidad.

Se hace notable en el mapa de Bouguer, el aumento en el valor de las anomalías negativas hacia el Noreste, lo cual se relaciona con el aumento de la profundidad del basamento, la cual ocurre hacia el depocentro de la Cuenca Oriental de Venezuela.

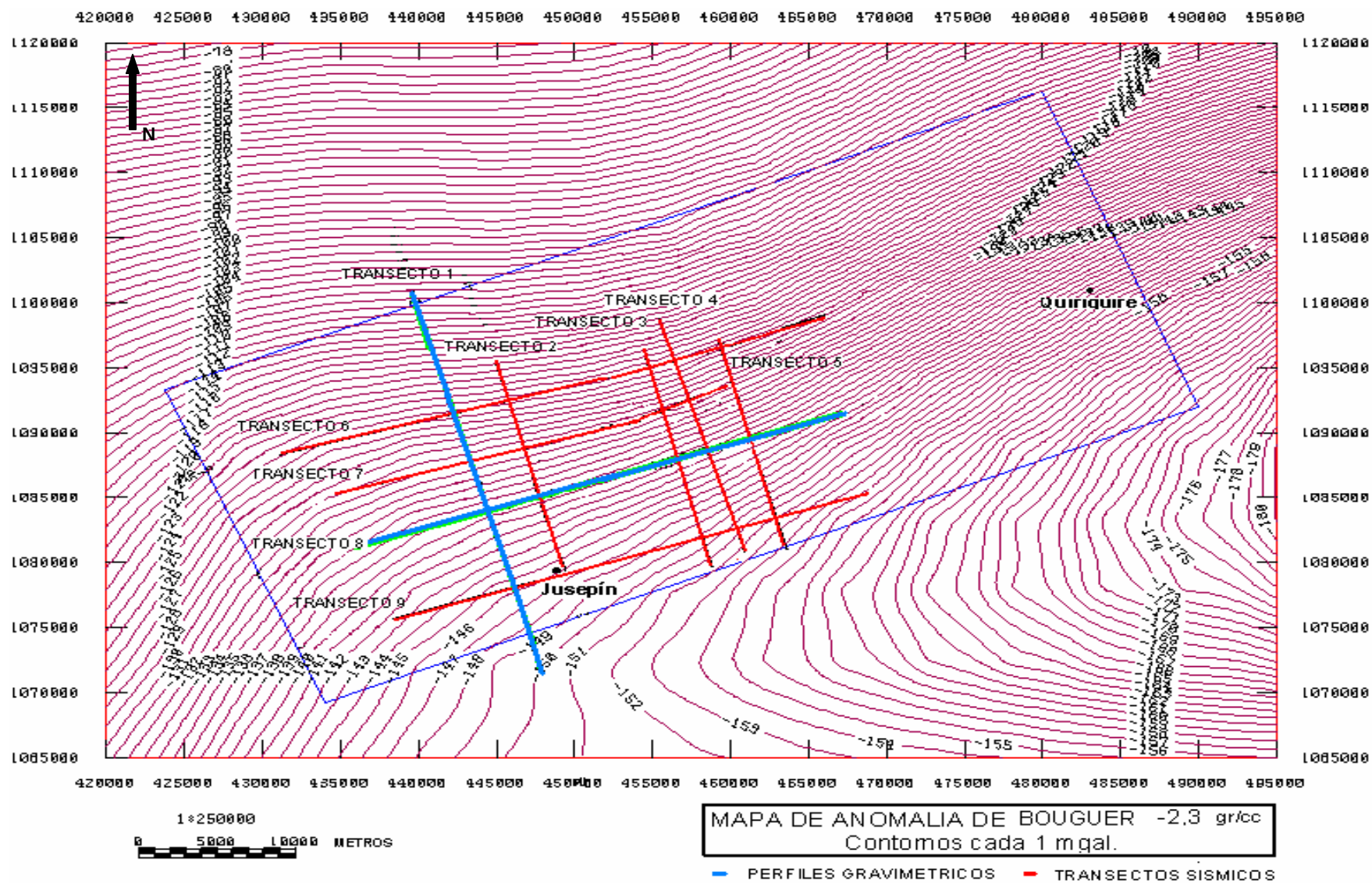


Figura N° 41 Mapa de Anomalías Gravimétricas

4.3.2 MAPA DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

En este mapa se puede distinguir una tendencia regional con orientación preferencial hacia el noreste, y se caracteriza por la presencia de anomalías con valor máximo regional de 9696 gammas y el valor mínimo regional de 9689 gammas. Se presenta un notable gradiente que tiene una variación de 0.52 gammas por kilómetro hacia el sureste del área de estudio, mientras que hacia el noreste se muestra un valor en el gradiente de 0.25 gammas por kilómetro.

Según el cálculo realizado con el programa IGRF (U.C.V), la inclinación en el área de estudio es de 32° y la declinación es de -12° .

Se puede observar también que en el mapa de Intensidad Magnética Total hacia el oeste y hacia el este, se presentan respuestas más fuertes y notables que en el mapa gravimétrico, éstas pudieran ser respuestas a superficies irregulares presentes en el basamento magnético.

4.4 MODELAJES GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO 2D

Para la realización de los modelos gravimétrico y magnético 2D se requirió de información geológica, sísmica y de datos de pozos. La geometría de los modelos se basó en los modelos estructurales propuestos en la interpretación sísmica, los cuales se muestran en las Figuras N° 30 y 37.

Las secuencias sedimentarias más profundas fueron controladas por el modelaje gravimétrico realizado por MARTINEZ (1995) en el área de la Subcuenca

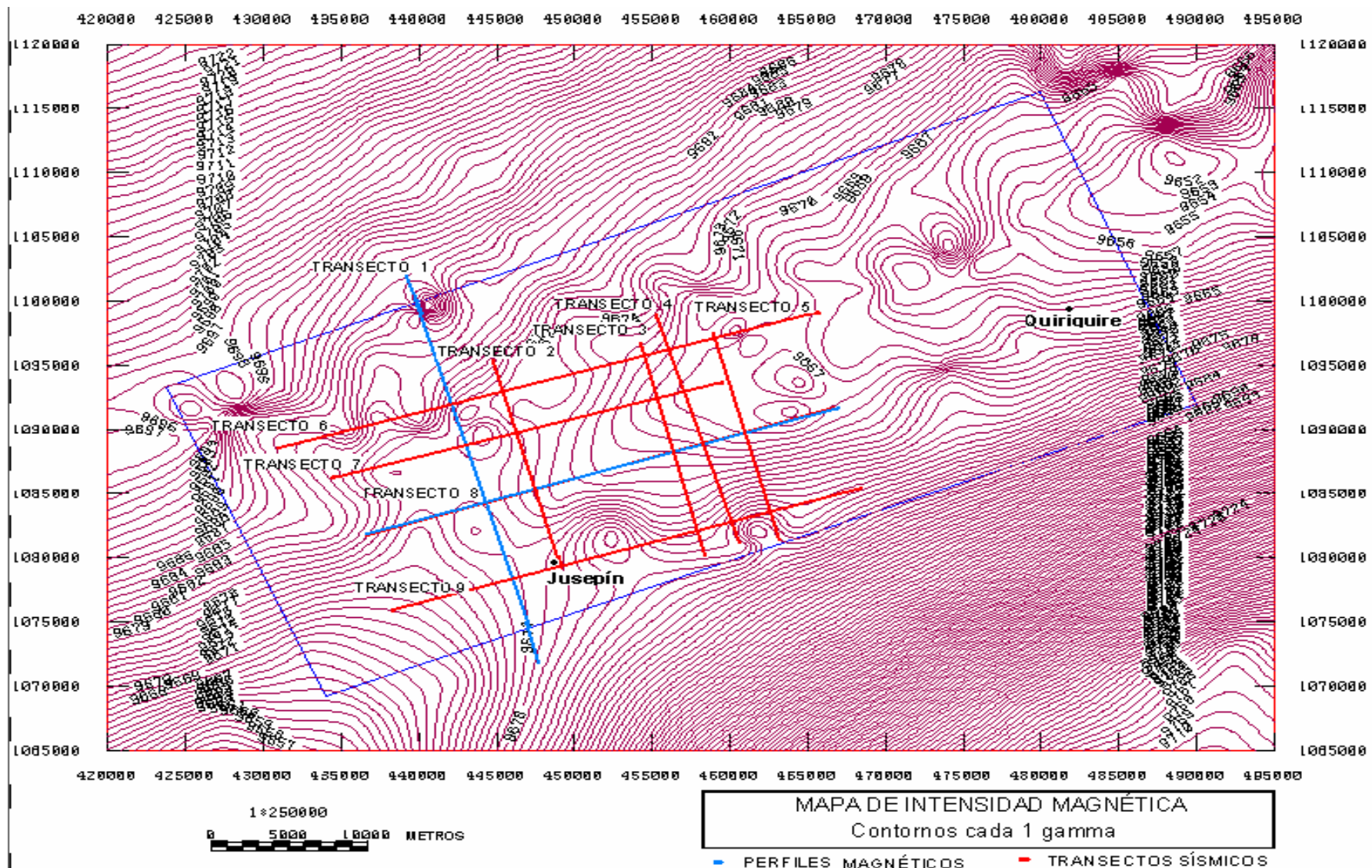


Figura N° 42 Mapa de Anomalías Magnéticas

de Maturín y el trabajo de sismica profunda aportado por FUNVISIS en el área de San Mateo, Estado Anzoátegui (MARTINS et al., 2002).

En los modelos realizados en este trabajo de investigación se presentan las unidades cretácicas descansando directamente sobre el basamento cristalino. Lo anterior se justifica basándose en lo afirmado por FEO CODECIDO et al. (1984) en su estudio de las rocas de edad Paleozoico y basamento en la cuenca de los Llanos venezolanos y en base al trabajo de MARTINS et al. (2002) utilizando sismica profunda.

FEO CODECIDO et al. (1984), afirma que hacia la parte sur de esta cuenca, específicamente hacia los Estados Anzoátegui y Monagas, los sedimentos de edad Terciario y Cretácico descansan sobre el basamento de edad Precámbrico.

MARTINS et al. (2002) basándose en el estudio de tres perfiles ubicados entre las poblaciones Barcelona y Ciudad Bolívar, indican de igual forma que las secuencias cretácicas descansan sobre el basamento cristalino.

Los transectos escogidos para la realización de los modelos gravimétrico y magnético fueron los Transectos 1 y 8, por contener la mayor información geológica del área y estructuras de interés.

El Transecto 1 representa el perfil AA' y presenta una extensión de 29 km aproximadamente. En el mapa gravimétrico se observa un valor mínimo de -150 miligales en el extremo sur y un valor máximo de -98 miligales hacia el extremo norte. Este perfil presenta una curva anómala uniforme que va descendiendo su

valor hacia el sur. En el mapa magnético se observa un valor mínimo de 9673 gammas en el centro del perfil y un valor máximo de 9688 gammas hacia el extremo norte. La curva anómala presenta un alto hacia el sur.

El Transecto 8, representa el perfil BB' y tiene una extensión de 38 km aproximadamente. En el mapa gravimétrico el perfil muestra un valor mínimo de -151 miligales en el extremo norte y un valor máximo de -135 miligales hacia el extremo sur. Presenta una curva anómala casi uniforme, ya que presenta un alto no muy notable hacia el sur. En el mapa magnético el perfil muestra un valor mínimo de 9667 gammas hacia el norte y un valor máximo de 9680 gammas hacia el sur. La curva presenta altos y bajos no muy pronunciados hacia el extremo sur.

4.4.1 MODELAJE GRAVIMÉTRICO 2D

Para la realización del modelaje gravimétrico se utilizaron los valores de densidad proporcionados por el pozo H. Estos valores se indican en la Tabla N° 3.

FORMACIÓN	DENSIDAD (gr/cm ³)
Las Piedras	2.05-2.28
Tope de Carapita	2.25-2.35
Carapita D	2.25-2.40
Carapita E	2.25-2.40
Areo	2.2-2.35
Tinajitas	2.3-2.45

Tabla N° 3 Valores de densidad suministrados por el pozo F.

Los valores de densidad utilizados para hacer los modelos se controlaron también a partir de valores teóricos de densidad y de estudios previos en la zona.

Los valores de densidad del basamento cristalino y del manto superior fueron obtenidos de estudios realizados en la Cuenca Oriental de Venezuela por CARSON HELICOPTERS (1987). Estos valores son: para el manto superior 3,10 gr/cc y para el basamento cristalino 2,7 gr/cc.

4.4.1.1 MODELAJE GRAVIMÉTRICO DE LOS PERFILES AA' Y BB'.

Los perfiles gravimétricos AA' y BB' (Figura N° 44 y N° 45) presentan los ocho cuerpos descritos en la Tabla N° 4.

El manto superior se encuentra a una profundidad de 28 km en ambos modelos. Esta profundidad se justifica basándose en el trabajo de BOSCH y RODRÍGUEZ (1992), en donde se menciona que la discontinuidad de Mohorovicic va disminuyendo su profundidad hacia el norte (Figura N° 43).

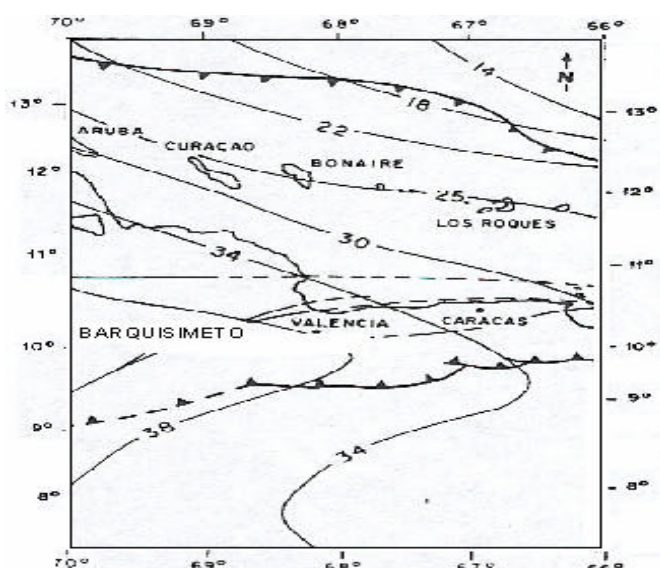


Figura N° 43 Profundidades de la discontinuidad de Mohorovicic

			EDAD	CUERPO Nº	DENSIDAD (gr/cc)	INTENSIDAD MAGNÉTICA (10 ⁻⁶ emu . cm ⁻³)	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (k* 10 ⁻⁶ cgs)
CENOZOICO	CUATERNARIO		PLEISTOCENO	8	1,98	30	10
			PLIOCENO		2,1		
	TERCIARIO	MIOCENO		7	2,25	30	10
			TARDIO		2,25		
			MEDIO	6		30	10
			TEMPRANO		2,35		
			OLIGOCENO	5	2,35	30	10
			EOCENO	4			
	MESOZOICO	CRETÁCICO	MAASTRICHTIENSE	3	2,45	130	310
			CAMPANASIENSE				
			SANTONIENSE		2,50	100	300
			CONIACIENSE		-	-	-
			TURONIENSE				
			CENOMANIENSE		2,52	100	300
			ALBIENSE		-	-	-
			APTIENSE		2,55	100	300
			BARREMIENSE		2,57	100	300
PALEOZOICO			PRE-CÁMBRICO (Basamento)	2	2,70	1300	1000
			MANTO SUPERIOR	1	3,10	2000	3000

Tabla N° 4 Propiedades físicas de los cuerpos que constituyen los modelos gravimétrico y magnético.

El basamento cristalino de edad Pre-Cámbrico está formado por rocas meta-sedimentarias y meta-ígneas. El basamento va aumentando su grosor hacia el sur, esto se explica debido a que hacia el norte es donde hay mayor actividad tectónica. Es importante señalar que el mismo no está involucrado en la deformación.

Los depósitos de edad Cretácico, están constituidos por las Formaciones Barranquín (Barremiense), El Cantil (Aptiense), Querecual (Cenomaniense-Turonense), San Antonio (Santoniense-Campaniense) y San Juan (Maastrichtiense). La secuencia profunda aparece desde aproximadamente 6 km hasta 11 km, mientras que la secuencia menos profunda va desde 1.5 km hasta 4.5 km aproximadamente.

La unidad de edad Eoceno, representada por la Formación Caratas, se encuentra a unos 2 km. La unidad más profunda se encuentra a 5,5 km aproximadamente.

Las rocas de edad Oligoceno, específicamente el Grupo Merecure se repiten en profundidad a unos 6 km. Las rocas menos profundas se hallan a aproximadamente 2 km.

Los depósitos del Mioceno Temprano a Medio poseen una máxima profundidad de aproximadamente 5 km. El tope de este cuerpo está erosionado, presenta una discordancia intra-Carapita que separa a Carapita inferior (C, D y E) de Carapita superior (A y B), y una discordancia en la base de Carapita D. Se destaca dentro de este cuerpo el Miembro Chapapotal perteneciente a la Formación Carapita. Esta Formación está compuesta principalmente de arcillas gris oscuro, mientras que Chapapotal está constituido por arenas.

Las unidades de edad Mioceno Tardío (Morichito) y Plioceno (Caicara o Quiriquire, La Pica y Las Piedras I) alcanzan una profundidad máxima de aproximadamente 2 Km y 1 km, respectivamente.

4.4.2 MODELAJE MAGNÉTICO DE LOS PERFILES AA' Y BB'.

La realización de los modelos magnéticos (Figuras N° 46 y 47) no persiguió conseguir un riguroso ajuste en las curvas, sino reflejar las tendencias generales de las anomalías del campo magnético y modificar las propiedades magnéticas de cada cuerpo respetando los rangos permitidos de magnetización y susceptibilidad, además de mantener la geometría de las estructuras presentadas en los modelos gravimétricos.

Los valores de magnetización y de susceptibilidad magnética (Tabla N° 4) fueron obtenidos de estudios previos en la zona, tales como :

BOSCH Y RODRÍGUEZ (1992): Valores de magnetización basados en un modelo cortical realizado en el margen de las Placas Caribe y Suramericana.

ORIHUELA Y CUEVAS (1993): Valores de susceptibilidad, basados en el modelaje de una sección ubicada entre la Fosa de Puerto Rico y la región norcentral de Venezuela

Los valores de inclinación y declinación magnética fueron obtenidos a partir del programa IGRF (CPD-Geofísica-UCV), los cuales dieron como resultado un valor de 32° para la inclinación y -12° para la declinación.

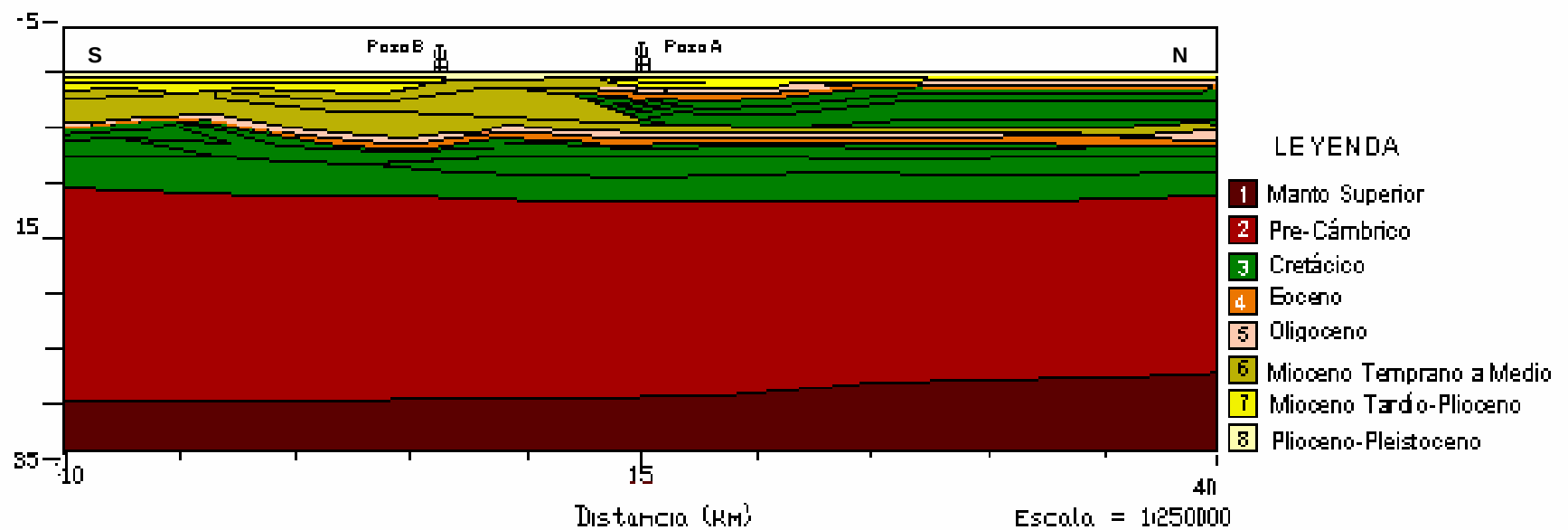
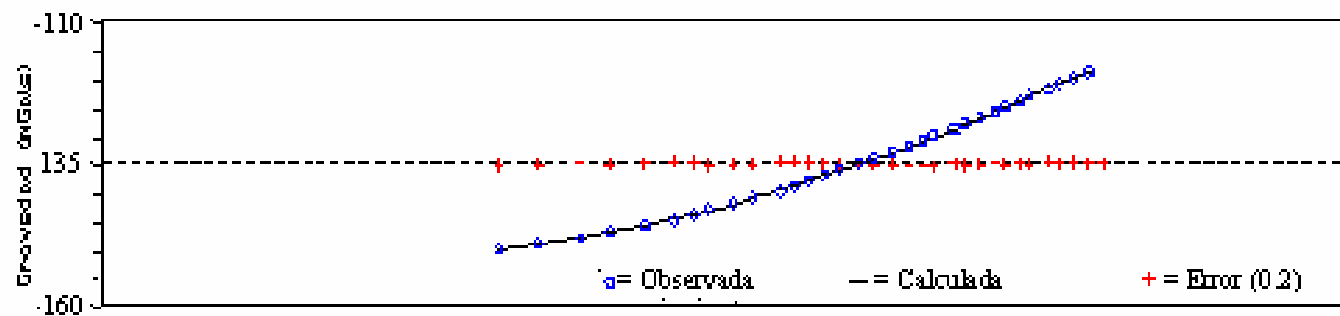


Figura N° 44 Modelo Gravimétrico del Transecto 1

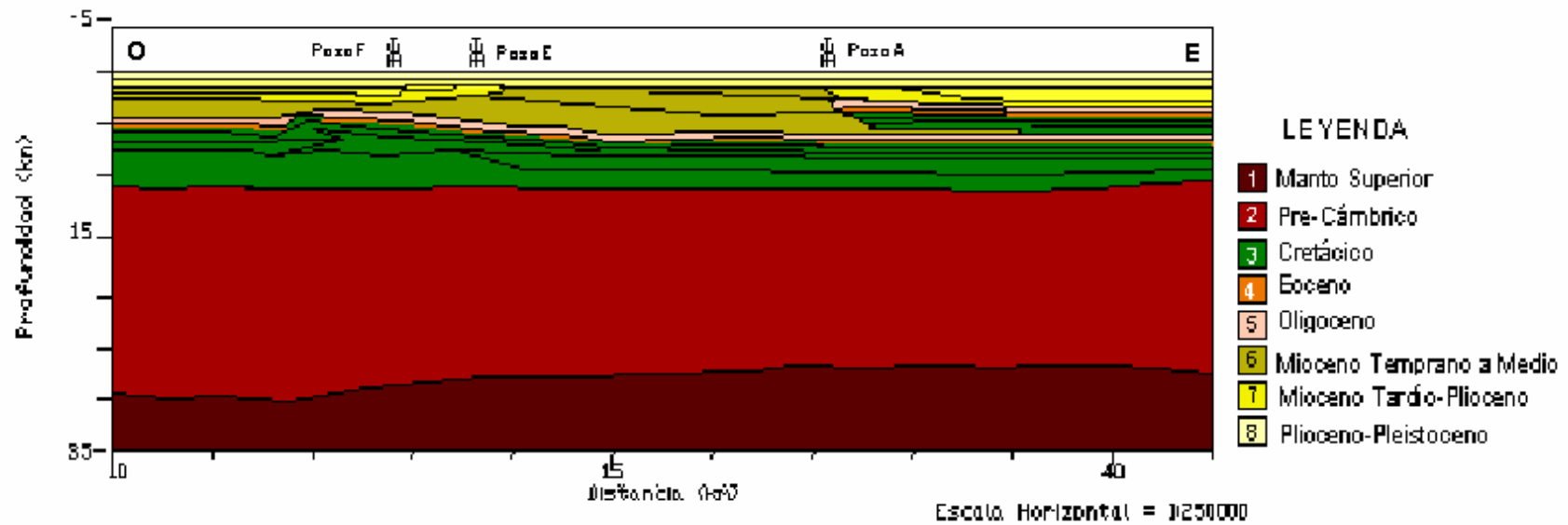
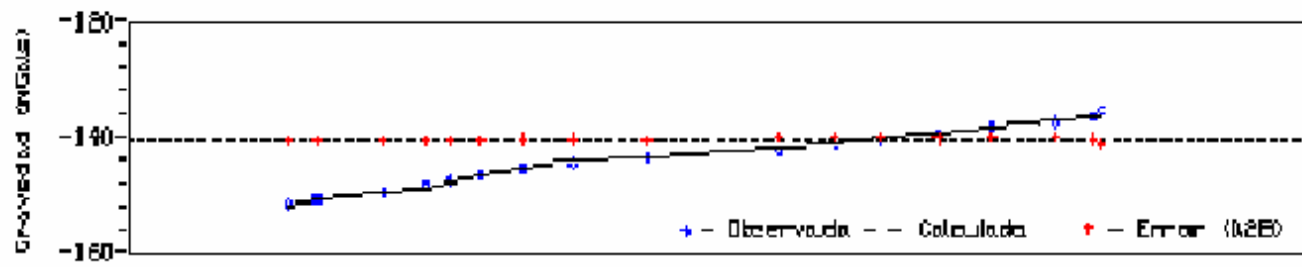


Figura N° 45 Modelo Gravimétrico del Transecto 8

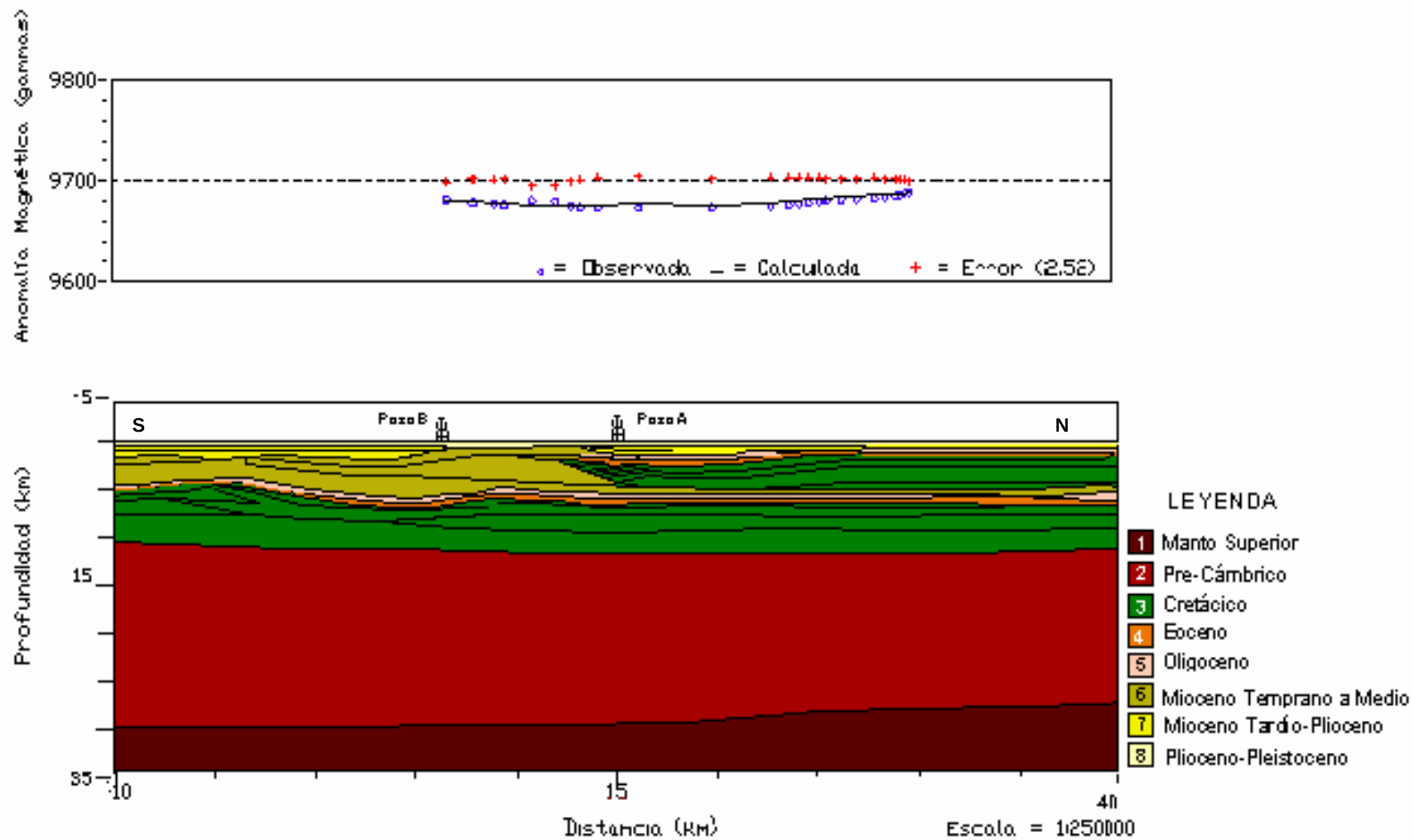


Figura N° 46 Modelo Magnético del Transecto 1

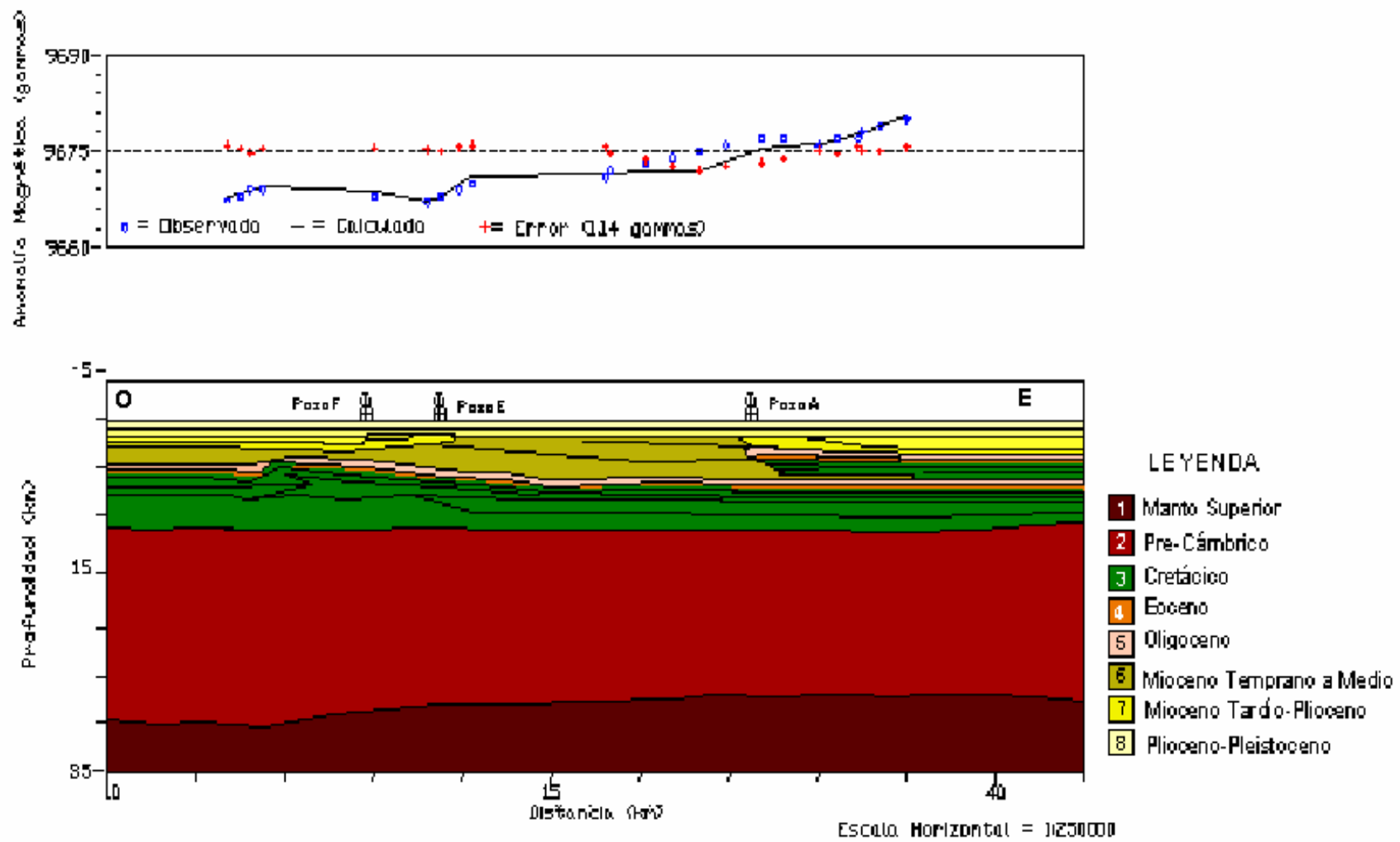


Figura N° 47 Modelo Magnético del Transecto 8

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

Como resultado de la interpretación geofísica integrada realizada en este Trabajo Especial de Grado en el área del Alto de Pirital, Norte de Monagas, se llegó a las siguientes conclusiones

1. A partir de la interpretación sísmica de los nueve transectos ubicados en el área de estudio se reconoció una secuencia de tipo “fault propagation fold”, descartando de esta manera la presencia de una zona triangular en dicha área.
2. El acortamiento total producido por los esfuerzos compresivos se va consumiendo hacia el Este.
3. El comienzo de la deformación se ubica en el período Mioceno Tardío y su culminación en el período Plioceno Temprano.
4. Los acortamientos obtenidos en el área de estudio varían en un rango de 3 km -6 km .
5. A partir de la interpretación sísmica se propone en el área de estudio un nivel de despegue a aproximadamente 5 km de profundidad en el Cretácico Inferior .
6. El Alto de Pirital es una estructura de crecimiento, debido a que en su flanco norte presenta sedimentos truncados y en su flanco sur estructuras en “onlap”. Dichos comportamientos cumplen con las características de este

tipo de estructuras. Este Alto fue rebasado en el Plioceno Tardío cuando se detuvo la deformación.

7. Los mapas estructurales en tiempo y en profundidad mostraron consistencia entre ellos, permitieron identificar y analizar los corrimientos en la zona, y mostraron una forma anticlinal fallada la cual fue el objeto de estudio (Alto de Pirital).
8. El ajuste de los modelos gravimétricos valida la interpretación sísmico estructural realizada en la zona de estudio y muestra de manera consistente y coherente el comportamiento de las secuencias sedimentarias en profundidad. El error obtenido en el modelaje del Transecto 1 fue de 0.2 mgal mientras que para el Transecto 8 fue de 0.28 mgal.
9. Los modelos magnéticos permitieron definir la posición del basamento en profundidad y evidenciaron el engrosamiento del mismo en dirección Sur. Los errores obtenidos fueron: para el Transecto 1, 2.52 gammas, y para el Transecto 8, 1.14 gammas.
10. El área de estudio se considera un área exploratoria de alto interés, debido a la presencia de la estructura antiformal estudiada (Alto de Pirital) y las estructuras de tipo “fault propagation fold” presentes en el núcleo de este alto estructural. Estas formas estructurales y su asociación con los corrimientos presentes en la zona pueden generar trampas de hidrocarburos de interés exploratorio.

RECOMENDACIONES

Como una forma de complementar este Trabajo de Investigación se recomienda:

1. Utilizar programas especializados para el balanceo de las estructuras del área de estudio
2. Realizar una retrodeformación del área de estudio, que permita mostrar en porcentaje el valor del acortamiento hallado en el área, con el fin de compararlos con los porcentajes dados en modelos previos, y corroborar la veracidad de las estructuras obtenidas.
3. Establecer modelos cuantitativos a partir del estudio de sísmica profunda en el área.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

CITADAS

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- AGUASUELOS INGENIERÍA** (1990) *Modernización de datos geológicos en el Frente de Montaña: Levantamiento geológico de superficie desde Carora Oeste, hasta Píritu, al Este*. Informe para CORPOVEN. Vol. 5.
- (1991) *Geología de la Serranía del Interior*. CORPOVEN, Caracas. Informe para CORPOVEN
- ÁLVAREZ, W** (1982) *Geologic Evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanics of plate tectonics*. J. Geophys. Res. 87: 6697-6710.
- ARNSTEIN, R..E., C. BETORET, E. MOLINA, L. MOMPART, J. ORTEGA, F. RUSSOMANO y H. SÁNCHEZ** (1982) *Geología petrolera de la Cuenca de Venezuela Oriental*. XLV Reunión a Nivel de Expertos (ARPEL), México, Memoria: 229-252.
- ARNSTEIN, R., E. CABRERA, F. RUSSOMANO y H. SÁNCHEZ** (1985) *Revisión estratigráfica de la Cuenca de Venezuela Oriental*. En VI Congreso Geológico Venezolano, 1:41-69.
- AUBOUIN, J., M. BALTUCK, R.J ARNOTT, J. BOURGOIS, M. FILEWIEZ, R. HELM, K.A. KVENVOLDEN, B. LIENERT, T. Mc DONALD, K. Mc DOUGALL, Y. OGAWA, E. TAYLOR y B. WINSBOROUGH** (1982) *Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala*. Nature 297:458-460.

- AUDEMARD, F. I. AZPIRITXAGA, P. BAUMAN, A. ISEA y M. LATREILLE (1985) *Marco geológico del Terciario de la Faja Petrolífera del Orinoco de Venezuela*. VI Congreso Geofísico Venezolano. Tomo I: p 70-109
- AYMARD, F.E. (1990) *Geological integration and evaluation of Northern Monagas, Eastern Venezuelan Basin*. In: *Classic petroleum provinces*, v.50, Geological Society of America Special Publication, J. Brook. p 37-53.
- BALL, M.M., C.G.A. HARRISON y P.R. SUPKO (1969) *Atlantic opening and the origin of the Caribbean*. Nature 223: 167-168.
- BANKS, C.J y J. WHARBURTON (1986) *“Passive roof” duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman Mountain Belts: Pakistan Jour*. Structural Geol 8: 229-237.
- BERNAL, A. y S. HARDÍ (2002) *Syntectonic sedimentation associated with three-dimensional fault-bend fold structures: a numerical approach*. Journal of Structural Geology 24: 609-635.
- BLANCO, B. y J. SÁNCHEZ (1990) *Prospectividad en el frente de montañas entre Acarigua y Boca de Uchire*. V Congreso Venezolano de Geofísica, Mem: 210-218.
- BONINI, W.E (1978) *Anomalous crust in the Eastern Venezuela Basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean borderland*. En: Mac Gillavry H:J & D.J Beets (eds): 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad, 1977). Geol Mijnbouw, 57 (2):117-122.

- BOSCH, M e I. RODRÍGUEZ (1992) ***North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates.*** Journal of South American Earth Sciences 3: 133-143.
- BOYER, S.E y D. ELLIOT (1982) ***Thrust system.*** American Association of Petroleum Geol. Bull., 9: 1196-1230.
- BURKE, K., P.J FOX y A.M.C SENGÖR (1978) ***Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean.*** J. Geophys. Res. 83: 3949-3954.
- BURKE, K., C. COOPER, J.F. DEWEY, P. MANN, J.L y PINDELL (1984) ***Caribbean tectonics and relative plate motions.*** En: W. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam. (Eds) The Caribbean South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society American. Memoria 162:31-63.
- CAMPOS, V y R. LANDER (1985) ***Evolución Estructural en el noreste de Anzoátegui y su relación con el Norte de Monagas.*** VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, Memoria, 4: 2397-2414.
- CARNEVALLI, J.(1988) ***Geology of new giant oil fields in mountain front of northeastern Venezuela.*** Proceedings, 28th International Geological Congress, Washington, 9-19 July, v.1.
- CHAPLET, M. (1998) ***Informe sobre dos campañas de Anzoátegui.*** Sensores Remotos. Proyecto al Norte de Anzoátegui. Reinterpretación del mapa geológico por imágenes RadarSat. Informe interno AGUASUELOS para PDVSA.

- CHEVALIER, Y. (1995) ***A cross section from the oil-rich Maturin subbasin to Margarita Island. The geodynamic relations between South America and Caribbean plates.*** Tectonics and stratigraphy, American Association of Petroleum Geologists / SVG, field trip, March 11-14, 1993, 165 p
- CHEVALIER, Y. y E ÁLVAREZ (1991) ***Consideraciones estructurales del transecto Cariaco-Maturín (Geología superficie-subsuelo).*** Departamento de Geología, Gerencia de estudios regionales. 56 p. Informe Inédito.
- CHIOCK, M. (1985) ***Cretáceo y Paleógeno en el subsuelo del Norte de Monagas.*** VI Congreso Geológico Venezolano, p: 350-383.
- COOCK, F.A. (1979) ***Thin-Skinned tectonic in the cristallyne southern Appalachians.*** COCORP seismic reflection profiling of the Blue Ridge and Piedmont: Geology, 7: p. 563-567
- DAAL, J. (1992) ***Análisis Estructural del Bloque Alóctono de Pirital y su incidencia en la Exploración petrolera.*** V Congreso Venezolano de Geofísica. 21-25.
- DAHLSTROM, C. D. A (1969) ***Balanced cross-sections.*** Canadian Journal earth Science, 6: 743-757.
- (1970) ***Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains.*** Bull. Canadian Petroleum Geology, 18: 332-406
- DE SISTO, J. (1960) ***A Supplementary type section for the La Pica Formation.*** Asociación Venezolana Geología, Minería y Petróleo. Bol. Inform. 3 (7): 186-198.

- (1961) ***Stratigraphic relationship along the southern shelf area of Eastern Venezuela Basin, east of Greater Oficina Fields.*** Asociación Venezolana Geología, Minas y Petróleo, Bol. Inform.
- DI CROCE, J. (1995) ***Eastern Venezuelan Basin: Sequence Stratigraphy and structural evolution*** Tesis de Doctor en Filosofía, Rice University.
- DONNELLY, T.W. (1985) ***Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region.*** En: Stehli.F.G., Webb, S.D.(Eds.). The Great American Biotic Interchange, pp, 41-64.
- DUERTO, L. (1998) ***Principales zonas triangulares del Occidente de Venezuela.*** Tesis de Maestría, Universidad Central de Venezuela, Caracas. Inédito.
- DUNCAN, R. y R.HARGRAVES (1984) ***Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame.*** En: Bonini W., R. Hargraves y R. Shagan (eds.), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. GSA, Memoir, 162: 81-93.
- ERLICH, R. N., y S.F. BARRET (1992) ***Petroleum geology of Eastern Venezuela Foreland Basin.*** En: Macqueen, R.W y D.A., Leckie, eds., Foreland basins and fold belt: American Association of Petroleum Geologists, Mem 55:341-362
- FEO CODECIDO, G., F.D SMITH y N. ABOUT (1984) ***Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basin.*** En: Bonini, W.E., R.V Hargraves y R.

- Shagan eds. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America, Memoria 62:175-187
- FERNÁNDEZ, F y H. PASSALACQUA (1990) ***Procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en la Cuenca Oriental de Venezuela.*** V Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Memoria 21-25: 86-93.
- GALEA, F (1985) ***Bioestratigrafía y ambientes sedimentarios del grupo Santa Anita del Cretácico superior-Eoceno, Venezuela nororiental.*** VI Congreso Geológico de Venezuela, Caracas. 703-721.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., (1946). ***Estudio sobre aguas subterráneas en los Llanos de Venezuela.*** Rev. de Fomento 8(64): 9-59.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J. AROZENA y X. PICARD CADILLAT (1980) ***Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas.*** Caracas. Ediciones Foninves. Tomo I y II. 1031 p.
- GRIPP, A.E. y R.G GORDON (1990) ***Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model.*** Geophys. Res. Lett. 1109-1112.
- GUTIERREZ, R (1988) ***Nuevas expectativas en la Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela.*** Caracas. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos. 34-43.
- HEDBERG, H.D y PYRE (1944) ***Stratigraphy of northeastern Anzátegui*** En Venezuela: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 20:1-128.

- HEDBERG, H. D., L. C. SASS y H. J. FUNKHOUSER (1947). ***Oil fields of the greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela.*** American Association Petroleum Geol. Bull., 31(12): 1089-2169.
- HUNG, E. (1997) ***The geology and paleontology of Rio Aragua surface section. Serranía del Interior State of Monagas, Venezuela.*** Tesis de Maestría, Rice University. Houston, Texas.
- KLITGORD, K y H SCHOUTEN (1986) ***Plate kinematics of the central Atlantics.*** En: Tucholke B.E. Voght.P.R (Eds.), The Western Atlantic Regio pp 351-378.
- LAMB, J.L (1964) ***The geology and paleontology of Rio Aragua surface section. Serranía del Interior, State of Monagas, Venezuela .*** Asociación Venezolana Geología, Minería y Petróleo. 7:111-123.
- LAMB, J.L. y J DE SISTO (1968) ***The Morichito Formation of Northern Monagas.*** Asoc.Venez. Geol. Min y Petr. Bol.Inf., 6 (9): 269-376.
- LAMB, J.L. y J.A. SULEK (1968) ***Miocene turbiditas en the Carapita Formation of Eastern Venezuela .*** Congreso Geológico del Caribe. IV. Trinidad 1965. 111-119.
- LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (L.E.V) (1970) Editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN).
- LIDDLE, R.A. (1946) ***The Geology of Venezuela and Trinidad.*** 2th edition, Paleon. Res. Ins. Ithaca, New York. 890 p.

- LILLIU, A. (1990) ***Geophysical interpretation of Maturín foreland Northeastern Venezuela.*** Tesis de Maestría. Universidad de Houston, 129 p.
- MALFAIT, B.T. y M.G. DINKELMAN (1972) ***Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate.*** Geological Society of America Bull. 83: 251-272.
- MARSHAK, S. y N. WOODWARD (1988) ***Introduction to cross-section balancing. Basic Methods of Structural Geology.*** Eds. S. Marshak y G. Mitra. pp. 303-332. Prentice may.
- MARTIN, N. y E. ESPINOZA (1990) ***Integración de la información gravimétrica del flanco Noreste de la Cuenca Oriental de Venezuela.*** V. Congreso Venezolano de Geofísica. p 78-85.
- MARTINS, A, M. SCHMITZ, J. SÁNCHEZ y R. CASTILLA (2002) ***Adquisición de dos transeptos sísmicos profundos en el Oriente de Venezuela para investigar la corteza terrestre.*** Informe Preliminar, proyecto PDVSA-FUNVISIS.
- MARTÍNEZ, J. (1995) ***A geologycal and geophysical study of structural style along a transect of the Maturin Subbasin, Eastern Venezuela Basin.*** M.S. Thesis, University of South Carolina , Columbia, 141 p.
- MATA, S. (1989) ***Evolución geológica preliminar de la Formación Carapita en la Cuenca Oriental de Venezuela (Norte de Monagas).*** Departamento de Geología. Gerencia de Estudios Regionales. LAGOVEN. Informe Interno.

- McCLAY, K.R (1992) ***Glossary of thrust tectonicas terms***. Department of Geology,
Royal Holloway and Bedford New College, University of London, Egham,
Surrey, England. pp.419-433
- MEDWEDEFF, D.A (1988) ***Structural análisis and tectonic significance of Late-Tertiary and Quaternary compressive-growth folding, San Joaquin Valley, California***. PhD Thesis, Princeton University
- (1989) ***Growth fault-bend folding at southeast Lost Hills, San Joaquín Valley California***. American Association of Petroleum Geol.Bull., 73:
p 54-67.
- MENDOZA, V. (1977) ***Evolución tectónica del escudo de Guayana***. II Congreso Latinoamericano. Geol. Caracas, noviembre, 1973. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ.Esp.V.,Nº3:2237-2270.
- MESCHEDE, M. y W. FRISCH (1998) ***A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate***. TECTONOPHYSICS 296: 269-291.
- MITRA, S (1990) ***Fault Propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps***. American Association of Petroleum Geologists Bulletin: 74: 921-945
- MUNRO, S y F. SMITH (1984) ***The Urica fault zone, northeastern Venezuela***. In: Bonini W., R. Hargraves y R. Shagan (eds.), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. GSA, Memoria, 162: 213-215.

- N.G.A, (1994) ***GM-SYS, interactive gravity and magnetics modeling for Unix workstation, Reference Manual***. Northwest Geophysical Associates, Inc., P.O. Box 1063, Corvallis, OR 97339-1063, USA.
- ORIHUELA, N. y J.L. CUEVAS (1993) ***Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe Central***. Revista de Ingeniería. 8 : 55-73
- PEIRSON, A. (1965) ***Geology of the north Central Venezuela***. Doc. Lagoen, S.A. inédito. N° 3000-11-5 Caracas 19. p 337
- PINDELL, J. R y S.F. BARRET (1990) ***Geological Evolution of the Caribbean Region: A Plate-tectonic Perspective. En: Dengo and the Caribbean region***. Geological Society of America, The Geology of North America, v.H: 405-432.
- POTIE, G. (1989) ***La Serranía del Interior Oriental Sur le transect Cumaná-Urica et le bassin de Maturín (Venezuela)***. Tesis Universidad de Brest. 1989. 240p.
- PRIETO, R. y G. VALDÉS (1992) ***El Furrial oil field, A new giant in an old basin***. En, Halbouty M. (ed.), Giant oil and gas fields of the decade 1978 to 1988. AAPG, Memoir 54: 155-161.
- QUIJADA DE DAAL, J (1991) ***Análisis Estructural del Bloque Alóctono de Pirital y su incidencia en la Exploración***. Informe interno (Corpoven).
- RENZ, H. H (1962) ***Stratigraphy and paleontology of the type section of the Santa Anita group***. Asoc.Venez. Geol. Min y Pet. 5 (4): 89-108.

- RICH, J. L (1934) *Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee*. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 18: 1584-1596.
- ROD, E. (1959) *West end of Serranía del Interior, Eastern Venezuela*. AAPG, Bull. 43(4): 772-789.
- ROSALES, H. (1969) *La Falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela*. VI Congreso Geológico de Venezuela. Caracas. Tomo IV (5): 2322-2336
- ROSSI, T. (1985) *Contribution á l'étude géologique de la frontière sud-est de la plaque Caraïbes, la Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín*. Bretagne Occidentale, 340 p.
- ROSSI, T, F. STEPHAN, R. BLACHET y G. HERNÁNDEZ (1987) *Estude géologique de la Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín*. Revue de l'Institut Français du Pétrole, 42:3-30.
- ROURE, F, J. CARNEVALLI y T. SUBIETA (1994) *Geometry and Kinematics of the North Monagas thrust belt (Venezuela)*. Marine and Petroleum Geology 11 (3)
- SALVADOR, A (1963) *Propuesta de simplicidad de la nomenclatura estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela*. Boletín Informativo AVG Caracas. p:153-202.
- SOCAS, M. (1991) *Estudio Sedimentológico de la Formación Naricual. Estado Anzoátegui*. Tesis de Grado, Departamento de Geología U.C.V. 287 p. Inédito

STAINFORTH, R. (1968) ***Mid-Tertiary diastrophism in Northern South America.***

IV Caribbean Geol. Conf., Trinidad, Memoir: 159-177

----- (1971) ***La Formación Carapita de Venezuela Oriental.*** Cong.

Geol. Venez. IV Caracas. Nov. 1969. Memoria Bol. Geolog. Caracas. Pub. Esp.

S.I: p 433-463.

STEPHAN, J.F. , B. MERCIER DE LEPINAY, E. CALAIS, M. TARDY, C. BECK, J.C.

CARTFANTAN y J.L. OLIVET (1990) ***Paleogeodynamic maps of Caribbean:***

14 steps from Lias to Present. Bulletin Soueté Geologique de France, (8° serie,

VI). P 915-919.

SUBIETA, T., J. CARNEVALLI y V. HUNTER (1988) ***Evolución***

tectonoestratigráfica de la Serranía del Interior y la Subcuenca de Maturín.

En Bellizzia, A.L. Escoffery, I. Bass, eds., III Simposio Bolivariano, Caracas,

1988, Memoir, Bol. Soc. Ven. Geol. 2: 549-578.

SUPPE, J. (1983) ***Geometry and kinematics of fault bend folding.*** American Journal

of Science, Vol. 283: 684-721.

----- (1985) ***Principles of structural geology.*** Englewood Cliffs, N.J: Prentice

Hall. p 132.

SUPPE, J. Y Y. CHANG (1983) ***Kink method applied to structural interpretation of***

seismic sections, western Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan 19:29-49.

- SUPPE, J, G.T.CHOU y S.C. HOOK (1992) ***Rates of folding and faulting determined from growth strata*** . In: K.R. Mc Clay, ed., Thrust Tectonics, Chapman and Hall, 105-121.
- TALUKDAR, S, O. GALLANGO y A. RUGGIERO (1988) ***Generation and Migration of oil in Maturín subbasin, Eastern Venezuela Basin: Organic Geochemistry***. Caracas. INTEVEP. V 13:537-547.
- VIERBUCHEN, R.C (1978) ***The Tectonics of northeastern Venezuela and southeastern Caribbean sea***. Ph.D. Thesis, Princeton Univ., 175 p.
- VIVAS, V. (1986) ***Etude géologique du bord ouest de la Serranía del Interior (Venezuela) la région de Bergantín-Santa Inés dans la zone de faille d'Urica*** . Thèse, 3^o Cycle, Brest.
- VIVAS, V., M. CHAPLET, y J.F STEPHAN (1991) ***Geología de la Serranía del Interior***. Informe interno de PDVSA. Aguasuelos.
- WEC (1997) ***Evaluación de pozos***. Schlumberger Sureenco, C.A. Caracas, Venezuela.
- WILSON, J.T (1965) ***Submarine fracture zones, aseismic ridges, and the international council of scientific unions line: proposed western margin of the East Pacific Ridge***. Nature 207: 907-911.
- WOODWARD, N., S.E BOYER y J. SUPPE (1989) ***Balanced Geological Cross-Sections: An essential Technique in Geological Research and Exploration***, Short Course in Geology. Vol.6, American Geophysics Unión, Washington D.C. 303-314

*Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela

<http://www.intevep.pdv.com/~ibc03>

<http://www.georeferencias.com>

APÉNDICES

APÉNDICES

APÉNDICE 1

TABLAS T-Z DE LOS POZOS UTILIZADOS

POZO A

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
0.00	0.00
322.00	43.60
822.00	176.20
1322.00	291.60
1822.00	408.60
2322.00	552.80
2822.00	617.00
3322.00	733.20
3822.00	844.20
4302.00	943.00
4822.00	1051.20
5522.00	1190.20
5822.00	1242.20
6322.00	1319.20
6822.00	1391.20
7222.00	1452.80
8002.00	1567.80
8457.00	1651.00

POZO B

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
0.00	0.00
481.00	129.40
981.00	265.40
1481.00	408.60
1981.00	534.60
2481.00	653.20
2881.00	783.20
3481.00	918.80

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
3822.00	918.80
3981.00	1039.00
4481.00	1143.40
4981.00	1251.20
5481.00	1367.60
5981.00	1484.40
6481.00	1595.60
6981.00	1700.80
7481.00	1810.00
7981.00	1920.80
8250.00	1975.20
14481.00	3300.01

POZO C

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
0.00	0.00
445.00	120.00
949.00	280.00
1449.00	370.00
1949.00	480.00
2149.00	490.00
2349.00	520.00
2549.00	540.00
2749.00	580.00
2949.00	600.00
3149.00	624.80
3349.00	656.00
3449.00	660.00
3749.00	700.80
3949.00	740.00
4349.00	800.00
4549.00	820.00
4749.00	850.00
4949.00	876.00
5149.00	900.00
5249.00	912.00
5409.00	944.00

POZO D

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
0.00	0.00
445.00	140.00
1445.00	408.00
2445.00	676.00
3445.00	928.00
3945.00	1060.00
4045.00	1080.00
4145.00	1104.00
4255.00	1124.00
4345.00	1144.00
4445.00	1168.00
4545.00	1196.00
4645.00	1208.00
4745.00	1236.00
4845.00	1252.00
4995.00	1280.00
5145.00	1304.00

POZO E

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
0.00	0.00
295.000	92.00
795.00	216.00
1295.00	344.00
1495.00	416.00
1695.00	428.00
1895.00	472.00
2095.00	512.00
2295.00	540.00
2495.00	588.00
2695.00	616.00
2895.00	660.00
3095.00	692.00
3295.00	732.00

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
3495.00	768.00
3695.00	804.00
3895.00	844.00
4095.00	884.00
4295.00	924.00
4495.00	956.00
4695.00	984.00
4895.00	1020.00
5095.00	1052.00
5295.00	1092.00
5495.00	1116.00
5695.00	1148.00
5895.00	1188.00
6095.00	1204.00
6345.00	1252.00

POZO F

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
0.00	0.00
771.00	172.80
1771.00	516.00
2836.00	780.00
3271.00	876.00
3671.00	954.00
4071.00	1034.00
4571.00	1133.00
4971.00	1217.00
5371.00	1304.00
5771.00	1384.00
6371.00	1508.00
6921.00	1621.80
7321.00	1701.00
7901.00	1821.20
8211.00	1081.80
8671.00	1978.00
9171.00	2085.00
9441.00	2138.40

PROFUNDIDAD (pies)	TIEMPO DOBLE DE VIAJE (mseg)
9671.00	2185.00
1071.00	2266.00
11036.00	2473.80
11291.00	2519.01
11544.00	2568.01
11361.00	2583.21
11886.00	2631.81
11964.00	2646.01
12044.00	2665.21
12162.00	2679.21
12261.00	2695.41
12361.00	2712.61
12471.00	2727.41
12541.00	2736.61

APÉNDICE 2

HORIZONTES

POZO A

CAMPO	HORIZONTES	PROFUNDIDAD (Pies)
JUSEPIN	MORICHITO	506.65
	TOPE DE CARAPITA	800
	CARAPITA D	966.65
	CARAPITA F	1166.65
	AREO	1466.65
	CARATAS	1600.65
	VIDOÑO	1706.65
	SAN JUAN	1766.65
	P.F	2006.65

POZO B

CAMPO	HORIZONTES	PROFUNDIDAD (Pies)
JUSEPIN	TOPE DE CARAPITA	358.19
	CARAPITA D	1158.19
	CARAPITA E	1958.19
	P.F	3558.19

POZO C

CAMPO	HORIZONTES	PROFUNDIDAD (Pies)
JUSEPIN	SAN JUAN	1000
	QUERECUAL	1340
	P.F	1640

POZO D

CAMPO	HORIZONTES	PROFUNDIDAD (Pies)
JUSEPIN	CARAPITA C	725
	P.F	1000

POZO E

CAMPO	HORIZONTES	PROFUNDIDAD (Pies)
JUSEPIN	TOPE NDC	4628.00
	BASE NDC	4720.00

POZO F

CAMPO	HORIZONTES	PROFUNDIDAD (Pies)
OROCUAL	LAS PIEDRAS	375
	TOPE CARAPITA	781.54
	CARAPITA D	1200
	CARAPITA E	1960
	CARAPITA F	2230
	AREO	2430
	TINAJITAS	2773.80

APÉNDICE 3

PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LAS LÍNEAS

FECHA: Noviembre, 1985

FORMATO DE GRABACIÓN: SEG B GAPPED

FILTROS DE CAMPO: L.C.8 Hz H.C.128 Hz

LONGITUD DE REGISTRO: 8 segs.

INTERVALO DE MUESTREO: 2 ms.

FUENTE DE ENERGÍA: Dinamita.

ARREGLO DE FUENTE DE ENERGÍA: Un pozo por punto de tiro

PROFUNDIDAD DE CARGA: 90 pies

PESO DE LA CARGA: 2 cargas de 4 kilos cada una

GEÓFONOS: MARK L15, 10 Hz

ARREGLO DE GEÓFONOS: 24 geófonos por estación.

INTERVALO ENTRE GRUPOS: 40 mts.

INTERVALO ENTRE PUNTO DE TIROS: 80 mts.

NÚMERO DE CANALES: 120

Cobertura: 3000%

PARÁMETROS DE PROCESAMIENTO DE LAS LÍNEAS

FECHA: Junio, 1987

PLANO DE REFERENCIA: 150 mts. Sobre el nivel del mar.

VELOCIDAD DE CORRECCIÓN: 1800 mts./seg

INTERVALO DE MUESTREO EN PROCESAMIENTO: 4 ms.

MULTIPLICIDAD PROCESADA: 3000%

LONGITUD DE PROCESAMIENTO: 8 seg.

SECUENCIA DE PROCESAMIENTO

1. Demultiplex, Recuperación de ganancias
2. Ordenamientos de CDP's estáticas (sorting) Estáticas calculadas por elevación.
3. Deconvolución

TIPO: Predictiva, Fase mínima

NÚMERO DE VENTANAS: 2 zonas de igual longitud

TIEMPO DE PREDICCIÓN MÍNIMA: 32 ms.

LONGITUD DE OPERADOR: 200 ms.

4. Análisis de velocidad
5. Aplicación de correcciones dinámicas (NMO)
6. MISER (Estáticas residuales automáticas consistentes a la superficie)
7. Análisis de velocidad
8. Aplicación de correcciones dinámicas (NMO)
9. MISER (Estáticas residuales automáticas consistentes a la superficie)
10. Análisis de velocidad
11. Apilamiento 3000%

12. Migración (Método de las diferencias finitas)

13. R.N.A

14. Filtro variante en tiempo

ZONA DE TIEMPO	FRECUENCIA
4 ms-1200 ms	12 Hz / 18 D8-50Hz / 36 D8
-2400 ms	12 Hz / 18 D8-45Hz / 36 D8
-4000 ms	10 Hz / 18 D8-40Hz / 36 D8
-6000 ms	10 Hz / 18 D8-35Hz / 36 D8
-8000 ms	10 Hz / 18 D8-30Hz / 36 D8

15. Ganancia RMS (Rango de ventanas 128/512 ms)

16. Ploteo (En el ploteo final se aplicó una corrección en tiempo de -167 ms (Bulk Shift). De manera que la sección está a nivel del mar).

APÉNDICE 4

Parámetros de un "Fault Bend Fold"

Ángulo de la Rampa (θ)	Buzamiento del Limbo anterior (β)	Ángulo del Eje axial (γ)	Radio de acortamiento (R)
1	1	90	1.00
2	2	89	1.00
3	3	89	1.00
4	4	88	0.99
5	5	87	0.99
6	6	87	0.99
7	7	86	0.98
8	8	86	0.98
9	9	85	0.98
10	10	85	0.97
11	11	84	0.96
12	13	84	0.96
13	14	83	0.95
14	15	82	0.94
15	16	82	0.93
16	18	81	0.92
17	19	81	0.91
18	20	80	0.90
19	22	79	0.88
20	23	78	0.87
21	25	78	0.85
22	26	77	0.84
23	28	76	0.82
24	30	75	0.80
25	33	74	0.78
26	35	72	0.76
27	38	71	0.73
28	42	69	0.70
29	47	67	0.66
30	60	60	0.58

Parámetros de un “Fault Propagation

Ángulo de la Rampa (θ)	Buzamiento del Limbo anterior (β)	Ángulo del Eje axial (γ)	Ángulo del eje axial interior (γ_p^*)
10	141	20	15
11	137	22	16
12	133	24	18
13	129	25	19
14	124	27	20
15	122	29	22
16	118	31	23
17	115	33	24
18	111	34	25
19	108	36	27
20	105	38	28
21	101	40	29
22	98	41	30
23	94	43	31
24	91	44	32
25	88	46	34
26	85	48	35
27	82	49	36
28	78	51	37
29	75	52	38
30	72	54	39
31	70	55	40
32	67	57	41
33	64	58	42
34	61	60	42
35	58	61	43
36	55	62	44
37	53	64	45
38	51	65	46
39	48	66	47
40	45	68	48
41	42	69	48
42	40	70	19
43	38	71	50
44	35	72	50
45	33	74	51
46	30	75	52
47	28	76	53
48	26	77	53

